



HAL
open science

La Craie du Bassin de Paris (Cénomaniens-Campanien, Crétacé supérieur). Sédimentologie de faciès, stratigraphie séquentielle et géométrie 3D.

Eric Lasseur

► **To cite this version:**

Eric Lasseur. La Craie du Bassin de Paris (Cénomaniens-Campanien, Crétacé supérieur). Sédimentologie de faciès, stratigraphie séquentielle et géométrie 3D.. Minéralogie. Université Rennes 1, 2007. Français. NNT: . tel-00350422

HAL Id: tel-00350422

<https://theses.hal.science/tel-00350422>

Submitted on 6 Jan 2009

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

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

N° ordre : 3574

THESE

présentée

DEVANT L'UNIVERSITE DE RENNES 1

pour obtenir

le grade de **DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE RENNES 1**

Mention Sciences de la Terre

PAR

Eric LASSEUR

Equipe d'accueil: Géosciences Rennes

Ecole Doctorale Sciences de la Matière

Composante universitaire: UFR Structure et Propriétés de la Matière

La Craie du Bassin de Paris (Cénomaniens-Campaniens, Crétacé supérieur). Sédimentologie de faciès, stratigraphie séquentielle et géométrie 3D

Soutenue le 11 juillet 2007 devant la commission d'examen composée de

Rapporteurs	Dan Bosence	Royal Holloway University of London
	Bruno Caline	Total Exploration et Production
Examineurs	Denis Vaslet	BRGM
	Didier Néraudeau	Université Rennes 1
	Franck Hanot	BRGM
Directeur de thèse	François Guillocheau	Université Rennes 1
Co-directeur	Cécile Robin	Université Rennes 1

Remerciements :

Tout d'abord merci au couple le plus important de ma thèse, François Guillocheau et Cécile Robin qui n'ont pas craint, il y a 6 ans maintenant, d'emmener en Oman un étudiant qu'ils ne connaissaient pas et qui n'avait pas de lacets à ces chaussures, puis de s'être investi pour le prendre en thèse sur ce sédiment « bizarre » qu'est la Craie. Merci pour tous les moments de science partagés, pour aussi tous les autres moins scientifiques mais tout aussi riches et /ou rigolos. Plein de bonheur à vous deux.

Merci beaucoup aussi à Franck Hanot, qui était à la conception de ce projet, et sans qui il n'aurait peut être pas vu le jour. Merci à lui pour son enthousiasme à déplacer les montagnes.

Merci à Didier Néraudeau d'avoir présidé le jury de ma thèse, mais aussi pour son aide précieuse dans mes travaux et les discussions variées de la géologie à l'archéologie et autres.

Merci à Dan Bosence d'avoir accepté d'être rapporteur de ma thèse et d'avoir « lutté avec le français » dans lequel est écrit une grande partie de ma thèse.

Merci à Bruno Caline d'avoir également été rapporteur pour ma thèse et pour l'intérêt qu'il a toujours manifesté pour mes travaux.

Merci à Denis Vaslet pour son soutien et son enthousiasme envers ma thèse, et pour le joyeux terrain en Picardie.

A Géosciences Rennes, merci à tous les gens de l'équipe sédim, d'abord les filles : Del, Sylvie, Marie-Pierre, Cécile Dalibard et Marie-Paule et les garçons : Jean-Noël, Olivier, Pete, Thierry, Jacques. Et aussi à tous les gens des autres équipes. Merci en particulier à Annick Lefevre, la femme qui relie plus vite que son ombre, et à Evelyne, la seule qui osait affronter mon capharnaüm de bureau.

Merci à Renaud Coueffé pour son aide sur le terrain, son amitié, et les tours en zodiac le long des côtes du Pays de Caux.

Merci à Chantal Bourdillon pour les datations, les discussions, etc. Et dans le duo (non pas infernal), merci aussi à Florence Quesnel.

Merci à ceux qui à travers les discussions m'ont donné des idées ou tout simplement stimulé, que ce soit devant un verre de Chartreuse, Jean, en Iran Josep Serra-Kiel, ou tout simplement dans un bureau, Fred et beaucoup d'autres.

Merci à tous ceux qui ont fait naître et/ou entretenu mon goût pour la géologie, Patrick Gigot, Olivier Dugué, Jean-Pierre Lautridou, Philippe Razin, Jean-Loup Rubino et tant d'autres, de Géosciences Rennes et d'ailleurs.

Science et ambiance, merci à tous les thésards et post docs de l'équipe Bassins, Seb pour toutes nos discussions à refaire la géologie du Bassin de Paris et du Golfe de Corinthe devant un café ou un verre de rhum. Aux co-locs successifs du bureau qui ont tant subi les méfaits du tabagisme passif et de mes tendances à l'entropie: Fabien puis Adrien (bon

courage pour la dernière année mon grand, et ne m'appelles pas Bambi s'il te plaît) et le petit dernier, Manu pour le gros coup de main sur SIG. Et aussi à Nuno, Catherine...

Merci à la bande des potes qui étaient là quand je suis arrivé à Rennes, pour toutes les ribouldingues, Blaise, Ju et Myriam et le punky qui ne devrait pas tarder, Dom, Jérôme, Gosia, César, Pochat, Castor.

Merci à tous les thésards qui étaient en même temps que moi à Rennes ou qui y sont encore. Les habitants du bureau 127 Flo, Ben, Nico, Yannick, Céline et leur précieux canapé, mais aussi Nico Lo, Grand Sarce, Romain, Vincent, Jacques, Seb, Laure, Nolwen, Mylène. Merci à Jean-Pierre et au Coet Albret (orthographe ?) pour les pots du light.

Et à tous les autres que j'ai oubliés mais auprès de qui je serai prêt à m'excuser autour d'un pot.

Merci enfin à mes parents pour tout ce qu'ils m'ont aimé et toute la foi qu'ils ont toujours eu en moi.

Et pour vraiment finir, l'amour toujours, merci à celle qui a tout partagé, (et supporté), cette dernière année (mais aussi les précédentes), entre les moments de déprime et d'euphorie excessive, les retours à « pas d'heures », de la fac ou d'ailleurs, et mêmes les nuits blanches de la fin de thèse. Bien sûr, c'est Floriane. Merci mon amour, ma thèse te doit beaucoup.

Résumé	1
Abstract	1
Introduction générale	3
A. Etat des connaissances	5
I. Sédimentologie de la Craie	7
1. Pétrologie et variété des modes de dépôt	7
1.1. Pétrologie	7
1.2. Variété des modes de dépôt	7
2. Caractéristiques principales de la sédimentation de la Craie (études en Mer du Nord et en Grande-Bretagne)	8
2.1. Le modèle de rampe carbonatée du Danemark (Surlyk <i>et al.</i> , 2001)	8
2.1.1. Faciès de bassin, importance des faciès gravitaires	9
2.2. Importance et interprétation des surfaces d'arrêt de sédimentation	12
2.2.1. Stades d'évolution successifs d'une surface d'arrêt de sédimentation	12
3. Etudes sédimentologiques dans la Craie du Bassin de Paris	15
3.1. Faciès proximaux de la Craie du Bassin de Paris	15
3.2. Les géométries en ondulation de la Craie	16
3.2.1. Faciès et géométries du Pays de Caux	16
3.2.2. Variété des interprétations des ondulations à grande échelle dans la Craie	19
3.3. Faciès de la sédimentation crayeuse « normale » dans le centre du Bassin de Paris	20
3.3.1. Etude du Campanien de la carrière de Précy-sur-Oise	20
3.3.2. Etude des forages du programme Craie 700 (Barrier, 2000)	23
3.3.3. Niveaux marneux de la Craie	23
3.4. Définition de critères pour les études sédimentologiques de la Craie	24
4. Arguments paléobiologiques	25
4.1. Ichnologie	25
4.2. Reconstitution paléobathymétrique à partir des faunes	28
II. Cadre géologique régional	31
1. Biostratigraphie	31
1.1. Différents outils biostratigraphiques	32
1.1.1. Macrofossiles	32
1.1.2. Microfaunes (foraminifères planctoniques et benthiques)	36
1.1.3. Nannofaunes	38
1.2. Définition d'une échelle biostratigraphique de référence	39
2. Magnétostratigraphie et chimostratigraphie	41
2.1. Magnétostratigraphie	41
2.2. Chimostratigraphie	41
3. Lithostratigraphie et stratigraphie événementielle	42
3.1. Principaux travaux antérieurs dans le Bassin de Paris	42
3.1.1. Divisions lithostratigraphiques existantes dans la Craie du Bassin de Paris	42
3.2. Intérêt de la charte lithostratigraphique du Sud de l'Angleterre pour l'établissement d'une lithostratigraphie dans le Bassin de Paris	43
3.2.1. Description de la charte lithostratigraphique définie en Angleterre	43
3.2.2. Nature des changements lithologiques, pertinence et fiabilité de la lithostratigraphie anglaise	45
3.3. Stratigraphie événementielle	49
3.3.1. Description et pertinence des différents types d'événements utilisés	49
3.3.2. Applicabilité de la stratigraphie événementielle dans le Bassin de Paris.	59
3.4. Lithostratigraphie et identification des grands domaines du Bassin de Paris.	60
3.4.1. Cénomaniens	60
3.4.2. Etablissement d'une lithostratigraphie et grands traits paléogéographiques du Turonien et des dépôts postérieurs	61
3.5. Remarques sur la lithostratigraphie de la Craie	65
4. Contexte structural du Bassin de Paris	67

III. Contexte tectonique et eustatique du Crétacé supérieur en Europe du Nord-Ouest _____ **71**

1. Contexte tectonique _____	71
1.1. Evolution des bassins du Nord-Ouest de l'Europe du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur _____	72
1.1.1. Jurassique supérieur _____	72
1.1.2. Crétacé inférieur _____	72
1.1.3. Evolution structurale du Jurassique supérieur-Cénomaniens dans le Bassin de Paris _____	73
1.2. Evolution du Nord-Ouest de l'Europe au Crétacé supérieur _____	75
1.2.1. Evolution des bassins situés à l'est du Massif Londres-Brabant au Crétacé supérieur _____	76
1.2.2. Evidences d'une tectonique en compression à l'ouest du Massif Londres-Brabant _____	78
1.2.3. Déformations d'âge Crétacé supérieur au front des orogènes alpins et pyrénéens _____	86
1.3. Conclusions sur le contexte tectonique de l'Europe de l'Ouest et sur l'existence de déformations dans le Bassin de Paris _____	90
2. Contexte eustatique du Crétacé supérieur _____	93
2.1. Comparaison des différentes chartes _____	93
2.1.1. Variations à grande échelle _____	93
2.1.2. Variations à l'échelle d'un ou de plusieurs étages _____	93

B. Sédimentologie de la Craie _____ **97**

A waterdepth model for the Normandy Chalk (Cenomanian-Middle Coniacian, Paris Basin, France) based on shell concentrations, hiatal surfaces and metric-scale cycle records. _____ **99**

Abstract _____ **99**

1. Introduction _____ **99**

2. Geological setting. _____ **100**

2.1. Basin evolution and Cretaceous paleogeography (Fig. 1) _____ 100

2.2. Stratigraphy and tectonic framework (Fig. 2 and 3) _____ 100

3. The metre-scale cycles of the Normandy Chalk _____ **101**

3.1 Description of the St Jouin-Bruneval section: identification of metre-thick cycles (Fig. 4) _____ 101

3.2 The different cycle associations of the Normandy Chalk _____ 102

3.3. Methodology. _____ 102

4. The different components of the cycles _____ **103**

4.1 Shell concentrations (SC, Fig. 5) _____ 103

4.2. Depositional facies (DF). _____ 104

4.3. Hiatal surfaces (Fig. 6) _____ 105

4.4. Interpretation (Fig. 7a) _____ 106

5. The different cycle associations. _____ **108**

5.1 The metre-scale cycles of the Lowery-Upper Cenomanian (Fig. 8) _____ 108

5.2 The metre-scale cycles of the Upper Cenomanian-Lower Turonian (Fig. 9) _____ 108

5.3 The metre-scale cycles of the Middle Turonian-Middle Coniacian (Fig. 10) _____ 109

5.4 Location along a waterdepth profile (Fig. 7b) _____ 109

6. Testing the waterdepth profile model. _____ **109**

6.1. Echinid paleoecology (Fig. 11) _____ 109

6.2. Correlation of field sections using event stratigraphy and sequence stratigraphy (Figs. 12 and 13) _____ 110

7. Discussion: towards a waterdepth model for the Upper Cretaceous Chalk of the Paris Basin _____ **112**

Conclusion _____ **113**

References : _____ **135**

Application du modèle de faciès bâti en Normandie pour les dépôts postérieurs au Coniacien moyen. _____ **137**

II. Faciès proximaux de Touraine _____ **139**

1. Description des différents faciès identifiés en Touraine _____ **139**

1.1. Granulométrie et texture _____ 139

1.2. Figures sédimentaires	140
1.3. Concentrations de bioclastes	147
1.4. Bioturbation	147
2. Interprétation de ces faciès en termes de milieux de dépôts et modèle de faciès des dépôts de Touraine.	147
2.1. Faciès en dépôt.	147
2.1.1. Faciès les plus proximaux (faciès internes et dépôts tidaux)	148
2.1.2. Dépôts de tempêtes	148
2.2. Surfaces d'arrêt de sédimentation	149
3. Mise en équivalence avec les dépôts du modèle de faciès de Normandie	152
III. Faciès distaux (Craie 700)	155
1. Méthodologie : définition de critères d'identification des faciès sur carottes	155
1.1. Critères macroscopiques	155
1.1.1. Concentrations en bioclastes	155
1.1.2. Présence et type de surfaces d'arrêt de sédimentation	156
1.1.3. Figures sédimentaires	156
1.1.4. Couleur des sédiments	156
1.1.5. Ichnologie	156
1.2. Critères microscopiques	157
1.3. Mise en équivalence avec le modèle de faciès réalisé en Normandie	157
2. Différents faciès rencontrés dans les forages du programme Craie 700	159
2.1. Description des faciès de l'intervalle Cénomaniens-Turonien inférieur	159
2.1.1. Caractéristiques macroscopiques	159
2.1.2. Caractéristiques microscopiques	162
2.2. Description des faciès de l'intervalle Turonien-Campanien	163
2.2.1. Caractéristiques macroscopiques	163
2.2.2. Caractéristiques microscopiques	168
3. Interprétation en termes de milieux de dépôts et position relative des différents faciès	168
3.1. Faciès du Cénomaniens-Turonien inférieur	168
3.2. Faciès post-cénomaniens	170
4. Mise en équivalence avec les faciès de Haute-Normandie	172
IV. Electrofaciès	173
1. Electrofaciès basés sur des mesures électriques (PS résistivité) identifiés en Normandie	173
2. Electrofaciès basés sur les mesures de Gamma ray-Sonic du centre du bassin (forage Craie 700).	177
2.1. Electrofaciès de l'intervalle Cénomaniens-Turonien inférieur.	177
2.2. Electrofaciès de l'intervalle Turonien moyen-Campanien.	177
3. Electrofaciès terrigènes (Touraine-Sarthe)	184
C. Découpage séquentiel et géométries du Crétacé supérieur du Bassin de Paris	187
I. Normandie	187
1. Lithostratigraphie	187
1.1. Lithostratigraphie existante (Cénomaniens-Turonien)	187
1.1.1. Cénomaniens	187
1.1.2. Turonien.	187
1.2. Dépôts Post-turonien, proposition d'une lithostratigraphie.	188
1.3. Proposition d'une lithostratigraphie locale et synonymie avec la lithostratigraphie anglaise	189
2. Stratigraphie événementielle	190
2.1. Dépôts cénomaniens	190
2.2. Dépôts turoniens à campaniens	190
3. Biostratigraphie	191
3.1. Cénomaniens	191

3.1.1. Céphalopodes : Ammonites et Bélemnites	191
3.1.2. Foraminifères (planctoniques et benthiques)	192
3.2. Turonien	192
3.2.1. Macrofaunes	192
3.2.2. Microfaune	193
3.3. Biostratigraphie des dépôts post-turonien	194
4. Découpage séquentiel et géométries	197
4.1. Intervalle Cénomaniens-Turonien moyen	198
4.1.1. Découpage 1D	198
4.1.2. Datation des séquences	200
4.1.3. Transect vallée de la Seine-vallée de la Somme	201
4.1.4. Evolution entre les coupes de Saint-Jouin-Etretat et Penly-Dieppe	204
4.1.5. Commentaires et discussion sur les évolutions observées à l'échelle du transect	204
4.2. Intervalle Turonien-Coniacien moyen	209
4.2.1. Découpage séquentiel 1D (figure C. 3)	209
4.2.2. Datation des séquences	209
4.2.3. Géométrie des dépôts de l'intervalle Turonien moyen-Coniacien moyen	210
4.2.4. Commentaires des géométries observées	212
4.3. Intervalle Coniacien moyen-Campanien basal	215
4.3.1. Découpage 1D	215
4.3.2. Datation de ces séquences	216
II. Sud-Ouest du Bassin de Paris, Sarthe et Touraine	217
1. Cénomaniens	219
1.1. Le Cénomaniens stratotypique	219
1.1.1. Stratigraphie	219
1.1.2. Découpage séquentiel du Cénomaniens stratotypique	221
1.1.3. Calage du puits Fontaine-Raoul	227
1.2. Le Cénomaniens de l'Anjou	230
1.2.1. Lithostratigraphie et environnements de dépôts	230
1.2.2. Passages latéraux aux formations de la Sarthe et âge des formations	231
1.3. Géométrie et découpage séquentiel de la Touraine au centre du Bassin de Paris : le transect Ballan-Miré-Héricy	232
1.3.1. Habillage du puits Ballan-Miré (figure C.14)	232
1.3.2. Description du transect et individualisation des séquences de dépôt	234
1.3.3. Datation des séquences par corrélation avec le puits Fontaine-Raoul	235
1.3.4. Variations latérales de faciès et d'épaisseur le long du transect Ballanmire-Héricy (figure C.15)	236
1.4. Conclusions sur l'étude du Cénomaniens du Sud-Ouest du Bassin de Paris	237
2. Dépôts post-cénomaniens de Touraine	241
2.1. Lithostratigraphie	241
2.1.1. Saumurois	241
2.1.2. Touraine et région de Vendôme	241
2.2. Stratigraphie événementielle	243
2.3. Biostratigraphie	243
2.3.1. Saumurois	243
2.3.2. Touraine et région de Vendôme	244
2.4. Corrélation et découpage séquentiel	245
2.4.1. Intervalle Turonien-Coniacien inférieur	245
2.4.2. Intervalle Coniacien-Campanien	256
2.5. Conclusions sur l'étude des dépôts post-cénomaniens de Touraine	259
2.5.1. Evolution de l'histoire tectonique de la région Touraine	259
2.5.2. Hiérarchisation des séquences de l'intervalle Cénomaniens supérieur-Campanien	260
3. Conclusions sur l'étude du Crétacé supérieur du Sud -Ouest du Bassin de Paris	262
III. Craie 700	263
1. Lithostratigraphie	263
2. Biostratigraphie	263
2.1. Arguments macrofaunistiques	264
2.2. Microfaune	264
2.2.1. Nannofossiles calcaires	264

2.2.2. Foraminifères	264
2.3. Discussion sur les âges	265
2.3.1. Limite Turonien-Coniacien	266
2.3.2. Position des limites à l'intérieur du Cénomaniens	266
3. Stratigraphie événementielle.	267
4. Découpage séquentiel	268
4.1 Découpage séquentiel 1D	268
4.2. Age des séquences	272
4.3. Hiérarchisation des surfaces d'inversion de tendance	273
IV. Synthèse du découpage séquentiel de la Craie du Bassin de Paris	275
1. Contemporanéité des séquences	275
1.1. Cénomaniens	275
1.1.1. Comparaison entre les découpages réalisés en Normandie et dans le Sud-Ouest du Bassin de Paris	275
1.1.2. Comparaison avec le découpage séquentiel de Craie 700, retour sur le calage temps de ce forage	278
1.2. Intervalle Turonien-Coniacien moyen	280
1.2.1. Comparaison Normandie-Touraine	280
1.2.2. Comparaison avec Craie 700, discussion du calage-temps	280
1.3. Intervalle Coniacien moyen-Campanien	282
2. Retour sur la hiérarchisation des séquences	283
2.1. Identification des variations à une échelle supérieure à 5 Ma	283
2.2. Séquences d'ordre supérieur (<5 Ma)	283
3. Corrélations entre les trois zones et signification des grandes phases d'évolution du bassin	285
D. Géométries de la Craie	289
I. Géométries de la Craie à l'échelle du corps sédimentaire : les ondulations de la Craie.	289
1. Distribution de ces géométries dans le temps et l'espace.	291
1.1 Répartition spatiale et stratigraphique.	291
1.1.1. Répartition spatiale et stratigraphique en Normandie.	291
1.1.2. Répartition dans le reste du Bassin de Paris.	292
1.2. Conséquences de cette distribution	293
2. Géométrie de ces corps sédimentaires et contenu en termes de faciès.	297
2.1. Étude des géométries dans le panorama Saint-Martin-aux-buneaux-Veuillettes-sur-Mer.	297
2.1.1. Transition zone convexe- pseudo-chenal (Panorama 1.)	297
2.1.2. Panorama 2	300
2.2. Etude des géométries d'Etretat	304
2.2.1. Etude de la géométrie de la Porte d'Amont à Etretat	304
2.2.2. Autres expressions des géométries d'Etretat.	316
2.3. Géométries à très grande longueur d'onde du Santonien.	320
2.4. Autres géométries à l'affleurement dans le Bassin de Paris :	320
2.4.1. Chenaux phosphatés de Picardie	320
2.4.2. Lentille phosphatée de Saint-Martin du Tertre	321
3. Conclusion : Variabilité de ces géométries et environnement de formation	323
3.1. Bathymétrie de formation de ces géométries.	323
3.2. Amplitude et longueur d'onde.	324
II. Géométries à l'échelle du Bassin de Paris	327
1. Méthodologie	327
2. Commentaires du transect Pavilly 6-Poigny 701	329
2.1. Continuité des séquences observées dans les deux zones d'études	329
2.2. Géométries observées à l'échelle du transect	330
2.2.1. Intervalle Albien-Coniacien supérieur (géométries à l'échelle du bassin)	330
2.2.2. Géométries au-dessus de la MFS du Coniacien supérieur	333

III. Géométries 3D et paléogéographies	335
1. Méthodologie	335
1.1. Cartes d'isopaques	335
1.1.1. Isopaques et compaction	336
1.2. Cartes paléogéographiques	337
1.3. Interprétation des cartes d'isopaques en termes de subsidence.	337
2. Description et Commentaires des cartes	338
2.1. Intervalle Cénomanién-Turonien moyen.	338
2.1.1. Intervalle MFS Albien-FS Cénomanién moyen 1.	338
2.1.2. Intervalle FS Cénomanién Moyen 1-FS cénomanién moyen 2	343
2.1.3. Intervalle FS Cénomanién 2-Plenus Marls	343
2.1.4. Intervalle Plenus marls-Turonien inférieur.	348
2.1.5. Intervalle Turonien inférieur-Turonien moyen.	348
Synthèse de l'intervalle MFS Albien-MFS Turonien moyen.	354
2. Intervalle Turonien moyen-Campanien.	355
2.1. Intervalle MFS Turonien moyen-MFS Coniacien supérieur.	355
2.1.1. Intervalle MFS Turonien moyen-FS Turonien-Coniacien	355
2.1.2. Intervalle FS Turonien supérieur-Coniacien- MFS Coniacien inférieur	356
2.1.3. Intervalle MFS Coniacien inférieur-FS Coniacien moyen.	361
2.1.4. Intervalle FS Coniacien moyen-MFS Coniacien supérieur (figure D. 37)	361
2.1.5. Conclusion sur l'intervalle Turonien moyen-Coniacien supérieur.	362
2.2 Intervalle Coniacien supérieur- Campanien inférieur.	366
2.2.1. Carte d'isopaques de l'intervalle Coniacien supérieur –Campanien	366
2.2.2. Nature et signification des géométries à grande longueur d'onde observées	366
2.2.3. Carte paléogéographique	367
2.2.4. Conclusions sur l'intervalle MFS Coniacien supérieur- MFS Campanien inférieur.	375
3. Conclusions générales	375
E. Synthèse	377
I. Implications géodynamiques de l'évolution stratigraphique du Bassin de Paris au Crétacé supérieur.	377
1. Intervalle Cénomanién-Turonien moyen.	377
2. Intervalle Turonien supérieur-Campanien inférieur.	380
2.1. Signification et évolution de contraintes observées	380
2.2. Signification géodynamique à l'échelle de l'Europe	380
2.3. Evolution post-Campanien inférieur du Bassin de Paris	381
II. Eustatisme	383
1. Grandes tendances des variations eustatiques au Crétacé supérieur	383
2. Comparaison des tendances observées avec les différentes chartes eustatiques du Crétacé supérieur	384
III. Les géométries en ondulation de la Craie, évidences d'une circulation profonde?	385
1. Signification des géométries de Haute-Normandie	385
2. Evidences d'une mise en place d'une circulation océanique dans l'Europe du Nord à partir du Santonien	387
3. Implications d'une dynamique d'upwelling sur la sédimentation et la répartition de la Craie.	387
Conclusions	393
Perspectives	395
Bibliographie	397

Résumé

La Craie, dépôt caractéristique de l'Europe du Nord durant le Crétacé supérieur, est un sédiment original dans l'histoire de la Terre, qui reste relativement mal compris. Cette étude vise à mieux établir la sédimentologie et la stratigraphie de la Craie du Bassin de Paris. Nous proposons un modèle de faciès de la Craie, depuis des environnements très proximaux, de shoreface, jusqu'à des dépôts distaux situés sous la limite d'action des vagues de tempêtes. Ce modèle et les données de subsurface sont utilisés pour réaliser des corrélations à haute-résolution à l'échelle du Bassin de Paris, en appliquant les méthodes de la stratigraphie séquentielle. Ces corrélations permettent de contraindre la géométrie 3D et la paléogéographie du Bassin de Paris au Crétacé supérieur. Ceci permet d'appréhender les différents paramètres (tectonique, eustatisme) qui contrôlent la sédimentation de la Craie. En particulier, nous montrons une réorganisation importante des contraintes intraplaques au Turonien supérieur depuis des contraintes orientées Est-Ouest vers un régime compressif globalement orienté Nord-Sud. Ce régime en compression, bien connu en Europe centrale et interprété comme la marque du début du cycle alpin, n'était jusqu'à présent pas reconnu à l'ouest du Massif Londres-Brabant. De même, cette étude apporte des éléments de contrainte pour la compréhension des variations eustatiques durant le Crétacé supérieur. Enfin, nous mettons en évidence, l'existence d'une circulation océanique, active à partir du Coniacien, associée à un contexte d'upwelling en Europe du Nord. À partir d'une confrontation entre la répartition mondiale de la craie et les données de prédiction des upwellings, nous avançons l'hypothèse que la présence de ce sédiment particulier sur des mers épicontinentales est directement lié à des dynamiques d'upwelling et à la paléocéanographie du Crétacé supérieur.

Abstract

Chalk is the most characteristic deposit of Late Cretaceous Northern Europe. This sediment is quite original in Earth history and still relatively poorly understood. The aim of this study is to better constrain the sedimentology and stratigraphy of the Paris Basin Chalk. We propose a facies model of the chalk, ranging from shallow water, shoreface deposits to basinal facies deposited below storm wave base. Using sequence stratigraphy, we combine this facies model with well log data to perform high resolution correlations in the Paris Basin. In doing so, we constrain the 3D geometry and paleogeography of the Paris Basin Chalk and identify the major controls (tectonics and eustasy) on chalk deposition during Late Cretaceous. We demonstrate a major change in the deformation regime during Late Turonian : from E-W deformation to a broad N-S compression. We attribute this change to the onset of the alpine cycle that was previously not identified in Western Europe, west of the Brabant massif. This study also contribute to constrain eustatic variations during Late Cretaceous.

Finally, we highlight the onset of a strong oceanic water mass circulation during chalk deposition associated with an upwelling dynamic in northern Europe, from Coniacian onwards. Through the comparison of Chalk deposits world repartition with published upwelling numerical predictions, we propose that the occurrence of this specific sediment on epicontinental seas is directly linked to an upwelling dynamic, that is to the Late Cretaceous paleoceanography.

Introduction générale

La Craie, dépôt prédominant de l'Europe du Nord, a donné son nom au Crétacé. Ce sédiment a longtemps été mal compris et est traditionnellement considéré comme un sédiment pélagique, principalement déposé par décantation. Les études des vingt dernières années en Mer du Nord ont montré que le terme générique Craie correspond à une variété importante de milieux de dépôts, depuis des domaines de plate-forme interne jusqu'à des environnements profonds affectés par une sédimentation turbiditique (Surlyk *et al.*, 2001). La Craie est en outre caractérisée par la présence fréquente de géométries lenticulaires en ondulations, bien connues en France dans la région d'Etretat, et sur lesquelles les travaux récents ont montré les multiples occurrences en Europe du Nord (Evans *et al.*, 2003 ; Surlyk *et al.*, 2007).

La Craie du Bassin de Paris a été relativement peu étudiée durant les dernières années : sa sédimentologie aussi bien que sa stratigraphie restent relativement floues. En particulier, l'absence d'un modèle de faciès de la Craie a empêché l'application d'une démarche par stratigraphie séquentielle qui depuis vingt ans a été l'outil principal pour réaliser des corrélations à haute résolution et contraindre la géométrie 3D des bassins sédimentaires.

Une meilleure compréhension de ce sédiment et l'identification des géométries 3D du Bassin de Paris revêtent une grande importance tant du point de vue de la recherche fondamentale que de la recherche appliquée. Elles sont nécessaires pour mieux comprendre le contexte du Crétacé supérieur, période charnière à l'intérieur des temps phanérozoïques, caractérisée à la fois par :

- un haut niveau marin **eustatique**, le plus élevé des temps phanérozoïques, d'après Haq *et al.*, (1988).
- un optimum **climatique** au Cénomaniens correspondant possiblement à une des périodes les plus chaudes des temps phanérozoïques, suivi d'un refroidissement à la fin du Crétacé supérieur.
- une modification **géodynamique** majeure, marquée par le passage du régime extensif qui prévalait durant la dislocation de la Pangée à un régime compressif qui marque le début du cycle alpin.

Enfin, une meilleure compréhension de la géométrie et des variations lithologiques à l'intérieur de la Craie est primordiale dans la caractérisation de l'aquifère qu'est la Craie du Bassin de Paris.

Cette thèse présente deux objectifs principaux :

- Identifier la variété des processus et des milieux de dépôt correspondant aux dépôts de la Craie, à travers la proposition d'un modèle de faciès de la Craie et la compréhension des géométries particulières en ondulations qui sont présentes dans la Craie.
- Réaliser des corrélations à haute résolution au sein de la Craie du Bassin de Paris, par l'utilisation de ce modèle de faciès et des données de subsurface. Ces corrélations permettent de contraindre avec précision la géométrie 3D et la paléogéographie du Bassin de Paris au Crétacé supérieur et donc de discuter des paramètres (tectonique, eustatisme, climat) qui contrôlent le dépôt de la Craie durant le Crétacé supérieur.

Ce travail permet ainsi d'identifier les principales variations tectoniques et eustatiques durant le Crétacé supérieur dans le Nord-Ouest de l'Europe.

En outre, la meilleure compréhension de la sédimentologie de la Craie permet de mieux contraindre le contexte paléocéanographique de ce dépôt et les raisons de la présence de ce sédiment particulier au cours du Crétacé supérieur.

Ce manuscrit se compose de cinq chapitres rapidement résumés ici :

Chapitre A : Etat des connaissances

Ce chapitre est divisé en quatre parties principales qui visent à présenter :

1. les connaissances existantes sur la sédimentologie de faciès, ce qui permet de dégager les arguments principaux pour la construction d'un modèle de faciès de la Craie ;
2. le cadre géologique régional à travers une revue critique de la stratigraphie existante, et une présentation rapide du contexte structural du Bassin de Paris ;
3. le contexte géodynamique du Crétacé supérieur, en mettant particulièrement en évidence l'événement géodynamique majeur qu'est le passage au régime compressif marquant le début du cycle alpin, dont l'effet sur la déformation de la plaque Europe est bien caractérisé en Europe de l'Est mais paradoxalement non identifié à l'ouest du Massif Londres-Brabant ;

4. une rapide synthèse du contexte eustatique du Crétacé supérieur.

Chapitre B : Sédimentologie et modèle de faciès de la Craie

Nous présentons ici un modèle de faciès de la Craie du Bassin de Paris depuis des environnements très proximaux jusqu'à des environnements profonds d'offshore inférieur à travers l'étude de trois régions principales du bassin correspondant à trois principales zones paléogéographiques, le Sud-Ouest du Bassin de Paris (contexte proximal), la Normandie (contexte intermédiaire) et le centre du Bassin de Paris (contexte distal). Ce modèle de faciès est ensuite traduit en termes d'électrofaciès ce qui permet l'interprétation des données de subsurface.

Chapitre C : Découpage séquentiel et géométries de la Craie du Bassin de Paris

Ce chapitre est consacré à la synthèse des découpages séquentiels et à la définition des géométries des dépôts dans les trois régions d'étude principales, à travers des données d'affleurements et de subsurface. Il permet de discuter des paramètres (tectonique, eustatisme, production) qui contrôlent l'enregistrement sédimentaire du bassin. Ces découpages sont ensuite confrontés et permettent de discuter des phases d'évolution du Bassin de Paris à différentes échelles temporelles.

Chapitre D : Géométries de la Craie, de l'échelle de l'affleurement à celle du bassin

Nous présentons ici les différentes géométries observables dans la Craie du Bassin de Paris, à deux échelles principales :

- A l'échelle de l'affleurement, à travers l'étude des géométries du littoral haut-normand, en complétant les études précédentes (Kennedy et Juignet, 1974 ; Quine et Bosence, 1991), et en discutant de la présence de ces géométries en Europe du Nord et de leur signification dans la sédimentation de la Craie.
- A l'échelle du bassin, la synthèse de données d'affleurement et la réalisation de neuf transects diagraphiques principaux nous permettant de définir avec précision l'évolution du Bassin de Paris, à travers la caractérisation de sa géométrie 3D et de son évolution paléogéographique.

Chapitre E : Synthèse

Dans ce chapitre, nous discutons dans un premier temps des implications géodynamiques et eustatiques de l'évolution du Bassin de Paris durant le Crétacé supérieur. Dans un second temps, nous revenons sur la signification des géométries en ondulation de la Craie, en discutant de leurs implications sur la paléocéanographie du Crétacé supérieur de l'Europe du Nord, et finalement en montrant que la paléocéanographie semble être un paramètre prédominant dans le contrôle de la présence et la distribution de la Craie au Crétacé supérieur.

Chapitre A.
Etat des connaissances

A. Etat des connaissances

La Craie s'est déposée dans le Bassin de Paris durant l'ensemble du Crétacé supérieur. Elle constitue l'un des dépôts les plus épais de ce bassin, atteignant plus de 700 m dans son centre (Hanot et Obert, 1992).

Ce sédiment est cependant l'un des moins bien compris, tant d'un point de vue stratigraphique que sédimentologique, et est traditionnellement considéré comme une boue pélagique carbonatée homogène déposée de façon monotone. Cependant, plusieurs études dans la Mer du Nord (Kennedy, 1987 ; Surlyk *et al.*, 2001), ainsi que les rares études sédimentologiques réalisées dans le Bassin de Paris (Quine et Bosence, 1991 ; Mettraux *et al.*, 1999 ; Barrier, 2000) ont montré une variabilité des environnements de dépôt et des faciès sédimentaires de la Craie qui contraste avec les idées couramment reçues. Ces études montrent la possibilité de réaliser une étude de sédimentologie de faciès dans la Craie, qui sera le premier objectif de cette thèse.

De la même façon, la stratigraphie de la Craie du Bassin de Paris reste relativement imprécise tant d'un point de vue lithostratigraphique que d'un point de vue biostratigraphique.

- La faible compréhension de la sédimentologie et des variations lithologiques de la Craie a pour conséquence une définition confuse d'unités lithostratigraphiques, ce qui pose de nombreux problèmes tant en géologie fondamentale qu'en géologie appliquée. Les variations lithologiques et les nombreux niveaux repères qui y figurent n'ont que rarement été utilisés pour effectuer un découpage lithostratigraphique et des corrélations régionales (Juignet, 1974 ; Robaszynski et Amédéo, 1980), alors qu'ils sont largement reconnus et utilisés en Allemagne (Ernst, 1983) et surtout en Angleterre où une lithostratigraphie de référence existe depuis de nombreuses années (Mortimore, 1986 ; Rawson *et al.*, 2001).
- La Craie du Bassin de Paris a fait l'objet de nombreux travaux de biostratigraphie depuis ceux d'Alcide d'Orbigny (1842) qui y avait défini les étages du Cénomaniens, du Turonien et du Sénonien. Cependant, la définition d'une échelle biostratigraphique de forte extension géographique n'a jamais été réalisée, du fait en particulier d'un provincialisme marqué des faunes à partir du Coniacien, et de l'absence d'ammonites dans ces dépôts pourtant considérés comme profonds.

Ce travail vise à préciser la sédimentologie de faciès et la stratigraphie de la Craie du Bassin de Paris. Il permettra de mieux comprendre les paramètres de contrôle (tectonique, climatique et eustatique) de la sédimentation de la Craie.

Le Crétacé supérieur est une période charnière de l'histoire de la Terre considérée comme la période la plus chaude et correspondant par ailleurs au plus haut niveau marin des temps phanérozoïques (Haq *et al.*, 1988).

Il est également la période d'un changement géodynamique majeur. Le Crétacé supérieur correspond en effet en Europe au passage du régime tectonique extensif qui prévalait durant l'éclatement de la Pangée, à un régime compressif qui marque le début du cycle alpin. L'histoire du Bassin de Paris au cours du Crétacé supérieur reste mal connue. Ce bassin intracratonique, qui enregistre durant la plus grande partie de son histoire les influences des événements géodynamiques des domaines atlantique et téthysien (Guillocheau *et al.*, 2000), constitue une zone particulièrement importante pour comprendre l'évolution du domaine intraplaque au cours du début du cycle alpin. En outre, une meilleure compréhension de la sédimentologie de la Craie peut permettre de préciser les variations eustatiques ainsi que l'évolution du contexte de dépôt de ce sédiment.

L'état des connaissances réalisé ici concernera donc trois points principaux :

- la sédimentologie de la Craie, à travers une synthèse des travaux précédents réalisés sur ce sujet. Les travaux sédimentologiques et paléocéologiques seront utilisés pour montrer la variété de milieux de dépôts de la Craie et proposer des outils pour appliquer une démarche de sédimentologie de faciès dans la Craie ;
- le contexte régional de l'étude menée à travers une discussion de la stratigraphie existante de la Craie, en dressant les bases d'une lithostratigraphie et d'une biostratigraphie de la Craie du Bassin de Paris plus performante à partir des travaux précédents réalisés en France et à l'étranger (principalement en Angleterre ; Mortimore, 1987 ; Rawson *et al.*, 2001). En outre, nous dresserons l'inventaire des principales connaissances sur l'organisation du Bassin de Paris au Crétacé supérieur et présenterons le contexte structural du Bassin de Paris ;
- une synthèse du contexte géodynamique du Crétacé supérieur de l'Europe du Nord, ainsi qu'une rapide revue des variations eustatiques au Crétacé supérieur.

I. Sédimentologie de la Craie

1. *Pétrologie et variété des modes de dépôt*

1.1. Pétrologie

La définition de la Craie se base sur des critères biologiques puisqu'elle est considérée comme un sédiment constitué en grande partie de fragments de squelettes d'espèces variées de *Coccolithophoridae*, nannoplanctons calcaires monocellulaires, avec quelques niveaux riches en *Nannoconus* et calcisphères. Le terme crayeux revêt quant à lui de nombreuses acceptions et se réfère principalement à un aspect plutôt qu'à une lithologie. D'un point de vue pétrologique, la Craie est principalement constituée d'organismes à squelettes de calcite peu magnésienne.

Ce sédiment est, dans la plupart des cas, caractérisé par une très faible teneur en éléments terrigènes. L'argile figure soit en lits bien individualisés, soit mélangée à la matrice crayeuse (craie marneuse). Elle est fréquente au Cénomaniens et au Turonien, mais devient plus rare dans les sédiments plus récents. Le cortège argileux est fréquemment dominé par la smectite, mais l'illite et la kaolinite peuvent figurer (Deconinck *et al.*, 2005). Du quartz de granulométrie fine (silt), issu d'apports terrigènes, peut figurer dans les dépôts cénomaniens du Bassin de Paris (Pomerol, 1998 ; Robaszynski, 1998 ; Quine et Bosence, 1991).

Des minéraux de type glauconie et phosphates, caractéristiques d'une diagenèse précoce, peuvent figurer en quantité abondante dans la matrice crayeuse (Craie glauconieuse cénomaniens, Craie phosphatée santonienne de Picardie) ou être restreints à des surfaces condensées de type hardground.

La silice figure fréquemment sous forme de spicules d'opale et est fréquemment concentrée au niveau des silex, qui sont un constituant volumétriquement abondant des craies mais n'y figurent pas systématiquement. Ils sont, dans la plupart des cas, associés à des zones intensément bioturbées.

Le microfaciès le plus fréquent se présente comme une biomicrite, localement caractérisée par une charge particulière de bioclastes ou de microfossiles. Les textures vont de mudstone à packstone, les plus fréquentes semblant être les textures wackestone.

1.2. Variété des modes de dépôt

Le nannoplancton calcaire qui secrète l'essentiel du matériel sédimenté, se développe dans une tranche d'eau superficielle de quelques dizaines de mètres d'épaisseur (zone photique). Les particules pélagiques secrétées par le nannoplancton calcaire subissent une décantation, possiblement accélérée par agglutination.

Ce mécanisme est celui le plus souvent évoqué pour le dépôt de la Craie. Néanmoins, de nombreux indices de transports sous un régime hydrodynamique élevé par écoulements fluides sont connus. On citera par exemple dans le Bassin de Paris :

- des faciès grossiers tels que des packstone-grainstones à inocérames (Barrier, 2000), des packstones à bryozoaires (Quine et Bosence, 1991), des microbrèches (Mettraux *et al.*, 1999) ;
- des faciès de type Tuffeau (Turonien de Touraine) déposés sur la bordure sud-ouest du bassin, qui sont interprétés comme des dépôts peu profonds en domaine infralittoral (moins de 50 m de bathymétrie) d'après les études paléocéologiques (Robaszynski *et al.*, 1982).

L'existence de ces différents faciès montre une variété importante des modes de dépôt de la Craie. L'homogénéité apparente des dépôts crayeux du Bassin de Paris a fréquemment découragé les études basées sur la distinction de macrofaciès. La plupart des auteurs ont traité la Craie sous un aspect purement stratigraphique et ont uniquement cherché à identifier des niveaux repères corrélables à grande échelle (cf. partie II).

Peu d'études de sédimentologie de faciès ont été réalisées dans le Bassin anglo-parisien, les seules existantes étant celles de Quine et Bosence (1991) sur les ondulations à grande échelle de la région d'Étretat, de Mettraux *et al.* (1999) sur le Campanien des carrières de Précý-sur-Oise, et enfin de Barrier (2000) sur les carottes issues des forages du programme Craie 700. En revanche, plusieurs études ont été réalisées en Mer du Nord tant dans le bassin (Hatton, 1986 ; Kennedy, 1987 ; Sikora, 1999 ; Damholt et Surlyk, 2004) que sur ses marges (Surlyk, 1997). Elles mettent en évidence une variété importante des environnements et des modes de dépôt de la Craie. Nous dresserons tout d'abord un inventaire rapide des travaux effectués dans la

Mer du Nord, puis nous présenterons les différentes études réalisées dans le Bassin anglo-parisien, en les comparant entre elles et avec les données de la Mer du Nord.

2. Caractéristiques principales de la sédimentation de la Craie (études en Mer du Nord et en Grande-Bretagne)

2.1. Le modèle de rampe carbonatée du Danemark (Surlyk *et al.*, 2001)

Les faciès peu profonds sont rarement décrits dans la Craie. Ils sont cependant évoqués dans le Maastrichtien de Hollande (Zijlstra, 1995) et dans les dépôts de Touraine.

Pour recadrer la sédimentation de la Craie nous utiliserons ici un modèle conceptuel de rampe carbonatée dans un contexte intracratonique proposé par Surlyk (1997) et Surlyk *et al.* (2001) à partir de l'étude du Danemark (figure A. 1).

Ceux-ci identifient en allant d'un pôle proximal à un pôle distal (figure A. 1) :

- une paléoligne de rivage, rocheuse, où la sédimentation est dominée par des constructions à huîtres. Ce milieu montre une très forte diversité faunique, composée principalement de bivalves, gastéropodes, brachiopodes, bryozoaires, serpules et échinodermes ;
- en allant vers le pôle distal, ces dépôts passent à des sédiments peu profonds, constitués essentiellement de grainstones bien triés, à grains grossiers bioclastiques, déposés en cross-bedding. Le matériel est essentiellement composé de grains détritiques provenant du domaine plus proximal, la faune benthique reste relativement rare ;
- en position plus distale, sous la zone photique, prennent place des mudstones à composante pélagique importante, plus ou moins riches en bioclastes. Des géométries présentant des ondulations à grande échelle, interprétées comme des mud-mounds à bryozoaires y figurent fréquemment. Ces constructions sont d'après Surlyk (1997), situées au-dessus de la limite d'action des vagues de tempêtes et se mettent en place sous l'influence prédominante de cette dynamique. Les sédiments rencontrés sont essentiellement des packstones-wackestones à bryozoaires, entre lesquels s'intercalent des hardgrounds ;
- sous la limite d'action des vagues de tempête, figurent des craies riches en organismes benthiques. Du fait de l'approfondissement croissant, ces dépôts deviennent de plus en plus riches en boue et en coccolithes et s'appauvrissent progressivement en organismes benthiques. On note le passage d'un ichnofaciès à dominance de *Thalassinoïdes* à un ichnofaciès à dominance de *Zoophycos* ;
- enfin Surlyk *et al.* (2001), font figurer dans le bassin, un domaine de horsts et de grabens caractérisé par une sédimentation réduite sur le horst, associée à un vannage important, les produits de ce vannage alimentant la pente du graben sous forme de dépôts turbiditiques.

La production carbonatée est principalement réalisée dans la zone côtière et la zone adjacente à la pente (shoal).

Les faciès proximaux de la Mer du Nord ont été relativement peu étudiés du point de vue de la sédimentologie de faciès, à l'inverse des faciès turbiditiques qui l'ont été plus largement du fait de leur réservoir potentiel en hydrocarbures.

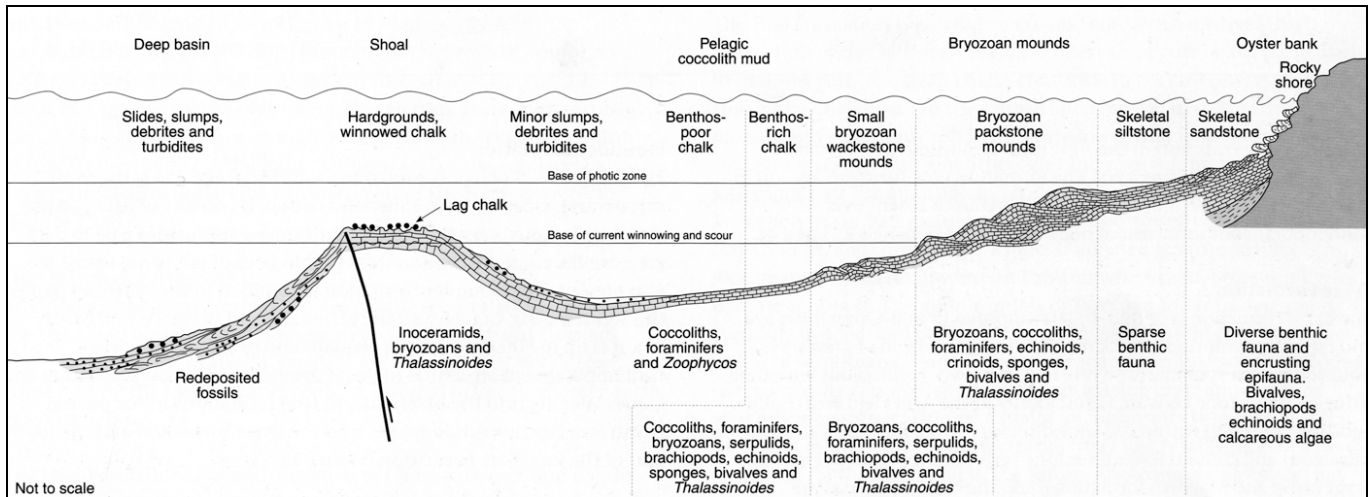


Figure A.1 : Modèle conceptuel de rampe carbonatée pour le Maastrichtien du Danemark, d'après Surlyk *et al.* (2001).

2.1.1. Faciès de bassin, importance des faciès gravitaires

Ces dépôts gravitaires forment des épaisseurs importantes en Mer du Nord. Les craies de la Mer du Nord, particulièrement dans le graben central, constituent les faciès crayeux les plus profonds d'Europe.

Deux zones où l'activité tectonique est différente sont observables ; elles correspondent à deux types de sédimentation gravitaire. Il s'agit de la zone norvégienne du graben de la Mer du Nord et de la zone sud de la Mer du Nord (Scholle *et al.*, 1998 ; Damholt et Surlyk, 2004).

La première zone est le lieu d'épandages gravitaires de grands volumes, en réponse à des pentes très importantes dues à une tectonique syn-sédimentaire. A l'inverse, la zone sud contient principalement des dépôts turbiditiques fins, et une faible quantité de débris-flows.

1. Faciès gravitaires à grands épandages turbiditiques

Ces sédiments ont été largement étudiés en forage. Les études principales sont celles de Kennedy (1987), Hatton (1986) et Sikora (1999). Les deux premières sont basées sur la description sédimentologique de forages, la dernière ajoute à l'étude sédimentologique, celle de la microfaune présente, afin d'identifier des mélanges de faunes issues de différents paléoenvironnements, pour caractériser les resédimentations.

Kennedy (1987) cite les faciès resédimentés suivants (figure A. 2) :

- des slumps, de taille allant du décimètre à la dizaine de mètres. Ils semblent locaux et correspondent à des glissements sur des distances relativement faibles ;
- des débris-flows formant des épaisseurs très importantes. Ces faciès comprennent généralement des clastes de craie lithifiée, mais il semble que d'autres débris-flows existent, dans lesquels le matériel est constitué de clastes non indurés souvent détruits durant le transport. Ces faciès sont alors homogènes, mais montrent fréquemment soit une fabrique déchiquetée, soit des lamines. Kennedy signale à l'intérieur de ces faciès des niveaux riches en bioclastes (principalement bryozoaires) et/ou en calcispères ;
- des turbidites particulièrement abondantes dans la fin de la série. Elles sont souvent accompagnées de débris-flows et de faciès probablement autochtones d'alternances marnes-craies, très bioturbés. Les turbidites apparaissent sous la forme de calcarénites laminées plus ou moins bioturbées. Kennedy signale d'ailleurs des calcarénites entièrement bioturbées dans lesquelles la fabrique a été entièrement effacée, mais qu'il interprète comme des turbidites ;
- des craies laminées, de texture fine (mudstone-wackestone). Ce faciès est interprété comme un dépôt distal allochtone de turbidites de basse densité. Ces dépôts alternent fréquemment avec des faciès bioturbés. Ce faciès est rencontré également dans la partie sud de la Mer du Nord où il a été largement étudié (cf. supra) ;
- des dépôts homogènes, d'une épaisseur atteignant le mètre. Ces faciès ne montrent aucune structure, la bioturbation est généralement restreinte au sommet de ces bancs, des traces fossiles de type *Bathychnus* sont signalées. Ces dépôts sont interprétés par Kennedy soit comme des turbidites à base absente, soit comme des débris-flows dans lesquels les clastes de craies ont été détruits ;
- des faciès à microlaminations. Ces faciès ne semblent pas correspondre à des dépôts allochtones. En effet, leur description évoque le faciès décrit par Bromley et Ekdale (1989), pour lequel ces auteurs évoquent une origine diagénétique de la microlamination.

2. Sud de la Mer du Nord, épandages gravitaires réduits

L'essentiel de la sédimentation y est représentée par des alternances de faciès laminés et bioturbés. Les grands épandages gravitaires sont beaucoup plus rares (Scholle *et al.*, 1998), limités à quelques debris-flows conglomératiques.

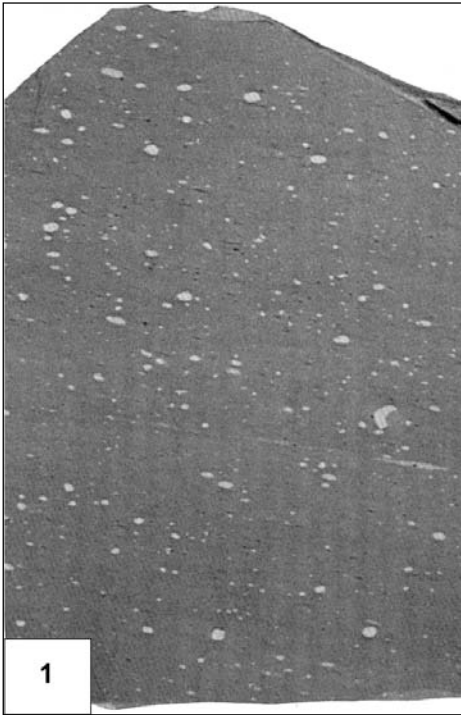
Les faciès laminés ont été analysés en détail par Damholt et Surlyk (2004) qui ont montré une alternance plurimillimétrique de lamines gradées (grises, montrant des variations latérales) et de lamines plus blanches drapantes (figure A. 2). Ces auteurs ont montré que les lamines gradées correspondaient à des dépôts de turbidites basse-densité de faible volume, tandis que les lamines drapantes correspondaient à des dépôts par décantation. La préservation de la lamination est interprétée comme étant due à la paléo-océanographie, des conditions anoxiques empêchant l'activité de la bioturbation qui si elle était présente, détruirait les figures sédimentaires. Ceci amène Damholt et Surlyk à interpréter les cycles laminés-bioturbés comme des alternances de périodes de conditions oxiques et anoxiques dans un domaine affecté par une resédimentation sous forme de turbidites basse-densité.

Dans les mêmes types d'environnement, cette sédimentation gravitaire est accompagnée par des faciès fins de texture mudstone, très bioturbés, à nombreux terriers de type *Zoophycos*, associés dans la partie supérieure de la pente à des faciès indurés, de type craie noduleuse. Ces rythmes sédimentaires ont été étudiés par Scholle *et al.* (1998), qui ont montré que les niveaux indurés étaient fréquemment plus grossiers que les couches tendres, et qui en ont donc déduit que ces faciès correspondaient à des périodes d'augmentation de l'énergie de dépôt.

Les exemples spectaculaires de resédimentation dans la partie norvégienne du graben de la Mer du Nord impliquent une pente élevée, conséquence d'une activité tectonique syn-sédimentaire importante. Ces conditions sont peu susceptibles d'avoir été rassemblées durant le dépôt de la Craie du Bassin de Paris, où les dépôts sont environ trois fois moins épais, et où les évidences de tectonique syn-sédimentaire et en particulier de forts jeux d'accident sont faibles. A l'inverse, les turbidites basse-densité du Sud de la Mer du Nord, impliquent des pentes moins importantes qui ont pu être présentes durant les dépôts de la Craie du Bassin de Paris. Les faciès de cette zone de la Mer du Nord sont susceptibles d'être des analogues des dépôts les plus profonds du Bassin de Paris.

Ces études mettent en évidence trois domaines principaux dans la sédimentation de la Craie :

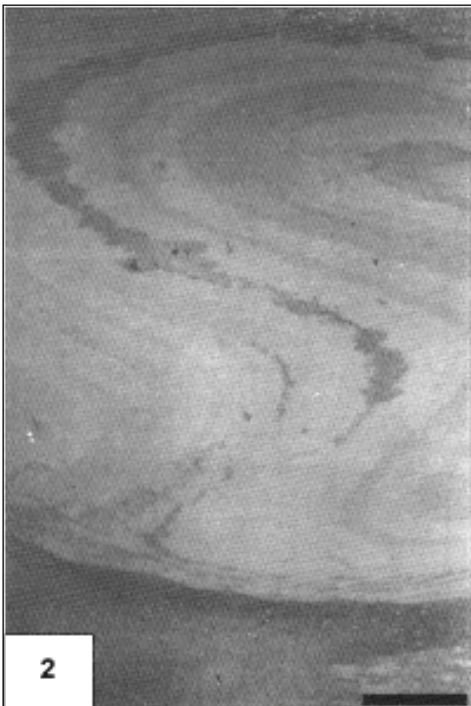
- un domaine de plate-forme interne à débris bioclastiques abondants, associé à une production carbonatée élevée ;
- un domaine de plate-forme externe, où les dépôts restent relativement grossiers au-dessus de la limite d'action des vagues de tempête et où des géométries en ondulations de grande longueur d'onde peuvent figurer. En dessous de la limite d'action des vagues de tempêtes figurent des dépôts fins, pauvres en macrofaunes, qui correspondent aux dépôts de la craie par décantation. Ces faciès sont les seuls qui correspondent au dépôt de la craie tel qu'il est entendu habituellement. ;
- un domaine de pente, dans lequel alternent les dépôts par décantation et les dépôts gravitaires.



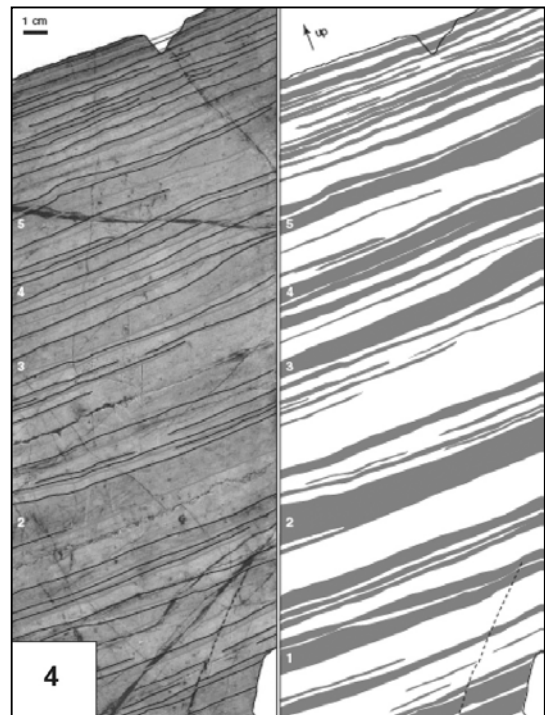
1
Debris-flows à clastes de craie.
Formation Ekofisk (Paléocène)



3
Turbidite granoclassée.
Formation Ekofisk



2
Pli de slumps. Formation Ekofisk
Echelle en bas à droite (10 cm)



4
Turbidites à basse-densité, sud du graben central de la Mer du Nord (Damholt et Surlyk (2004). La base des lamines grises (soulignées en base par des lignes gris clair sur la photo de gauche), colorées en gris dans la figure de droite, et leur tendance au pincement suggèrent une mise en place dynamique.

Figure A.2 : Exemples de faciès gravitaires dans la Craie de la Mer du Nord d'après Kennedy (1987) pour les photos 1 à 3, et Damholt et Surlyk (2004) pour la photo 4.

2.2. Importance et interprétation des surfaces d'arrêt de sédimentation

Les surfaces de condensation que nous dénommerons « surfaces d'arrêt de sédimentation » sont un constituant important des dépôts crayeux aussi bien en Mer du Nord que dans le Bassin de Paris. Ces surfaces montrent fréquemment une alternance avec des faciès en dépôt, donnant à la Craie une organisation fréquente, bien connue, en cycles sédimentaires. L'analyse de ces surfaces est donc un point primordial dans la compréhension de la dynamique sédimentaire de la Craie. Plusieurs types de surface sont identifiés dans la Craie, et apparaissent comme le produit d'une histoire plus ou moins complexe selon leur degré d'évolution (figure A. 3). Les différents types de surface sont généralement considérées comme le produit, plus ou moins achevé, d'une évolution marquée par une induration de plus en plus importante du sédiment (Bromley, 1968, 1975, 1996 ; Kennedy et Garrison, 1975 ; Ekdale *et al.*, 1984).

2.2.1. Stades d'évolution successifs d'une surface d'arrêt de sédimentation

Kennedy et Garrison (1975) définissent quatre stades principaux dans l'évolution d'une surface d'arrêt de sédimentation, qui sont une surface d'omission, une craie noduleuse, une ébauche de hardground, et un hardground (figure A. 3). Nous décrivons les caractéristiques ichnologiques et l'induration précoce de ces surfaces en les mettant en parallèle avec les différents types de surface d'arrêt de sédimentation couramment reconnus, softground, firmground et hardground (Goldring, 1995).

L'évolution de la craie soumise à un arrêt de sédimentation présente d'après Kennedy et Garrison, l'évolution suivante :

- Avant l'arrêt de sédimentation, s'observe une bioturbation correspondant aux conditions normales de dépôt de la Craie. Il s'agit d'une « suite pré-omission » (Bromley, 1975). L'assemblage est variable suivant l'environnement de dépôt (cf. paragraphe 4).
- A la suite d'un arrêt de sédimentation, il y a envahissement de la surface par les organismes fouisseurs, puis reprise de la sédimentation qui provoque un remplissage des terriers, le résultat étant une surface d'omission. Ces caractéristiques sont assimilables à une surface de type softground. Ce type de surface est particulièrement abondant dans les craies blanches, qui sont cependant souvent difficiles à observer (Kennedy et Garrison, 1975). Ces auteurs différencient ce type de surface des surfaces d'érosion par son caractère non érosif.
- A un deuxième stade, une cimentation diagénétique précoce se produit. Elle débute autour de noyaux pour former des nodules, ceci à une profondeur de quelques dizaines de centimètres (Kennedy et Garrison, 1975). Entre les nodules, le sédiment reste tendre et est traversé par des organismes dont l'activité est de plus en plus gênée par le développement des nodules. D'après Bromley (1975), cette suite pré-lithification est dominée par des *Thalassinoïdes* se développant de manière sténomorphique. Les traces sont restreintes dans leur développement par la nature hétérogène du substratum, conséquence de l'amorce de lithification du hardground. La minéralisation postérieure provoque un remplissage des terriers par des minéraux tels que glauconie et/ou phosphates. Ce stade de lithification correspond à la formation de craies noduleuses. Les caractéristiques de la bioturbation, et en particulier la mise en place de terriers de *Thalassinoïdes* dans un sédiment en cours d'induration, permettent de rapprocher ces surfaces de surfaces de type fond ferme (firmground).
- Avec la croissance des nodules se forme une couche lithifiée plus ou moins continue, correspondant à une ébauche de hardground. Ce stade est intermédiaire entre firmground et hardground.
- A la suite d'une érosion, un fond durci (hardground) peut apparaître sur le fond marin avec, lorsque la mise à l'affleurement est suffisamment longue, l'installation d'organismes perforants visible par les traces de type *Trypanites* et *Gastrochaenolites*, associée à une glauconitisation et à une phosphatisation. Si la dynamique persiste, on assiste à une troncature et à un remaniement du hardground, fréquemment recouvert de calcarénites et de galets remaniés. Les hardgrounds correspondent à des arrêts de sédimentation plus ou moins longs. Juignet et Kennedy (1974) citent en exemple le Hardground Rouen 1 du Cénomaniens de Normandie qui semble correspondre à une lacune incluant deux zones d'ammonites.

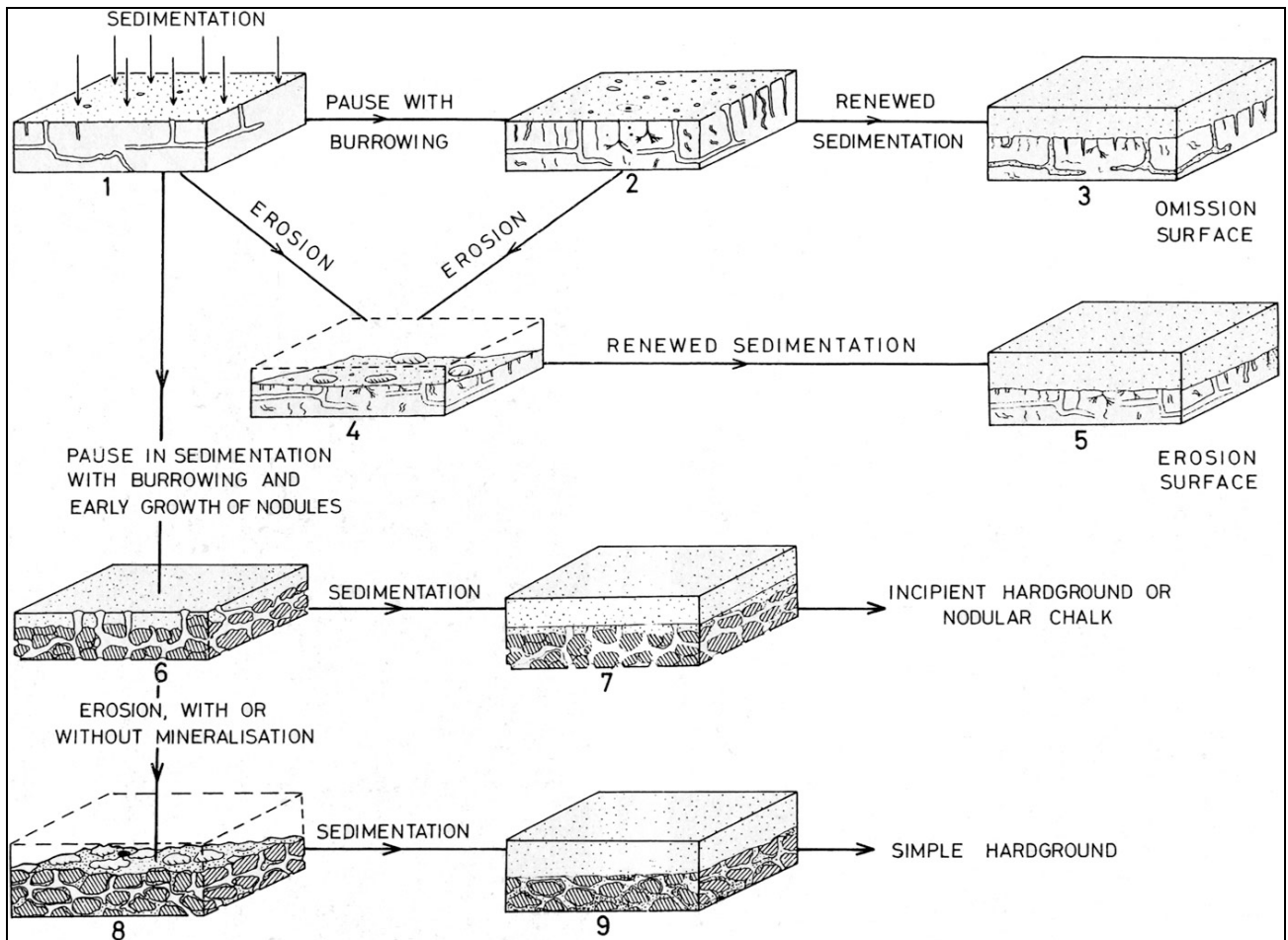


Figure A.3 : Genèse des différents types de discontinuités sédimentaires dans la Craie : surface d'omission, surface d'érosion, ébauche de hardground, hardground, d'après Kennedy et Juignet (1974).

Les hardgrounds montrent une évolution composite du fait de la lithification précoce et de leur plus ou moins longue exposition à la surface. Ils sont marqués par une surface supérieure plus ou moins complexe, suivant l'histoire de leur formation et en particulier de la dynamique érosive associée. Bromley (1975) identifie trois types de hardground :

- un type de hardground montrant une surface complexe, qui est principalement la conséquence de l'activité biologique ;
- un type de hardground marqué par une surface plane, conséquence d'une érosion importante par une énergie hydrodynamique élevée ;
- un type de hardground à morphologie supérieure très complexe avec de possibles concrétions minéralisées, à figures d'érosion marquées et possibles intraclastes qui correspondent à l'action d'un hydrodynamisme élevé et à une évolution longue et multiphasée. Ce dernier type correspond aux hardgrounds complexes de Bromley (1968).

Ceci montre que la morphologie des hardgrounds peut être révélatrice de l'hydrodynamisme. Ces surfaces d'arrêt de sédimentation, malgré la lacune de dépôt qu'elles représentent, peuvent donc être utilisées pour approcher les conditions de dépôt. En outre les différents types de hardground rencontrés montrent que la maturité plus importante des surfaces d'arrêt de sédimentation peut dans la craie être en relation avec des périodes d'hydrodynamisme plus fort.

Scholle (1998) a montré que de la même façon, une granulométrie et une texture plus grossières s'observent au niveau des firmgrounds dans des cycles d'alternance firmground-craie non indurée. L'arrêt de sédimentation enregistré par ces surfaces est donc lié à une augmentation de l'hydrodynamisme.

Enfin, Bromley et Gale (1982), par la corrélation d'un intervalle stratigraphique très condensé de la bordure ouest du Bassin anglo-parisien (Chalk Rock), ont montré l'évolution suivante :

- dans un pôle proximal, on observe des hardgrounds très condensés à minéralisation abondante (principalement de la glauconie et des oxydes de fer) ;

- en allant vers le pôle distal s'observent fréquemment une dichotomisation, une épaisseur plus importante et une moindre minéralisation (sous forme de craies noduleuses) ;
- puis s'effectue un passage latéral à des craies noduleuses, de moins en moins minéralisées (seuls figurent quelques nodules), qui deviennent de moins en moins identifiables.

Ceci est vérifié dans la Mer du Nord (Kennedy, 1987 ; Ekdale et Bromley, 1984 ; Sikora, 1999), où les hardgrounds présents sur les points hauts passent distalement à des craies noduleuses, puis ne sont plus corrélables et correspondent à de fortes épaisseurs de sédiments.

Les variations de maturité des surfaces d'arrêt de sédimentation de la Craie sont donc liées à un hydrodynamisme plus ou moins élevé. Les surfaces les plus matures étant celles qui correspondent à l'énergie de milieu de dépôt la plus importante pendant un temps long, elles sont donc susceptibles d'enregistrer des tendances régressives.

Ceci diffère de l'interprétation fréquente de ce type de surface dans beaucoup de contextes sédimentaires. En effet, les surfaces d'arrêt de sédimentation sont fréquemment considérées comme le produit d'une condensation en domaine distal liée à un très faible apport de matériel sédimentaire dans le bassin durant des phases transgressives. Cette différence dans le mode de formation peut s'expliquer par le type même de sédimentation de la Craie. En effet, ce sédiment est caractérisé par un apport plus ou moins constant de matériel pélagique par décantation, un affamement du bassin semble donc peu probable. A l'inverse, la sédimentation très fine qui caractérise la Craie peut être facilement remobilisée par une énergie hydrodynamique même relativement faible, ce qui en conséquence fait que les arrêts de sédimentation seront facilement générés dans la zone proximale.

Ces travaux montrent, en outre, que la maturité et la morphologie des surfaces d'arrêt de sédimentation peuvent être des critères de premier ordre pour la compréhension des variations de milieu de dépôt dans la Craie. La caractérisation de ces surfaces pourra être basée sur les critères principaux suivants :

- une caractérisation de la maturation de ces surfaces (softground, firmground, hardground) ;
- une caractérisation de la dynamique érosive de ces surfaces (mise en évidence par la morphologie de celles-ci mais aussi par la présence d'intraclastes et la granulométrie des sédiments associés) ;

L'ensemble des critères utilisés pour la caractérisation de ces surfaces en termes d'environnement de dépôt sera amplement présenté et discuté dans le chapitre B.

3. Etudes sédimentologiques dans la Craie du Bassin de Paris

Nous allons ici synthétiser les travaux de sédimentologie réalisés dans le Bassin de Paris. Ceci nous permettra de mettre en évidence les différents environnements et modes de dépôt susceptibles d'y figurer, et d'identifier des critères pour la réalisation d'un modèle de faciès.

Nous présenterons dans un ordre correspondant globalement à un ordre proximal-distal les quatre études suivantes :

- l'étude de Jarvis *et al.* (1982) sur les dépôts sénoniens de Touraine. Peu d'études sédimentologiques ont été réalisées dans cette région. Cette étude a concerné des niveaux très condensés du Coniacien-Santonien, qui correspondent à une sédimentation relativement originale et non directement représentative de la sédimentation de cette zone. Nous la présenterons cependant pour estimer le type d'environnement qui prévalait dans cette partie du bassin qui correspondait alors à la plus proximale du Bassin de Paris (Alcaydé et Robaszynski, 1982) ;
- l'étude de Mettraux *et al.* (1999) sur la carrière de Précy-sur-Oise (Campanien) dans le centre du Bassin de Paris. Cette étude avait tenté de bâtir un modèle de faciès de la Craie, se basant principalement sur l'identification de macrofaciès et sur leur interprétation en termes de variations de l'action des vagues de tempêtes ;
- l'étude de Quine et Bosence (1991) sur les géométries en ondulation d'Etretat. Elle s'attache à la caractérisation d'objets sédimentaires particuliers dans la Craie, et correspond donc à l'analyse d'une sédimentation complexe, qui semble à priori correspondre à un contexte différent de celui des autres études. Dans la présentation de ce travail, nous discuterons de la signification de ces géométries, et mettrons en évidence les principaux points qui restent à éclaircir pour une meilleure compréhension de ces géométries ;
- une étude microfaciologique (Barrier, 2000) du forage Craie 700. Ce forage se situe dans le centre du Bassin de Paris et a été redécrit durant cette thèse. La présentation de cette étude préliminaire permettra de mettre en évidence les grandes variations de texture à l'échelle du Crétacé supérieur, dans cette partie probablement distale du Bassin de Paris.

3.1. Faciès proximaux de la Craie du Bassin de Paris

Jarvis *et al.* (1982) n'ont pas réalisé d'étude de sédimentologie de faciès proprement dite, cependant la description précise des différentes formations qu'ils ont étudiées renseigne sur les conditions de dépôt dans l'intervalle Turonien supérieur-Santonien. Ils décrivent successivement :

Au Turonien supérieur :

- des calcarénites souvent glauconieuses, à péloïdes peu indurées, bien triées, dont les grains bioclastiques vont du sable fin au sable grossier et sont constitués de fragments d'huîtres et de tubes de serpules ; elles sont relativement riches en quartz anguleux (10%) et contiennent également de la muscovite (<1%) ;
- des calcarénites plus grossières, interprétées comme des faciès vannés, à fragments de gastéropodes, de bivalves et d'échinodermes.

Au Coniacien :

- tout d'abord, des calcarénites à bryozoaires, dont les éléments atteignent fréquemment la granulométrie sable grossier, et des biomicrites, les éléments terrigènes étant rares. Sont également cités des niveaux à intraclastes dont la taille varie entre 5 mm et 10 cm ;
- des marnes glauconieuses, à grains de glauconie anguleux à sub-anguleux, à matrice micritique, souvent riches en limonite. Quelques grains de quartz (sables) figurent, ainsi que des clastes de bryozoaires micritisés ;
- des niveaux carbonatés bioclastiques grossiers, à faune très diversifiée (bryozoaires, huîtres, inocérames, échinides réguliers et irréguliers, brachiopodes, bivalves, gastéropodes et ammonites) et intraclastes, à matrice de sable moyen carbonaté ou de micrite biogène. Des bancs à huîtres indurés sont également signalés ;
- des surfaces de condensation, dont la texture (biomicrite, biosparite, intraclastes) et le contenu faunique sont variables et semblent fréquemment être identiques aux sédiments sous-jacents non indurés. La cimentation varie depuis des nodules jusqu'à un ciment envahissant. Les hardgrounds sont abondants et souvent empilés. Leur minéralisation est principalement constituée de limonite et

de glauconite en quantité variable. Ils sont marqués par l'abondance de terriers de type *Thalassinoïdes*.

Ces faciès évoquent un environnement agité, relativement peu profond, situé au-dessus de la limite d'action des vagues de tempêtes comme le montre la présence, signalée par Bromley et Ekdale (1984), de la trace fossile *Ophiomorpha* en Touraine (cf. supra).

Les faciès présentés ici se situent cependant dans un intervalle stratigraphique particulier, caractérisé par une condensation très importante des dépôts, et ne sont que peu représentatifs de l'intégralité de la sédimentation en Touraine.

Pour les autres faciès, aucune description de sédimentologie de faciès n'est disponible, mais les travaux de Robaszynski *et al.* (1982), basés sur la paléocéologie des foraminifères, suggèrent durant le Turonien un environnement variant entre le circalittoral et l'infralittoral, et allant jusqu'au circalittoral supérieur correspondant donc à des dépôts peu profonds. Les faciès de Touraine sont en outre affectés par une sédimentation terrigène non négligeable, en particulier au Turonien (Alcaydé et Robaszynski, 1982), en provenance probable du Massif armoricain.

3.2. Les géométries en ondulation de la Craie

Dans les dépôts du Bassin de Paris, figurent des dépôts particuliers, dont les dépôts turono-coniaciens visibles à Etretat sont un exemple. Ils apparaissent sous forme de géométries à grande échelle, marqués par des ondulations en dôme et en creux, et par de nombreux changements d'épaisseur. Dans les environs d'Etretat, ces structures ont des longueurs d'onde qui varient entre quelques décamètres et plusieurs centaines de mètres, avec des amplitudes de l'ordre de la cinquantaine de mètres (figure A. 4).

Si la compréhension de « l'objet Etretat » est intéressante en soit, elle semble en outre nécessaire pour la compréhension de la sédimentation de la Craie. En effet, ces géométries ne semblent pas confinées à la région d'Etretat. Des géométries comparables sont très fréquemment rencontrées sur toute la côte normande (Juignet et Kennedy, 1974 ; Mortimore et Pomerol, 1987), sur la côte du Danemark (Surlyk, 1997), mais aussi récemment dans de nombreuses données sismiques (figure A. 5) aussi bien en Angleterre (Evans et Hopson, 2000 ; Evans *et al.*, 2003), qu'au large du Danemark (Lykke-Andersen et Surlyk, 2004 ; Esmerode *et al.*, 2007 ; Surlyk *et al.*, 2007). La répartition de ces géométries sera plus amplement discutée dans le chapitre D.

3.2.1. Faciès et géométries du Pays de Caux

L'originalité des sédiments de la région d'Etretat a depuis longtemps été signalée (Hébert, 1866) et a fait l'objet de nombreuses interprétations. Deux interprétations principales en ont été réalisées au cours des trente dernières années.

1. *Mud-mounds et faciès gravitaires (Juignet et Kennedy, 1974)*

Juignet et Kennedy (1974) ont basé leur étude sur la description à grande échelle des géométries. Ils ont interprété ces dépôts comme des « bancs carbonatés » « actuellement conservés sous la forme de corps lenticulaires » associés à des glissements sous-marins. Leur interprétation rapprochait les géométries d'Etretat de mud-mounds à bryozoaires, en croissance, formant des structures positives, épisodiquement remaniées lorsqu'elles devenaient instables.

2. *Géométries formées sous l'action de courants (Quine et Bosence, 1991)*

Dans cette étude, une attention particulière est apportée aux géométries et à leur contenu en termes de faciès. Les distinctions opérées sont principalement effectuées sur la base des faunes (quantités relatives des différentes espèces, en particulier des bryozoaires et des échinodermes) et de la texture (classification de Dunham), et sur la position de ces faciès dans les structures à grande échelle (présence dans les structures convexes ou concaves et continuité).

L'interprétation de la genèse des géométries d'Etretat par Quine et Bosence (1991) diffère littéralement de celle de Juignet et Kennedy (1974). D'après les premiers, les géométries observées ne sont pas liées à des structures en construction mais en érosion. Ils montrent en effet que :

- les bryozoaires présents ne figurent pas en position de vie, et ceux qui figurent ne font pas partie des espèces fixatrices de sédiments pouvant construire des mud-mounds ;
- les structures en creux sont bordées systématiquement de hardgrounds à granulométrie grossière (à bryozoaires et à échinodermes) qui sont tronqués sur les bordures des structures convexes (figure A. 4). Ces zones en creux sont en outre comblées par des dépôts successifs, de moins en moins

énergétiques, qui montrent un remplissage de longue durée et non instantané, contrairement à ce que Juignet et Kennedy proposaient ;

- les structures convexes, positives, sont systématiquement bordées et surmontées de hardgrounds tronqués, leur partie centrale est, d'après Quine et Bosence (1991), construite par des sédiments plus fins et moins énergétiques. Elles correspondent à des dépôts initialement plans qui ont été érodés secondairement, pour former les topographies positives.

Ceci montre une érosion active de ces structures, qui sont donc plus des reliques laissées par les suites d'érosion-remplissage que des constructions remobilisées. Quine et Bosence proposent par ailleurs une séquence-type de remplissage des structures en creux, cette séquence montrant une décroissance de l'énergie de dépôt, depuis des conglomérats à la base vers des dépôts peu énergétiques au sommet (wackestone à bryozoaires) (figures A. 4 et 6).

D'après Quine et Bosence (1991), ces géométries correspondent à des chenaux orientés perpendiculairement à la côte et sont le produit de l'action de courants de fond, érosifs, de type géostrophique, en provenance de l'Atlantique Nord et débouchant sur la plate-forme de l'Europe de l'Ouest. Enfin l'augmentation d'énergie hydrodynamique observée dans ces géométries est interprétée comme la conséquence d'une intensification de l'activité de ces courants durant des phases de chute du niveau marin.

La morphologie de ces géométries sera largement discutée dans le chapitre D.

Trois types de faciès sédimentaires peuvent être différenciés parmi les treize définis par Quine et Bosence (1991) :

- des surfaces d'arrêt de sédimentation, principalement des hardgrounds ;
- des faciès montrant une mise en place dynamique, étroitement associés aux géométries ;
- des faciès fins indépendants de ces géométries qui correspondent aux faciès érodés par ces géométries.

Les hardgrounds sont différenciés principalement sur la base de leur contenu faunique.

- Les différents hardgrounds différenciés par ces auteurs montrent des répartitions variables à l'intérieur de ces géométries :
 - certains sont indépendants des géométries ;
 - d'autres se retrouvent principalement sur les flancs de ces géométries ;
 - d'autres enfin sont systématiquement situés sur le fond de ces géométries et associés aux faciès les plus grossiers rencontrés.
- Les hardgrounds associés aux géométries en construction sont les plus riches en bioclastes et contiennent les sédiments les mieux triés. Ils enregistrent donc l'hydrodynamisme le plus élevé. Ceci appuie l'interprétation de ces géométries comme étant des corps sédimentaires construits sous l'action prédominante d'un hydrodynamisme.

Les faciès sédimentaires relativement grossiers sont systématiquement retrouvés en association avec les géométries. Ils se retrouvent sur les flancs des structures positives ainsi qu'au début du remplissage des structures en creux. Ils montrent une mise en place dynamique et un taux de sédimentation élevé. On peut différencier parmi les faciès mis en évidence par Quine et Bosence (1991) :

- des faciès mis en place selon une pente locale. Il s'agit de « debris-flows » au sens large incluant des slumps, peu disséqués, suggérant un faible déplacement et des conglomérats à blocs de craie précocement indurés (clastes portés et matrice portée) pouvant correspondre à un transport légèrement plus important ;
- des faciès peu bioturbés à *Paramoudra*, l'absence de bioturbation étant utilisée comme critère de sédimentation rapide. Ils pourraient correspondre à des écoulements gravitaires plus matures ;
- des faciès plus ou moins bien triés (wackestone-packstone à packstone) à possibles lags qui suggèrent une action de courant unidirectionnel, et des faciès granoclassés (pas de précision par les auteurs permettant de savoir si le granoclassement est observé à l'échelle d'un banc ou de plusieurs) ;
- des faciès moins triés, mudstone-wackestones à bryozoaires, mudstones à échinodermes.

Les faciès fins représentant la sédimentation « normale » ne sont pas associés aux géométries dans la plupart des cas. Quine et Bosence (1991) y différencient trois faciès, des faciès mudstone à nannofossiles, mudstone à inocérames, et de type niveau marneux.

Ces faciès qui se retrouvent dans des dépôts non affectés par des géométries en ondulation seront traités à part dans le chapitre suivant.

3.2.2. Variété des interprétations des ondulations à grande échelle dans la Craie

Les interprétations des géométries en ondulations varient largement suivant les auteurs, autant par les types de géométries décrits que par l'interprétation de leur genèse. Trois interprétations principales sont proposées :

- Chenaux creusés sous l'action d'un courant, pour les ondulations d'Etretat (Quine et Bosence, 1991) et pour les cuvettes remplies par de la craie phosphatée dans le Santonien supérieur de Picardie (Jarvis, 1982). L'interprétation est, dans cette étude, basée sur l'observation d'une orientation systématique de cuvettes érosives d'une vingtaine de mètres de profondeur et d'une longueur d'onde de l'ordre de la centaine de mètres, ainsi que sur l'interprétation des sédiments comme étant des faciès issus de la diagenèse précoce en contexte de forte productivité, liée à un upwelling.
- Structures liées à une tectonique syn-sédimentaire (Gale, 1980 ; Mortimore et Pomerol, 1991, 1997 ; Evans et Hopson, 2000). Cette interprétation est basée principalement sur l'observation d'une tectonique active à proximité de ces structures, l'interprétation de leur genèse en termes de processus sédimentaires n'étant que peu abordée.
- Mud-mounds à bryozoaires (Surlyk, 1997). Cette dernière étude, évoquée plus haut, montre la différence entre les géométries construites des dépôts relativement peu profonds du Danemark, (bryozoaires fixant le sédiment, en position de vie, peu d'érosion, contact en downlap sans troncature, asymétrie dans le sens du courant dominant, qui d'après Surlyk est la houle) et celle d'Etretat. Surlyk propose en outre un continuum entre des formes en construction et des formes en érosion, toutes deux générées sous l'influence d'un courant. Les interprétations de ces deux objets sédimentaires sont représentées dans la figure A. 7.

Les différences d'interprétation de ces géométries nécessitent un retour sur ces dernières.

Il semble en effet nécessaire :

- de vérifier si ces géométries correspondent effectivement à des chenaux ;
- de préciser l'hydrodynamisme dominant et si possible la bathymétrie durant la formation de ces géométries ;
- de tester l'hypothèse d'une association avec des mouvements tectoniques locaux.

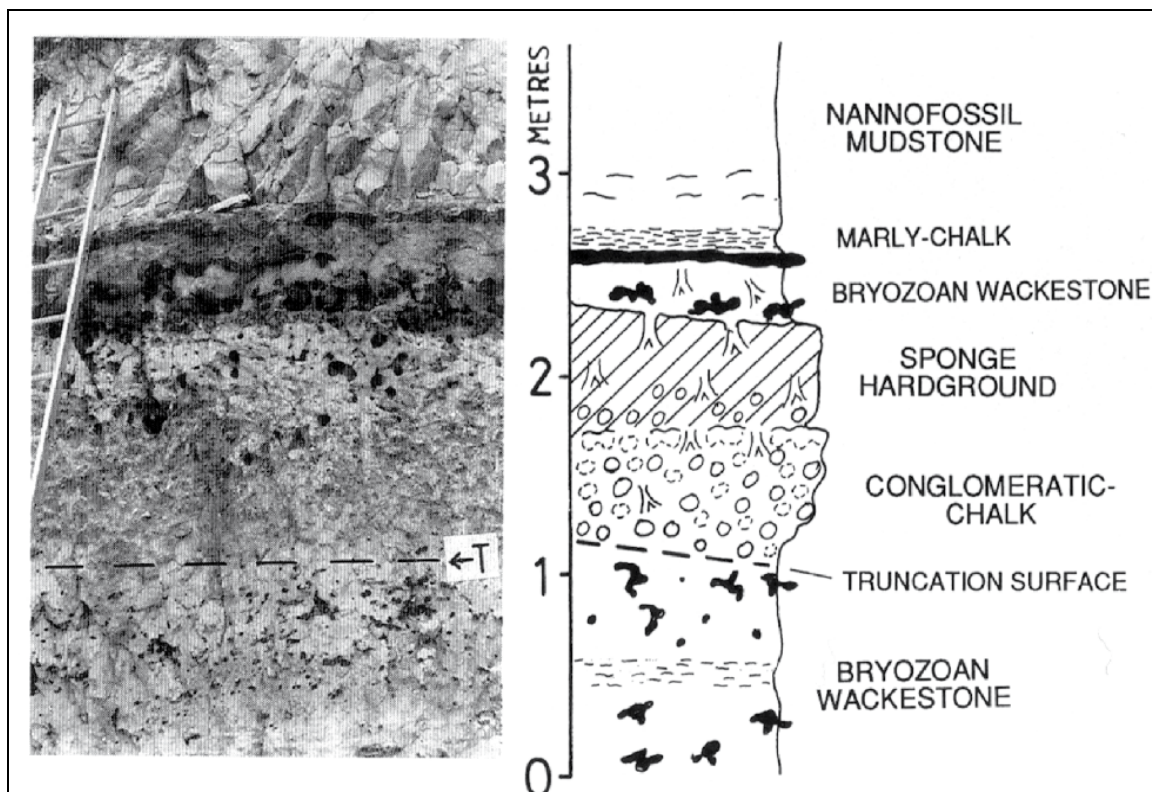


Figure A.6 : Modèle de remplissage des chenaux d'Etretat (d'après Quine et Bosence, 1991).

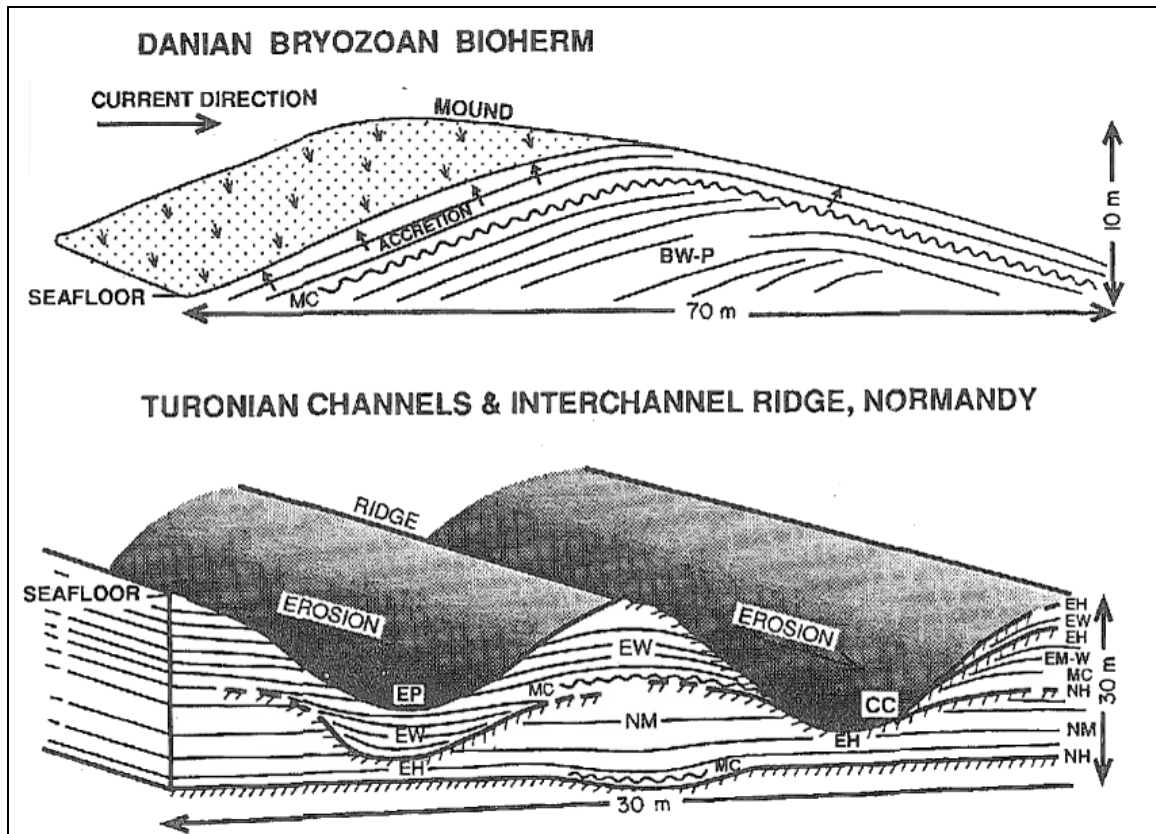


Figure A.7 : Comparaison du modèle évoqué pour la construction des biohermes du Danemark (Thomsen, 1983) et de celui de Quine et Bosence pour la construction des géométries d'Etretat, d'après Quine et Bosence, (1991).

3.3. Faciès de la sédimentation crayeuse « normale » dans le centre du Bassin de Paris

Les sédiments du centre du bassin de Paris ont fait l'objet de deux études : une étude de sédimentologie de faciès sur le Campanien moyen de Précy-sur-Oise (Oise) par Mettraux *et al.* (1999), et une étude microfaciologique du forage Craie 700 (Barrier, 2000).

L'étude de Mettraux *et al.* (1999) est particulièrement intéressante dans le cadre de nos travaux puisqu'elle se base, comme nous nous proposons de le faire, sur une approche macrofaciologique de la Craie pour proposer un modèle de faciès de la Craie du Bassin de Paris. Les critères définis par Mettraux *et al.* (1999) pourront donc servir de base de travail pour notre étude.

3.3.1. Etude du Campanien de la carrière de Précy-sur-Oise

Cette étude porte sur la distinction macroscopique des faciès, appuyée par une description microfaciologique de chacun d'eux.

Les principaux critères de l'observation macroscopique sont :

- la présence de structures sédimentaires (visibles directement ou à travers l'organisation des silices) ;
- l'abondance de la bioturbation et d'autres caractères récurrents mis en évidence (répartition des silices et condensation de ceux-ci en niveaux plus ou moins développés).

Cette observation est supportée par une observation microscopique et une coloration de plusieurs niveaux échantillonnés avec de l'huile légère (technique de Bushinski modifiée par Bromley, 1981) qui permet de révéler les contrastes de porosité dans la roche et donc de mettre en évidence les structures sédimentaires et les bioturbations.

Le tableau de faciès est reproduit sur la figure A. 8, de même que les assemblages de faciès proposés par les auteurs.

Le regroupement en association de faciès est argumenté par l'étude microfaciologique et par leurs positions respectives dans l'enchaînement des faciès selon la verticale. Les textures identifiées par l'étude microfaciologique montrent une mise en place dynamique de plusieurs de ces faciès. Quatre associations sont différenciées et montrent, dans un ordre d'énergie hydrodynamique décroissant, les associations de faciès suivantes:

- des faciès (D) fortement indurés : hardground, à cimentation siliceuse (F5) surmonté d'un faciès bréchiqque à intraclastes (F4) accompagné de structures en cross-laminae, interprétées comme la conséquence d'une dynamique de houle. L'étude micropaléontologique montre une texture et une composition faunique identiques des deux faciès. Ceci montre que l'agitation durant la formation des deux faciès est comparable. En outre, cela montre que l'induration s'est produite sous une énergie hydrodynamique importante, et que le hardground correspond à une surface de transit important voire d'érosion. Les informations fournies dans la publication montrent une mise en place des lamines ondulées sans permettre réellement de juger si il s'agit effectivement de rides de vagues. Il semble nécessaire dans ce cas de disposer d'arguments bathymétriques (type de traces fossiles rencontrées, faunes associées) ;
- des faciès (C) montrant des condensation, marquées par des surfaces de firmgrounds, surmontées de niveaux bréchiqques (F3), associés systématiquement à des niveaux à nodules de silex condensés (F7). Ceci montre tout d'abord que le faciès de type firmground correspond, comme le faciès de type hardground, à une mise en place sous une énergie hydrodynamique importante. L'association systématique des faciès F3 et F7 montre en outre que la condensation des silex est elle aussi induite par une augmentation de l'hydrodynamisme ;
- des faciès (B) relativement bien triés (wackestone-packstone) qui avaient été distingués principalement sur la base des structures dessinées par les silex (montrant une organisation en cliniformes, en ondulation voire en bandes planes nodulaires) et d'une faible bioturbation. Les différentes structures dessinées par les silex accompagnent des sédiments relativement plus grossiers que ceux dans lesquels les silex sont épars (association A). L'existence de ces structures semble donc avoir un sens hydrodynamique ;
- enfin, des faciès (A), fins, de texture mud-wackestone, caractérisés par une abondante bioturbation. Ils ne montrent aucune influence hydrodynamique.

Cette étude sédimentologique de faciès met en évidence l'importance des processus énergétiques dans le dépôt de la Craie. L'interprétation de ces faciès énergétiques par Mettraux *et al.* (1999) correspond à une mise en place sous une dynamique de houle sur une rampe très plate.

Cependant, cette étude n'avance pas de critères bathymétriques autres que des critères sédimentologiques. D'après les illustrations disponibles, les rides de vagues, et « swalley cross stratification », avancées pour justifier un environnement très peu profond ne semblent pas pouvoir être interprétées de façon totalement univoque. Enfin, les macrofaunes qui sont couramment récoltées dans cette carrière (Mortimore et Pomerol, 1987) correspondent à des environnements profonds (les échinodermes récoltés du genre *Echinocorys* correspondent à des environnements de plate-forme externe voire de talus ; cf. partie 4). Ceci semble montrer que si les distinctions de faciès et les variations hydrodynamiques mises en évidence par Mettraux *et al.* (1999) sont pertinentes, les interprétations en termes d'environnement de dépôt sont erronées.

Ceci suggère que d'autres processus actifs à des profondeurs relativement importantes étaient à l'œuvre durant le dépôt des sédiments de Précý-sur-Oise. Si ces dépôts semblent globalement plans, les variations d'inclinaison des silex, et l'évolution vers un hardground qui marque le maximum d'hydrodynamisme, pourraient rappeler les géométries d'Etretat.

Si l'interprétation en termes de milieu de dépôt formulée par Mettraux *et al.* (1999) semble erronée, elle montre cependant la possibilité d'observer des variations de milieu de dépôt dans la Craie. Elle confirme par ailleurs le fait que les surfaces d'arrêt de sédimentation de la Craie sont principalement liées à une augmentation de l'énergie hydrodynamique.

De la même façon, l'arrangement des silex semble montrer une corrélation avec l'hydrodynamisme. Les faciès à bandes de silex planes ou montrant des géométries accompagnent en effet des faciès plus grossiers que les faciès à silex disséminés. Leur association avec des firmgrounds montre en outre que les silex très concentrés correspondent à une condensation des dépôts, probablement liée à une augmentation de l'énergie hydrodynamique.

Enfin, l'association récurrente entre des types de surfaces d'induration donnés et des faciès de granulométrie et texture donnés suggère une association récurrente à l'intérieur des cycles. L'association en cycles est l'une des caractéristiques les plus connues de la Craie. L'observation d'une association récurrente à l'intérieur de ces cycles suggère que ceux-ci pourraient être caractéristiques de différents milieux de dépôts de la Craie.

Une association de faciès, selon un arrangement cyclique de faciès en dépôt et de surfaces d'arrêt de sédimentation plus ou moins développées, peut donc décrire de façon satisfaisante les évolutions d'hydrodynamisme et de milieu de dépôt à l'intérieur de la Craie. Ceci constituera l'une des bases majeures de notre travail.

Les interprétations erronées en termes de bathymétrie montrent la nécessité de disposer fréquemment de critères paléocéologiques pour définir les environnements de dépôt de la Craie, étant donnée la rareté des figures sédimentaires et leur difficulté d'observation.

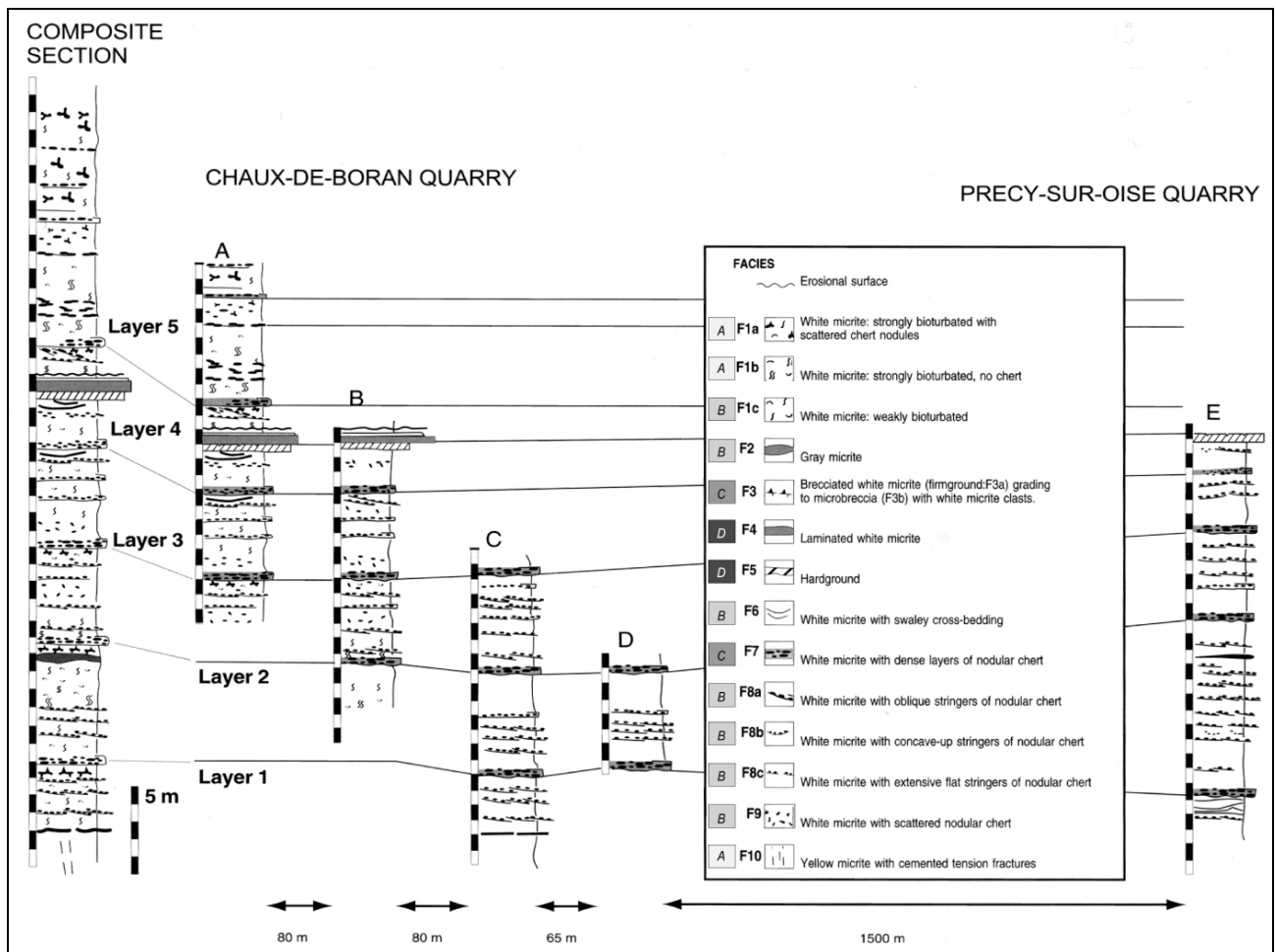


Figure A.8 : Découpage en faciès et corrélation à petite échelle, dans le Campanien de la carrière de Précý-sur-Oise, d'après Mettraux *et al.* (1999).

En niveaux de gris, figurent les associations de faciès distinguées par les auteurs (voir commentaires dans le texte).

3.3.2. Etude des forages du programme Craie 700 (Barrier, 2000)

Barrier (2000) a effectué une étude microfaciologique des forages issus du programme Craie 700. Il a effectué un découpage en faciès moyens, selon cinq microfaciès différents. Cette étude montre les points principaux suivants :

- une sédimentation particulière au Cénomaniens, tout d'abord détritique, puis qui passe à des faciès marqués par l'abondance de calcionnelles. De tels faciès sont signalés en Allemagne (Wilmsen, 2004) et sont interprétés comme des environnements relativement peu profonds ;
- une sédimentation qui s'effectue sous un hydrodynamisme relativement élevé jusqu'au Santonien. Le faciès moyen (wackestone) est en effet accompagné de nombreux niveaux à intraclastes et à bioclastes interprétés par l'auteur comme des microcoulées gravitaires ;
- une sédimentation plus calme à partir du Campanien, marquée par des faciès de type mudstone. Ces faciès montrent des conditions pélagiques bien marquées par une augmentation de l'abondance des foraminifères pélagiques.

Cette étude microfaciologique montre clairement une variabilité de l'hydrodynamisme dans la Craie du Bassin de Paris. Elle sera reprise et redétaillée lors de ce travail.

3.3.3. Niveaux marneux de la Craie

Les niveaux marneux sont un constituant important de la sédimentation cénomaniens, mais aussi turonienne dans une moindre mesure. Ces craies sont marquées par la présence d'interlits à forte fraction argileuse, qui donnent un caractère cyclique aux dépôts. En Haute-Normandie, ces interlits apparaissent sous la forme de bancs noirs décimétriques riches en insolubles (10-15 %), ou de bancs gris clairs à gris foncé de 5 cm à 30 cm d'épaisseur avec une fraction insoluble variable (5-40 %).

Les analyses de la fraction insoluble et particulièrement du cortège argileux permettent de différencier plusieurs origines pour ces niveaux :

- une origine terrigène, ce qui semble être le cas pour la plupart des composants argileux rencontrés du Cénomaniens au Turonien (Deconinck *et al.*, 2005). Le cortège argileux comprend fréquemment de l'illite et de la kaolinite (produits d'altération des continents), et de la smectite en quantité variable (d'origine diagénétique ou terrigène). Les niveaux argileux correspondent d'après Robaszynski *et al.* (1997), à une reprise d'érosion du continent. Quine et Bosence (1991) suggèrent une énergie importante pour les dépôts de ces niveaux durant le Cénomaniens, sur la base de faunes plus abondantes et de taille plus grande dans les intervalles marneux. Dans les dépôts cénomaniens, ces lits contiennent fréquemment du quartz (granulométrie du silt au sable) d'origine terrigène ;
- Plusieurs niveaux rencontrés dans le Cénomaniens supérieur de Normandie font cependant exception, beaucoup d'entre eux semblant être d'origine diagénétique (Deconinck *et al.*, 1991).

A partir du Turonien, on note une raréfaction des minéraux argileux, qui d'après Gale (1996) est la conséquence de la transgression majeure du Turonien ayant pour résultat un ennoïement des sources clastiques.

- On note la présence au Turonien, de niveaux bien individualisés dont certains sont d'origine volcanique, le dépôt des autres niveaux n'étant pas compris.
- A partir du Coniacien, les craies sont plus blanches et moins chargées en minéraux argileux. Les analyses du corpus argileux des forages du programme Craie 700 (Deconinck *et al.*, 2000) montrent une prédominance très marquée de la smectite (90%), ce qui semble signifier une origine diagénétique.
- Une structure « en flaser » est fréquemment visible dans les craies marneuses. D'après Juignet (1992), son origine n'est pas directement due à un dépôt primaire. Il signale la présence de stylolithes, et le fait que ces structures sont généralement accompagnées de nodules. D'après lui, les structures « en flaser » sont la conséquence de la nodularisation à l'intérieur de bancs à haute fraction argileuse, ce qui a conduit à une concentration des carbonates dans les nodules et à une dissolution de ceux-ci à distance des nodules. Cette interprétation est la plus couramment acceptée (Surlyk *et al.*, 2001).

On différenciera donc plusieurs occurrences de matériel argileux dans la Craie :

- une occurrence dans des craies grises dans les dépôts cénomaniens, qui correspond dans la plupart des cas à une influence terrigène marquée ;
- une occurrence sous forme de niveaux marneux, soit en flasers qui correspondent à une origine diagénétique, soit en niveaux bien individualisés qui correspondent pour certains à des niveaux de cendres volcaniques ;

- une présence sous forme diluée, en faible quantité, dans la matrice carbonatée, qui correspond dans la plupart des cas à une origine diagénétique.

3.4. Définition de critères pour les études sédimentologiques de la Craie

Les apports des études présentées pour définir des critères permettant une approche de la sédimentologie de faciès dans la Craie sont les suivants :

- La reconnaissance de faciès mis en place sous l'influence d'une agitation hydrodynamique dans la plupart des dépôts de la Craie contraste largement avec les interprétations courantes de dépôt de cette dernière. Les faciès pour lesquels un dépôt par décantation peut être évoqué sont restreints aux dépôts fins abondamment bioturbés, dans lesquels macro et microfaunes sont rares.
- Les études de Quine et Bosence (1991) et Mettraux *et al.* (1999) montrent que les surfaces d'arrêt de sédimentation correspondent à un transit (voire à une érosion) sous l'influence d'une énergie hydrodynamique importante.
- En outre, l'étude de Mettraux *et al.*, (1999) montre que la cyclicité couramment observée dans la Craie peut être utilisée pour caractériser les variations de milieu de dépôt. Cette cyclicité correspond fréquemment à une alternance de dépôts et d'arrêts de sédimentation. L'étude de Mettraux *et al.* montre que ces deux termes ne se distribuent pas au hasard mais forment des associations récurrentes (par exemple faciès grossiers-hardgrounds matures ; faciès intermédiaires-firmgrounds). Cette étude montre en outre que la distribution des silex répond à la même logique que les surfaces d'arrêt de sédimentation. Ceci sera une base de travail majeure dans l'étude de la Craie.

Les limites de ces travaux et l'exemple des études réalisées en Mer du Nord mettent en évidence les nécessités suivantes :

- la nécessité de mieux étudier la Craie dans un domaine proximal (Touraine) et dans un domaine plus distal (centre du Bassin de Paris) pour pouvoir repositionner les différents faciès de la Craie selon un profil proximal-distal.
 - Aucun faciès de tempête n'a été jusqu'à présent identifié dans la Craie du Bassin de Paris, la détermination de Mettraux *et al.* (1999) étant probablement erronée. Les faciès de Touraine montrent d'après leur caractéristique pétrologique une position probablement proximale. Ils sont susceptibles de contenir une sédimentation à haute énergie mise en place sous une dynamique de tempêtes. Le contenu en terme de faciès sédimentaires devra être précisé.
 - Les faciès gravitaires abondants en Mer du Nord sont très rarement signalés, à l'exception de ceux décrits par Barrier (2000). Les faciès de Mer du Nord pourront servir de base pour l'identification des faciès dans cette zone ;
- la nécessité de bien caractériser les surfaces d'arrêt de sédimentation, en particulier à partir de critères tels que la morphologie de la surface supérieure de ces niveaux ;
- la nécessité de disposer de critères complétant la seule observation des figures sédimentaires, celles-ci étant rares et difficiles à observer sans équivoque, tel que le montre l'étude de Mettraux *et al.* (1999). Ces critères peuvent inclure :
 - des critères sédimentologiques autres, qui seront détaillés dans le chapitre suivant (chapitre B) et qui incluent des critères microscopiques, mais surtout des arrangements des concentrations de bioclastes ;
 - des critères paléocéologiques permettant de caler les paléobathymétries des faciès identifiés. Nous détaillerons les critères utilisables dans la partie suivante.
- La rapide revue des géométries en ondulations de la Craie montre qu'il s'agit de géométries importantes dans la sédimentation de la Craie. L'identification récente, à partir de données de subsurface, de géométries comparables dans d'autres régions, suggère qu'elles sont probablement plus répandues que cela n'était pensé jusqu'à présent. Les différentes interprétations de ces corps sédimentaires nous amènent à revenir sur leur interprétation. Si la qualité de l'étude de Quine et Bosence (1991) n'est pas remise en cause, leur interprétation devra être confirmée par une observation précise des faciès et des géométries, et en particulier de leur orientation.

4. Arguments paléobiologiques

Les arguments paléobiologiques que nous présenterons comprennent deux types d' « outils », des outils pouvant servir à préciser des paléobathymétries, et des outils servant à préciser les conditions de dépôts (vitesse de sédimentation, conditions d'oxygénation). Nous effectuerons une revue très rapide des arguments paléobiologiques utilisés dans ce travail, en considérant principalement les arguments basés sur les traces fossiles et ceux basés sur les faunes.

4.1. Ichnologie

L'ichnologie peut permettre deux types de caractérisation du milieu de dépôt :

- une caractérisation paléobathymétrique (Seilacher, 1967) à travers la reconnaissance de traces ou assemblages de traces fossiles (ichnofaciès) caractéristiques d'un environnement de dépôt particulier ;
- une caractérisation des conditions de dépôts qui permet, à travers l'utilisation combinée des ichnofaciès et de l'observation de la quantité de bioturbation (ichnofabrique), d'estimer la vitesse de sédimentation et les conditions d'oxygénation et de disponibilité en nutriments du milieu.

4.1.1. Ichnofaciès

La craie est dans la plupart des cas un sédiment abondamment bioturbé. Les différents travaux menés sur ce sédiment, principalement par Bromley et Ekdale (1984), ont permis de définir différents ichnofaciès caractéristiques, qui permettent de proposer une estimation relative de la paléobathymétrie. Ceux-ci sont dans un ordre croissant de bathymétrie (Bromley et Ekdale, 1984) :

Ichnofaciès de plate-forme interne (ichnofaciès à *Ophiomorpha* dominant)

Cet ichnofaciès est relativement rare dans le Bassin anglo-parisien. Son occurrence est limitée aux faciès très proximaux (calcarénites du Turonien de Touraine (« Tuffeau ») et du Maastrichtien du Sud-Ouest de la Belgique). La trace fossile *Ophiomorpha* est caractéristique d'un environnement de dépôt de type shoreface inférieur à offshore supérieur, et accompagne donc les dépôts crayeux les moins profonds.

Ichnofaciès de plate-forme externe

Ces ichnofaciès correspondent à l'essentiel des assemblages de traces d'activité rencontrés dans la Craie. Ils correspondent fréquemment un palimpseste d'activités successives de différents fousseurs qui s'étagent depuis des bioturbateurs superficiels affectant le sédiment non consolidé directement sous l'interface eau-sédiment (type *Planolites*), jusqu'à des fousseurs profonds cherchant leur nourriture dans un sédiment enfoui ayant déjà subi une compaction (*Zoophycos* et *Chondrites*, ce dernier étant le dernier type de trace fossile rencontrée dans ces palimpsestes i.e le plus profond) (figures A. 9 et 10).

Les traces fossiles les plus fréquemment rencontrées sont *Thalassinoïdes*, *Zoophycos*, *Planolites* et *Chondrites*. On notera également la présence non négligeable de *Teichichnus* et de *Trichichnus*.

Seuls les deux premiers types de traces, et éventuellement l'ichnogenre *Trichichnus*, fréquemment associée à *Thalassinoïdes* (Kennedy, 1975), donnent une indication paléobathymétrique, les autres n'apportant que des « indications écologiques ». Par ailleurs, ces ichno-genres montrent un recouvrement, et seule la dominance de l'un ou de l'autre permet d'estimer la paléobathymétrie. Avec l'approfondissement des dépôts, on note une raréfaction progressive de *Thalassinoïdes* accompagnée d'une augmentation de *Zoophycos*.

A l'intérieur des dépôts (non indurés) de plate-forme externe, Bromley et Ekdale (1984), différencient quatre ichnofaciès différents :

Ichnofaciès à *Thalassinoïdes* dominant

Ce faciès est le plus fréquent à l'intérieur des dépôts crayeux d'Europe. Il est le moins profond des ichnofaciès de plate-forme externe et est, dans la plupart des cas, accompagné d'une macrofaune relativement plus abondante et grossière que celle observée dans les dépôts contenant des ichnofaciès plus profonds. Les terriers de type *Thalassinoïdes* se rapportent à l'ichnoespèce *T. suevicus*. Ils sont fréquemment associés à des niveaux de silice, et peuvent être eux-mêmes silicifiés. Les silicifications semblent en effet montrer une affinité importante avec les terriers de *Thalassinoïdes* (Bromley et Ekdale, 1984). Les silice apparaissent alors sous forme de tubes, fréquemment creux, en niveaux bien individualisés, et ont été utilisés dans la stratigraphie événementielle (tubular flints).

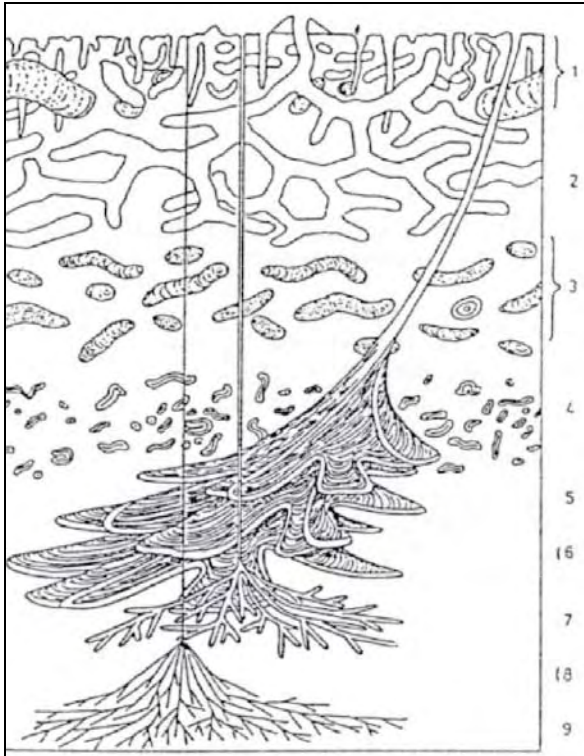


Figure A.9 : Étagement des traces fossiles et position relative des ichnogenres dans la Craie du Maastrichtien supérieur du Danemark, d'après Bromley et Ekdale, (1991). On observe les traces fossiles successives suivantes, de bas en haut:

- 1 :Fouisseurs superficiels, ? *Planolites* de 3 tailles et grands *Taenidium*,
- 2 :*Thalassinoides*,
- 3 :*Planolites* sombres et *Taenidium*,
- 4 : *Anconichnus*,
- 5 :*Zoophycos* sombres, puis éventuellement (principalement dans les intervalles marneux)
- 6 :*Zoophycos* blancs,
- 7 :Grands *Chondrites*,
- 8 :*Chondrites* moyens,
- 9 :Petits *Chondrites*.



Figure A.10: Exemple d'échantillon de craie coloré selon la technique de Bromley, 1981, (d'après Ekdale et al, 1984), permettant une observation très précise de la bioturbation, Figurent ici les traces de types *Zoophycos*, *Thalassinoides*, *Planolites* et *Chondrites*.

Ichnofaciès à *Zoophycos* dominant

Il est le plus souvent associé à des craies blanches à grains fins, « pures » dans lesquelles les macrorestes sont rares. Là où cet ichnogenre est dominant, il semble que les autres traces fossiles soient relativement rares, hormis *Chondrites*. Il est interprété comme correspondant à des milieux de sédimentation plus profonds que les précédents.

Ichnofaciès à *Planolites* dominant

Cet assemblage est faiblement diversifié, constitué essentiellement de traces de type *Planolites*, déformées par la compaction. Il est fréquemment associé à des craies marneuses, et a été identifié principalement au Danemark. Il est interprété comme un ichnofaciès caractéristique d'un substrat thixotropique (gorgé d'eau et facilement liquéfiable), très compacté lors de la diagenèse. Sa signification en termes de bathymétrie reste mal connue, l'ichnogenre *Planolites* étant relativement ubiquiste (Ekdale *et al.*, 1984).

4.1.2. Ichnofaciès et ichnofabrique marqueurs de conditions de dépôts particulières

Les autres ichnofaciès reconnus sont plus associés à des conditions de dépôts particulières qu'à une bathymétrie. Les exemples principaux de tels niveaux dans la craie sont :

Ichnofaciès à *Chondrites* dominant

Cet ichnofaciès caractérise fréquemment les unités marneuses, particulièrement dans le Cénomaniens. Dans ces dépôts, les *Chondrites* figurent sous forme de « patches » étendus, seuls ou accompagnés de rares *Zoophycos*. Bromley et Ekdale (1988) ont montré que cet ichnofaciès est caractéristique de niveaux d'anoxie. La bioturbation y est rare.

Craies phosphatées

Ce type de craie particulièrement riche en éléments phosphatés se distingue par une prédominance des traces fossiles *Thalassinoides* et *Teichichnus* remplies de pelotes fécales phosphatées. Il se rencontre en France dans les dépôts du Coniacien-Santonien de Picardie. Ce sédiment semble correspondre à un cas particulier de minéralisation précoce se produisant dans des conditions de production élevée (Jarvis, 1992).

Faciès peu bioturbés et à *Bathychnus paramoudrae*

L'existence de faciès peu bioturbés est signalée aussi bien à l'affleurement que dans les carottes de la Mer du Nord. Ils ont fréquemment été interprétés comme liés à une resédimentation en masse. Bromley et Ekdale (1987) ont proposé une série de critères servant à différencier dépôts allochtones et autochtones :

- Les dépôts allochtones sont indiqués par une bioturbation cantonnée au sommet, (traces de type *Zoophycos* et *Chondrites* principalement), une déformation des terriers dans le cas d'unités ayant subi un déplacement (celle-ci est particulièrement visible lorsque les terriers subissent une silicification comme dans le cas des slumps d'Étretat), et la présence de *Bathychnus paramoudrae*.
- Cette dernière trace fossile, fréquemment silicifiée sous forme de grands silex en colonne, a été interprétée comme liée à l'activité d'échappement d'un fousseur profond lors de l'arrivée d'une quantité importante de sédiments (Nygaard, 1983). Cette interprétation a été reprise en particulier par Mortimore et Pomerol pour avancer des resédimentations importantes dans le bassin anglo-parisien (Mortimore et Pomerol, 1991).
- Les unités autochtones, quant à elles, présentent une bioturbation uniforme.

4.2. Reconstitution paléobathymétrique à partir des faunes

4.2.1. *Echinides* irréguliers

Les études de faunes d'échinides irréguliers ont montré un étagement des différents genres en fonction de la bathymétrie (Néraudeau et Villiers, 1997). On note un accroissement de la quantité d'individus appartenant à des espèces à forte gibbosité avec l'approfondissement. Depuis un pôle infralittoral vers un pôle circalittoral inférieur, les genres prédominants sont successivement : *Nucleopygus*, *Bolbaster*, *Micraster*, et *Echinocorys* (figure A. 11). Cette étude paléoenvironnementale a été étalonnée à partir de plusieurs études sédimentologiques qui ont permis de caler les paléobathymétries. Il s'agit de la plate forme castillane (Floquet, 1991) pour Néraudeau et Floquet (1991), et le Passin nord-Aquitain (Platel, 1996) pour Néraudeau

et Villiers (1997). Ces espèces d'échinides sont présentes dans la Craie du Bassin de Paris et pourront être utilisées pour préciser la bathymétrie de différents faciès sédimentaires identifiés (cf. chapitre II,A).

Cette zonation bathymétrique permet par exemple de montrer que la bathymétrie du Campanien de Précy-sur-Oise était de l'ordre de 150 m et plus. Ceci est montré par l'abondance d'*Echinocorys* (genres marqueurs du circalittoral inférieur) à proximité du hardground principal (Mortimore et Pomerol, 1987).

D'autres travaux ont mis en évidence une répartition variable des espèces d'échinodermes, qui pourrait être en relation avec les paléobathymétries. Ernst (1972) avance que le genre *Conulus* pourrait être indicatif d'environnements moins profonds étant donné leur position dans des dépôts situés sur des anticlinaux synsédimentaires, et propose (Ernst, 1983) d'utiliser *Conulus* comme marqueur de régression dans le Turonien d'Allemagne. Mortimore et Pomerol (1987, 1991) ont repris cette hypothèse et proposé de compléter celle-ci par les variations de formes visibles à l'intérieur du genre *Echinocorys* au cours du Campanien. D'après ceux-ci, on observe associés à *Conulus*, des *Echinocorys* de forme pyramidée (*Echinocorys elevata*, *Echinocorys truncata*) supposés moins profonds, et à l'inverse des formes plus grandes et plus globuleuses plus profondes. Avançant une corrélation de ces variations de forme à l'échelle du bassin anglo-parisien, ces auteurs les interprètent comme directement liées à l'eustatisme. On reprochera à ces hypothèses de n'être basées sur aucune étude statistique des variations de formes du genre *Echinocorys*, les spécimens ayant été collectés sans chiffrage, dans seulement deux coupes éloignées de plusieurs centaines de kilomètres (Précy-sur-Oise, dans l'Oise, et les coupes du stratotype du Sénonien dans la vallée de l'Yonne). Par ailleurs, aucun marqueur stratigraphique n'assure la corrélation avancée. Enfin, les auteurs ont écarté à priori tout autre facteur environnemental autre que l'eustatisme à l'origine des variations de forme observées. Ces hypothèses ne seront pas retenues pour l'estimation des paléobathymétries.

4.2.2. Foraminifères

La proportion respective de foraminifères planctoniques et benthiques a été utilisée pour effectuer des estimations de la paléobathymétrie.

Hart (1987) montre par exemple une augmentation de la proportion de formes planctoniques durant l'arrivée des faciès crayeux au cours du Cénomaniens moyen. Ce type d'estimation sera utilisé ponctuellement.

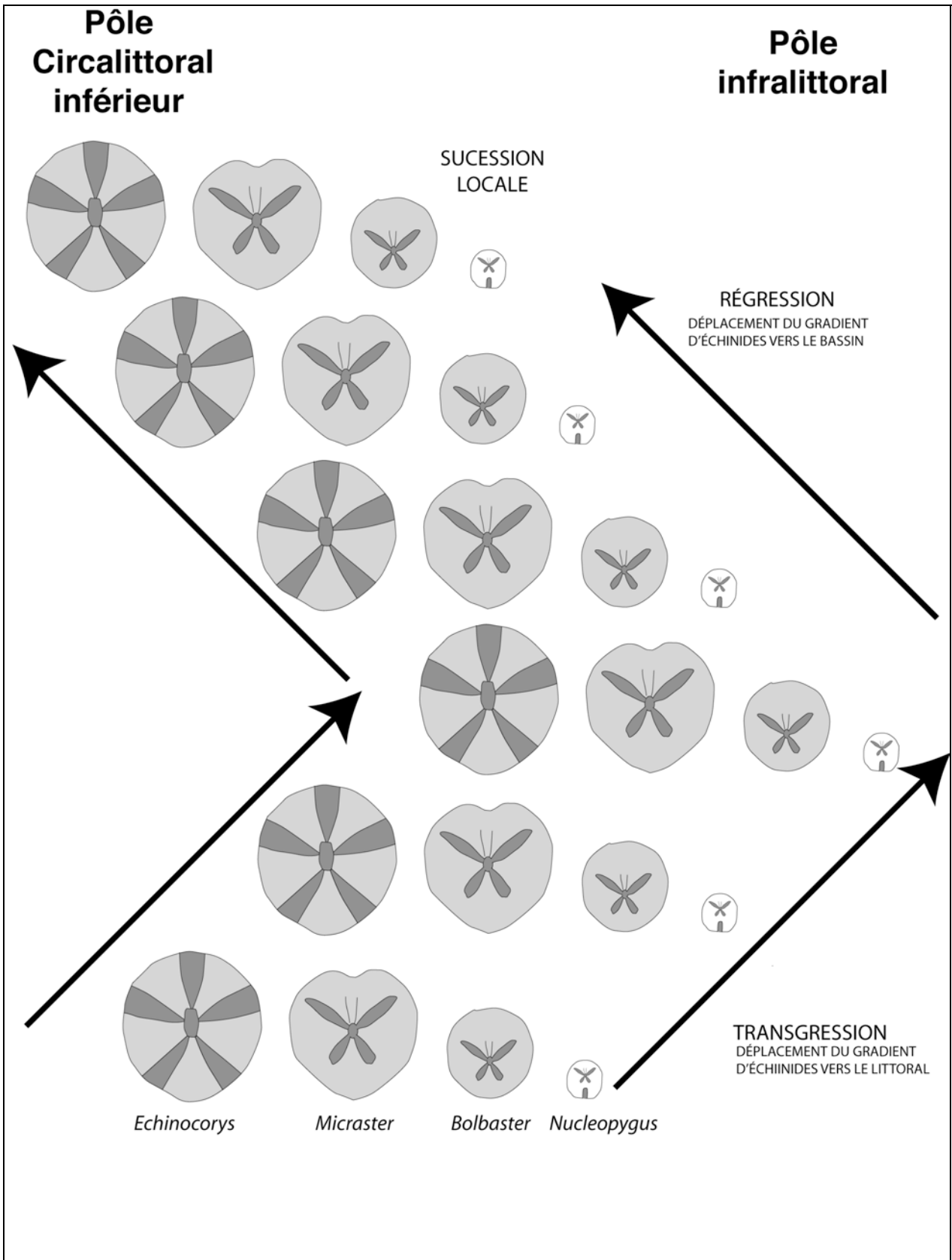


Figure A.11: Etagement des genres d'Echinides irréguliers en fonction de la bathymétrie, et enregistrement des variations du niveau marin par ces faunes dans le Campanien des Charentes (d'après Néraudeau et Villiers, 1997, modifié)

II. Cadre géologique régional

Dans ce chapitre, nous fixerons le cadre de cette étude à travers à la définition de la stratigraphie et du contexte structural du Bassin de Paris.

Nous détaillerons principalement la stratigraphie du Bassin de Paris, essentiellement à travers :

- la biostratigraphie ; nous discuterons rapidement de la pertinence des échelles biostratigraphiques et construirons à partir des éléments disponibles, une échelle biostratigraphique qui servira pour le calage-temps dans le présent travail.
- la lithostratigraphie, dans cette partie nous discuterons de la pertinence des lithostratigraphies existantes dans le Bassin de Paris, et passerons en revue les connaissances existantes sur la stratigraphie des dépôts du Crétacé supérieur du bassin étudié, et les informations que ces dernières délivrent.

1. Biostratigraphie

Le Crétacé supérieur, tel que défini par Coquand (1857), comprend six étages principaux qui sont Cénomaniens, Turonien, Coniacien, Santonien, Campanien, (ces trois derniers n'étaient préalablement pas distingués par d'Orbigny (1842), à l'intérieur de l'étage Sénonien), Maastrichtien. Les cinq premiers étages affleurent largement dans le Bassin de Paris, dans lequel se situent les stratotypes du Cénomaniens, du Turonien et du Sénonien. À l'inverse, le Maastrichtien est peu connu dans le Bassin de Paris, préservé principalement dans le Cotentin, mais connu dans le reste du bassin sous forme d'altérites (Quesnel *et al.*, 2003). Nous nous intéresserons donc principalement aux cinq premiers étages. Les limites d'étages du Crétacé supérieur sont à présent fixées selon les événements paléontologiques suivants (tableau A.1 d'après Rawson *et al.*, 1996) :

Limite Campanien- Maastrichtien	Apparition de <i>Pachydiscus neubergicus</i> , (Ammonite)
Limite Santonien-Campanien	Apparition de <i>Placenticeras bidorsatum</i> (Ammonite), Disparition de <i>Marsupites testudinarius</i> , (Crinoïde pélagique)
Limite Coniacien-Santonien	Apparition de <i>Cladoceramus undulatopticatus</i> (Inocérame)
Limite Turonien-Coniacien	Apparition de <i>Cremnoceramus rotundatus</i> (Inocérame)
Limite Cénomaniens-Turonien	Apparition de <i>Watinoceras devonense</i> (Ammonite)
Limite Albien-Cénomaniens	Apparition de <i>Rotalipora globotruncanoides</i> (Foraminifère planctonique)

Tableau A.1 : Bioévénements marqueurs des limites d'étages d'après Rawson *et al.*, 1996.

Pour les âges de ces limites, nous utiliserons les âges définis par la commission internationale de stratigraphie (Gradstein *et al.*, 2004). Ces âges numériques diffèrent peu des âges donnés par l'échelle des mêmes auteurs dix ans plus tôt (Gradstein *et al.*, 1994) ne faisant, dans la plupart des cas, que préciser les barres d'erreurs sur ces âges. Par rapport à l'échelle numérique d'Odin et Odin (1992), les âges ne diffèrent dans la plupart des cas que de 1 million d'années où légèrement plus.

Les principaux points de divergence portent sur les durées respectives des étages Coniacien et Santonien :

- pour le Coniacien : 3,5Ma (89,3 Ma-85,8Ma) selon Gradstein *et al.* (2004), 1Ma (88Ma-87Ma), selon Odin et Odin (1992) ;
- pour le Santonien : 2,3 Ma (85,8-83,5Ma) selon Gradstein *et al.* (2004), 4Ma (87-83Ma) selon Odin et Odin (1992) ;

Ces âges numériques seront reportés sur l'échelle biostratigraphique synthétique (cf. infra).

1.1. Différents outils biostratigraphiques

1.1.1. Macrofossiles

1. *Ammonites (échelle standard).*

Les différentes échelles définies pour le Crétacé supérieur, soit dans le Devon (Kennedy, 1984) soit dans le Bassin du Western Interior (Hancock *et al.*, 1991), sont plus ou moins complètes et présentent des lacunes importantes dans le Campanien et le Santonien, possiblement aussi en base du Coniacien. Elles permettent une précision de l'ordre de 1 Ma, possiblement affinée dans le cas de sous-zones identifiées.

Dans le Bassin anglo-parisien, les ammonites sont relativement abondantes dans les dépôts du Cénomaniens (Kennedy et Juignet, 1974, 1983, 1984, 1993), elles restent relativement abondantes dans le Turonien de Touraine (Hancock *et al.*, 1982), mais sont relativement rares dans le reste du Bassin anglo-parisien, restreintes à de rares récoltes dans l'Yonne (Amédéo *et al.*, 2006), ou à des niveaux particuliers (Breton, 1998) en Normandie. Les récoltes sont légèrement plus abondantes en Angleterre et nous verrons plus loin (chapitre C) qu'elles peuvent servir à affiner la biostratigraphie des ammonites dans le Bassin de Paris.

Dans les dépôts post-turonien, les ammonites sont extrêmement rares et ne peuvent pas être utilisées pour définir une échelle biostratigraphique.

Pour ces étages, d'autres macrofossiles, bélemnites, inocérames, et échinodermes sont utilisés.

2. *Bélemnites (échelle parallèle).*

Ces céphalopodes sont présents dans les dépôts du Nord-Ouest de l'Europe. Leur présence semble fréquemment liée à une influence boréale, visible à travers les affinités entre les faunes du Nord-Ouest de l'Europe et celles de la plate-forme russe. Les bélemnites figurent particulièrement dans les dépôts campaniens et maastrichtiens et évoluent assez rapidement à cette époque (Christensen, 1996). Les dépôts correspondant à ces étages sont relativement peu affleurants dans le Bassin de Paris, aussi l'utilité des bélemnites en tant qu'outil stratigraphique sera relativement faible dans cette étude. Des récoltes ponctuelles, dans certains niveaux stratigraphiques (Christensen *et al.*, 1993) pourront cependant permettre d'apporter des contraintes biostratigraphiques (chapitre C, I).

3. *Inocérames (échelle parallèle)*

Les inocérames sont en général abondants dans la Craie. Par ailleurs, ces bivalves qui connaissent un maximum d'évolution au cours du Crétacé supérieur (Voigt, 1995) sont représentés par des formes d'une grande variabilité et facilement identifiables. Enfin des travaux récents (Tröger, 1989 ; Voigt, 1995 ; Kennedy *et al.*, 2000) semblent montrer une extension quasi-globale de plusieurs espèces d'inocérames jusqu'au Turonien supérieur, puis une similarité des assemblages entre l'ouest de l'Europe et l'Amérique du Nord au Coniacien.

L'ensemble de ces caractéristiques fait des inocérames un outil très intéressant en biostratigraphie.

En effet, les inocérames semblent pouvoir fournir une résolution importante dans les dépôts sénoniens, plusieurs espèces ayant une extension inférieure au million d'années (Figure A. 12). Ceci présente un intérêt particulier puisque dans cette période, les échelles traditionnellement utilisées dans la Craie présentent une faible résolution stratigraphique et des problèmes de recouvrement.

Les inocérames semblent, de plus, être un groupe dont les représentants sont à peu près présents dans une grande variété de milieux de dépôts, ils pourront donc être utilisés dans la corrélation entre des zones paléogéographiques différentes (Jarvis *et al.*, 1982).

De plus, certaines espèces d'inocérames se présentent fréquemment, dans les dépôts cénomaniens à coniaciens, sous forme de pics d'abondance très importants, fréquemment monospécifiques et dans des intervalles de temps restreints. Ceux-ci sont utilisés en stratigraphie pour effectuer des corrélations ponctuelles à haute résolution (Mortimore *et al.*, 2001 ; Ernst *et al.*, 1983 ; Amédéo et Robaszynski, 1997 ; Gale, 1995).

Cependant, étant donné que les études sur ces espèces sont encore relativement récentes, la définition des zones reste encore relativement débattues, il semble donc peu réaliste d'utiliser une échelle biostratigraphique basée sur ce groupe pour l'étude que nous allons mener. Cependant, des espèces dont l'extension est courte et bien connue pourront être d'une grande aide pour effectuer des datations.

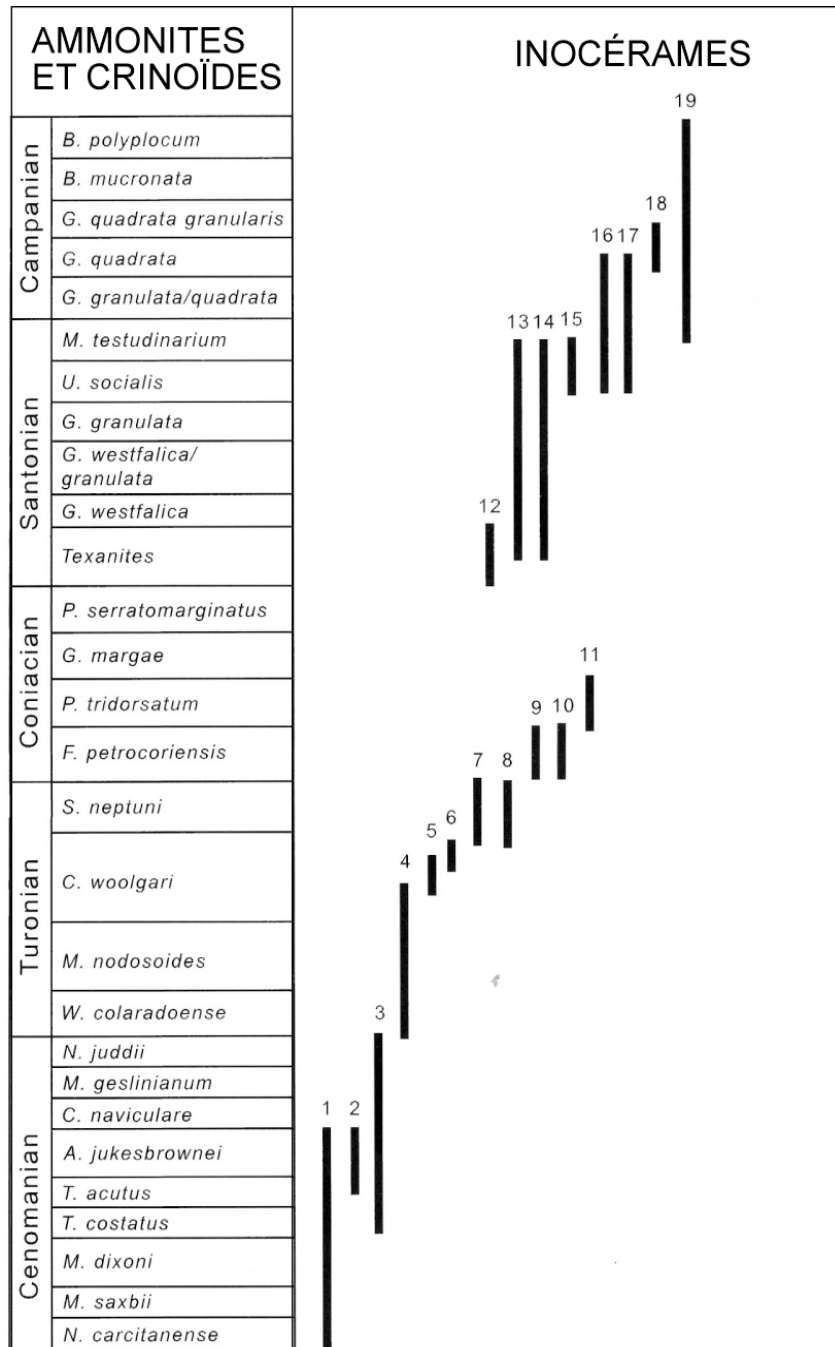


Figure A.12: Distribution de plusieurs taxons d'inocérames présents dans la craie du Bassin de Paris, d'après Tröger(1989), positionnés par rapport aux faunes d'ammonites et de crinoïdes (Kennedy, 1984 ; Rawson *et al.*, 1976)

1, *Inoceramus crisspii* (Mantell) ; 2, *I. atlanticus* (Heinz) ; 3, *I. pictus* (Sowerby) ; 4, *Mytiloides labiatus* (Schloteim) ; 5, *I. apicalis* (Woods) ; 6, *I. Lamarcki* (Parkinson) ; 7, *I. undulatus* (Mantell) ; 8, *Cremnoceramus websteri* (Woods) ; 9, *Cremnoceramus inconstans* (Woods) ; 10, *Cremnoceramus cf. deformis* (Meek) ; 11, *Voluticeramus involutus* (J de C. Sowerby) ; 12, *Sphenoceramus pachtii* (Archanguelsky) ; 13, *Cladoceramus digitatus* (J. de C. Sowerby) ; 14, *Cordiceramus cordiformis* (J. de C. Sowerby) ; 15, *Sphenoceramus pinniformis* (Willet) ; 16, *S. patoptensis* (de Loriol) ; 17, *Platyceramus rhomboides* (Seitz) ; 18, *Sphenoceramus steenstruppi* (de Loriol) ; 19, *Cataceramus balticus* (Böhm)

4. Echinodermes (échelle régionale)

Ce sont les organismes qui ont servi de base à l'élaboration de l'échelle de macrofossiles utilisée pour les dépôts sénoniens du Bassin anglo-parisien (Rawson *et al.*, 1976). Dans cet intervalle de temps, ces échelles ont cependant une précision assez faible, souvent inférieure à 1,5Ma. Les étages coniacien et santonien ne correspondent qu'à quatre biozones, dont trois sont santoniennes. Par ailleurs, les zones à *Micraster cortestudinarium* (Coniacien inférieur à moyen) et à *Micraster coranginum* (Coniacien supérieur à Santonien moyen) sont définies sur la base d'assemblages de faunes d'échinides irréguliers, benthiques, qui montrent à l'intérieur du Bassin de Paris des diachronismes de leur limite d'extension. Pour exemple, la limite entre les deux biozones correspond à la limite Coniacien-Santonien dans le Nord du Bassin de Paris alors qu'elle est d'âge Coniacien moyen à supérieur dans le Sénonais (Pomerol, 1998).

Des essais pour améliorer la résolution biostratigraphique du Coniacien et du Campanien ont été effectués par Mortimore *et al.* (2001) en se basant sur l'évolution des lignées *Micraster* (au Turonien supérieur et au Coniacien) et *Echinocorys* (au Campanien). Ces travaux s'inscrivent dans la continuité de ceux de Ernst (1972), qui avance l'hypothèse d'une évolution très rapide de ces échinides durant certaines périodes, à travers la distinction de nombreuses espèces. Cependant, les apparitions de différentes espèces de *Micraster* au Turonien supérieur sont diachrones à l'échelle du Bassin de Paris (Stokes, 1975). Par ailleurs, il convient de rester prudent quant à l'utilisation de ces faunes benthiques largement contrôlées par des évolutions environnementales (Néraudeau *et al.* 1997, Mortimore et Pomerol, 1987 et 1991). Nombre des espèces différenciées peuvent en effet correspondre à des écomorphes.

A l'inverse, les crinoïdes, sont des organismes répartis de façon quasi-globale, présents en abondance dans les dépôts crayeux (genres *Uintacrinus* et *Marsupites* d'âge santonien supérieur à campanien basal), et ayant une très courte répartition stratigraphique (Mortimore *et al.*, 2001). Ils fournissent des espèces index idéales pour la datation des dépôts du Santonien supérieur.

L'échelle biostratigraphique basée sur ces macrofaunes et traditionnellement utilisée pour le Crétacé supérieur présente donc un intérêt mitigé. Elle a cependant été largement utilisée jusqu'à présent et constitue fréquemment la seule donnée disponible, d'où la nécessité de l'intégrer dans l'échelle biostratigraphique synthétique que nous proposons ici.

Une échelle biostratigraphique synthétique, basée sur les ammonites, belémnites, inocérames et échinides et inspirée de Mortimore *et al.* (2001), est présentée sur la figure A. 13.

Etages		Zones traditionnelles de macrofossiles (Rawson et al, 1978)	Compléments proposés (Christensen, 1996) (Tröger, 1991)	Subzones (Kennedy, 1984) (Christensen, 1996)
Maasien	I	<i>Belemnella lanceolata sensu lato (pars)</i>	<i>Belemnella sumensis</i>	
			<i>Belemnella obtusa</i>	
			<i>Belemnella pseudobtusa</i>	
			<i>Belemnella lanceolata sensu stricto</i>	
Campanien	S	<i>Belemnitella mucronata sensu lato</i>	<i>Belemnitella minor II</i>	"Overlap zone"
			<i>Belemnitella minor I</i>	
			<i>Belemnitella woodi</i>	
			<i>Belemnitella mucronata sensu stricto</i>	
	I	<i>Goniatites quadrata</i>		
<i>Offaster pillula</i>			<i>Hagenowia blackmorei</i>	
Santonien	U	<i>Marsupites testudinarius</i>		
	M	<i>Micraster coranginum</i>	<i>Cordiceramus cordiformis</i>	
Coniacien	S	<i>Micraster coranginum</i>	<i>Cladoceras undulaticostatum</i>	
			<i>Magadiceramus subquadratus</i>	
	I	<i>Micraster cortestudinarius</i>	<i>Volviceras involutus</i>	
			<i>Volviceras koeneni</i>	
			<i>Inoceramus gibbosus</i>	
Turonien	S	<i>Sternotaxis plana</i>	<i>Cremnoceras crassus inconstans</i>	
			<i>C. inconstans</i>	
	M	<i>Terebratulina lata</i>	<i>C. waltersdorfensis hannovrensis</i>	
			<i>C. deformis erectus</i>	
			<i>Prionocyclus germani</i>	
I	<i>Mytiloides labiatus sensu lato</i>	<i>Subprionocyclus neptuni</i>		
		<i>Collignoniceras woolgari</i>		
Cenomanien	S	<i>Neocardioceras judii</i>	<i>Mammites nodosoides</i>	Turrillites acutus Turrillites costatus
		<i>Metoicoceras geslinianum</i>	<i>Fagesia catinus</i>	
		<i>Calycoceras guerangueri</i>	<i>Watinoceras devonense</i>	
	M	<i>Acanthoceras jukesbrownei</i>		
		<i>Acanthoceras rhotomagense</i>		
		<i>Cunningtoceras inerme</i>		
	I	<i>Mantelliceras dixoni</i>		
		<i>Mantelliceras Mantelli</i>		
			<i>Mantelliceras saxbii</i>	
			<i>Sharpeiceras schlueteri</i>	
			<i>Neostlingoceras carcitense</i>	

Figure A.13: Biostratigraphie des dépôts du Crétacé supérieur du bassin anglo-parisien, basée sur les macrofaunes (d'après Mortimore et al., 2001).

Sont figurés les zones traditionnelles de macrofaunes (d'après Rawson et al, 1978) et les compléments proposés par certains auteurs (Christensen, 1996 ; Tröger, 1989).

1.1.2. Microfaunes (foraminifères planctoniques et benthiques)

En France, comme en Angleterre, les stratigraphes ont eu recours aux foraminifères pour effectuer un découpage plus précis des dépôts crétacés supérieurs et sénoniens en particulier. Cependant, bien que les dépôts sénoniens soient couramment considérés comme profonds, les foraminifères planctoniques sont rares ou difficilement utilisables à partir du Turonien (Alcaydé *et al.*, 1980). Ceci empêche leur utilisation ainsi que la mise en équivalence avec des échelles standards de foraminifères planctoniques définies dans les zones téthysiennes.

Dans le Sénonien, les auteurs, en France (Monciardini, 1977) et en Angleterre (Carter et Hart, 1977), ont donc été contraints de construire des zonations à partir d'assemblages de foraminifères benthiques.

Monciardini (1977) a proposé un découpage en trois sous-zones de chacun des étages du Crétacé supérieur. Certaines zones ont été rédéfinies pour tenir compte de la variabilité des assemblages dans les différentes zones du Bassin de Paris (Monciardini, 1978, 1980, 1991, 1994). Par ailleurs, des zones de transition ont été ajoutées, là où il existait un recouvrement des zones précédemment définies.

En France, cette échelle a été utilisée par le BRGM, pour la cartographie de l'essentiel des feuilles au 1/50.000ème réalisées depuis 1978. Plusieurs problèmes se présentent dans l'utilisation de ces échelles biostratigraphiques :

- Tout d'abord la définition des biozones a fréquemment été révisée par Monciardini sans que les bioévénements importants et les espèces marqueurs soient toujours clairement définis (Robaszynski et Bellier, 2000). Cette échelle n'est pas donc pas toujours facilement utilisable par d'autres stratigraphes. Par ailleurs, cette définition confuse a, jusqu'à récemment (cf. infra) rendu difficile les réactualisations pour tenir compte de l'évolution des connaissances de la biostratigraphie des foraminifères benthiques.
- Enfin, il existe des problèmes de datation liés à l'utilisation de foraminifères benthiques, sujets à des contraintes paléoenvironnementales et à des phénomènes d'ecomorphisme. La faible extension géographique de ces faunes interdit une intégration de ce découpage dans un contexte plus global et rend difficile le recalage avec les échelles standard du Crétacé supérieur. Mais surtout, les forages ayant été utilisés pour définir les différentes zones (Grande Paroisse dans le Sénonais, Boursault en Champagne, Berville dans l'Oise et Arpenty au sud de Paris) se situent dans un contexte environnemental relativement proche, dans le centre du Bassin de Paris. On peut alors s'attendre, étant donnée la variabilité des foraminifères benthiques en fonction des conditions environnementales, à des inexactitudes importantes, mêmes si les nombreuses redéfinitions de l'échelle, au cours des différents levés cartographiques réduisent ces imprécisions par des corrections de proche en proche.

Malgré ces problèmes, cette échelle est cependant très utile dans l'étude des affleurements pauvres en macrofaunes, comme par exemple, les dépôts situés immédiatement à l'ouest des Ardennes (Monciardini *et al.*, 1977), ou dans l'étude de forages. Enfin, il est nécessaire de la prendre en compte puisque son utilisation systématique pour la stratigraphie du Crétacé supérieur du Bassin de Paris depuis plus de vingt ans en fait souvent la seule donnée stratigraphique disponible.

Des travaux de réactualisation de cette échelle biostratigraphique (Bourdillon, comm. pers.) ont été réalisés récemment (tableau 2). Ils se basent sur une définition plus claire des espèces marqueurs et l'utilisation de foraminifères benthiques plus divers. Ces travaux permettent de recalculer les biozones de foraminifères benthiques et de préciser certaines limites comme la limite Turonien-Coniacien (Bourdillon comm. pers.). Les dépôts situés autour de cette limite étaient couramment assignés à une zone de recouvrement (T/S) marquée par une rareté des foraminifères benthiques. L'étude de foraminifères de plus petite taille a révélé (Bourdillon comm. pers.) que les dépôts couramment assignés à la zone T/S correspondent en fait au Coniacien inférieur. L'ensemble des réactualisations de cette échelle et la biozonation utilisée pour les datations réalisées lors de cette étude sont présentés dans le tableau A. 2.

BIOZONATION DE C. MONCIARDINI ET ETAGES MIS EN CORRESPONDANCE		REACTUALISATION ERADATA 2006 DE LA CORRESPONDANCE STRATIGRAPHIQUE
S/J	CAMPANIEN SUPERIEUR	CAMPANIEN MOYEN
S/I	CAMPANIEN INFERIEUR	
S/H		
S/G		
S/F		SANTONIEN « SUPERIEUR »
S/E	SANTONIEN « MOYEN »	SANTONIEN SUPERIEUR
S/D	SANTONIEN « INFERIEUR »	SANTONIEN INFERIEUR A MOYEN
S/C	CONIACIEN SUPERIEUR	SANTONIEN BASAL
		CONIACIEN SUPERIEUR
S/B	CONIACIEN MOYEN	CONIACIEN « MOYEN »
S/A	CONIACIEN INFERIEUR	CONIACIEN INFERIEUR NON BASAL
T/S	PASSAGE TURONIEN- SENONIEN	CONIACIEN BASAL
T/C	TURONIEN SUPERIEUR	TURONIEN SUPERIEUR
T/B	TURONIEN MOYEN	TURONIEN MOYEN
T/A	TURONIEN INFERIEUR	

Tableau A.2 : Réactualisation stratigraphique de la biozonation de C. Monciaridini, d'après Bourdillon (comm. pers.)

1.1.3 Nannofossiles

Les nannofossiles calcaires fournissent, pour le Crétacé supérieur, une échelle biostratigraphique (Sissingh, 1977) relativement bien établie. Cependant celle-ci est basée sur les dépôts téthysiens et s'applique relativement mal aux domaines situés sous des latitudes plus élevées, ceci particulièrement à partir du sommet du Turonien (Perch-Nielsen, 1985). Plusieurs bio-événements marqueurs sont absents ou trop épisodiques pour pouvoir servir de repères chronologiques fiables. Des travaux plus récents ont néanmoins contribué à l'élaboration de chartes biostratigraphiques valables dans les zones non-téthysiennes, et à une corrélation globale des différentes biozones définies (Burnett, 1998), entre les échelles de nannofossiles, mais aussi avec les échelles standard couramment utilisées.

Les évolutions suivantes, affectant directement la résolution des données biostratigraphiques basées sur ces faunes peuvent être signalées (Burnett, 1998) :

- Les nannoflores, très diversifiées au début du Cénomaniens subissent, durant le Cénomaniens et le Turonien, un renouvellement important. Quelques espèces endémiques apparaissent durant le Turonien dans les régions boréales, sans altérer la corrélabilité au niveau global.
- Durant le Coniacien, le régime change avec une dominance d'espèces différentes, accompagné d'un renouvellement des faunes plus faible (qui rend la précision des découpages plus faible) et d'un endémisme plus prononcé. Une biogéographie se dessine alors entre une province de basse latitude (téthysienne), une province boréale, et une province intermédiaire (nord européenne dans laquelle est inclus le bassin anglo-parisien).
- Cet endémisme se poursuit et atteint un acmé durant le Santonien associé à un renouvellement d'espèces faible.
- Le Campanien est caractérisé par un renouvellement qui reste faible (avec très peu de disparition et quelques apparitions) et une distinction paléogéographique entre une zone boréale et une zone de basse latitude.
- Cette distinction paléogéographique continue au cours du Maastrichtien, caractérisé par un renouvellement important et de nombreuses extinctions.

La résolution temporelle et la corrélabilité seront donc de bonne qualité dans l'intervalle Cénomaniens –Turonien, mais beaucoup plus faibles à partir du Coniacien. Malgré l'endémisme et le faible renouvellement faunique qui ont lieu du Coniacien au Campanien, cette échelle propose une stratigraphie plus précise que celles des macrofossiles, mais également une précision comparable à l'échelle de Monciardini et ce, avec une extension géographique plus élevée.

Différents travaux supplémentaires ont été menés sur la biostratigraphie de la Craie du bassin parisien basée sur les nannofossiles calcaires (Robaszinski *et al.*, 1980 ; Pomerol *et al.* 1983, 1985). Ils permettent de compléter l'échelle de Burnett avec des bioévénements repères supplémentaires, qui permettent de disposer d'une biostratigraphie relativement précise.

Pour la réalisation d'une échelle synthétique nous utiliserons donc en plus de l'échelle de Burnett (1998), l'échelle biostratigraphique de Pomerol *et al.* (1985) qui propose une échelle intégrée de la biostratigraphie du Sénonien basée sur l'étude du stratotype de la vallée de l'Yonne.

Les nannofossiles calcaires sont susceptibles de fournir une échelle de bonne résolution pour l'étude de la Craie du Bassin de Paris. Cependant, l'utilisation des nannoplancton calcaires peut être relativement problématique du fait d'une dissolution importante de ces organismes dans la Craie. Il semble en effet que leur conservation est relativement faible dans les forages du centre du Bassin de Paris (Janin, 2000). Ainsi les espèces index du Sénonien n'ayant pu être reconnues (ou seulement avec une très faible répartition stratigraphique), seuls quelques événements marqueurs ont pu y être définis.

1.2. Définition d'une échelle biostratigraphique de référence

Les différentes échelles applicables pour la stratigraphie du Crétacé supérieur du Bassin de Paris, combinées ou prises individuellement, présentent les caractéristiques suivantes:

- une définition des limites d'étages relativement claire et identifiable aussi bien sur le terrain qu'en forage ;
- une bonne résolution et une bonne applicabilité dans les dépôts allant du Cénomaniens au Coniacien inférieur (macrofaune et microfaune) ;
- une résolution très faible dans les dépôts du Coniacien à Santonien supérieur, pour les échelles macrofauniques, associées de plus à des fluctuations de la position des limites de zones, l'échelle de Monciardini, et principalement l'échelle recalée de Monciardini, est celle qui présente la résolution la plus élevée. Les nannofossiles calcaires présentent une résolution proche, mais peuvent être soumis à une dissolution importante (Janin, 2000) ;
- une bonne résolution dans l'intervalle Santonien supérieur- Campanien inférieur, en particulier grâce aux crinoïdes, les nannoflores sont également informatives et peuvent permettre un calage relatif ;
- une faible résolution à l'intérieur du Campanien, de plus difficilement utilisable sur le terrain (bélemnites). Les nannoflores sont l'outil le plus précis ; pour la base et le sommet du Campanien ; au milieu du Campanien, la relative stase de la biophase ne permet que peu de précision dans la biostratigraphie. Dans ce cas, l'échelle de foraminifères benthiques de Monciardini reste la plus précise. Etant donné l'extension plus restreinte des dépôts campaniens moyens cantonnés au centre du Bassin de Paris, il semble possible d'utiliser cette échelle sans problème de diachronismes.

Par la compilation de ces différentes chartes biostratigraphiques nous proposons une charte biostratigraphique synthétique. Elle est issue de différents travaux, dont ceux de Pomerol dans le Sénonais (Pomerol *et al.*, 1983, 1985), les travaux de Bourdillon permettant une actualisation de l'échelle des foraminifères benthiques, l'échelle de Burnett (1998) pour les nannofossiles, et pour les ammonites les travaux de Kennedy et Juignet (1983, 1984, 1993), Hancock *et al.*, (1982), Robaszynski *et al.*, (1982). Ces différentes données sont calées sur la charte biostratigraphique intégrée de Ogg *et al.*, 2004 (figure A.14) ce qui permet un calage quasi-global de la biostratigraphie du Bassin de Paris.

AGES ABSOLUS			ÉTAGES ET BIO-ÉVÉNEMENTS MARQUEURS (Rawson et al.1996)	ÉCHELLE COMPOSITE DES MACROFOSSILES (Rawson et al.1976) (Pomerol et al., 1998)	AMMONITES (Kennedy,1984) (Hancock, 1991) Europe de l'Ouest	FORAMINIFÈRES			NANNOFOSSILES CALCAIRES						
ODIN ET ODIN (1992)	GRADSTEIN et al. (1994)	ICS, GRADSTEIN et al. (2004)				BENTHIQUES (Monciardini divers sources, Pomerol et al., 1983)	BENTHIQUES Eradata	PLANCT. (Pomerol et al., 1998)	(Pomerol et al, 1998, Robaszynski et al., 1980)	(Burnett,1998)	ZONES	SUB-ZONES			
72Ma	71.3Ma	70.6+/-0.3Ma	CAMPANIE	Belemnitella mucronata	Nostoceras pozaryskii	Sk	Association Campanien moyen	Glob. rugosa	Lithraphidites praequadratus	UC16					
					Didymoceras donezianum	Sj									
					Nostoceras polyplacum										
					0										
					Hoplitoplacenticeras marroti	Si									
					Goniotheutis quadrata										
					Offaster pillula	Sh									
					Scaphites hippocrepis III										
					0										
					Placenticeras bidorsatum	Sf/Sg									
83Ma	83.5Ma	83.5+/-0.7Ma	SANTONIE	Ma. testudinarius	Sf	Ass. Sant. term. Camp. basal	G. ilineiani	Lucian, cayeuxi	UC12						
				Uintacrinus socialis	Se	Ass. Sant. sup.									
87Ma	85.8Ma	85.8+/-0.7Ma	CONIACIE	Micraster coranginum	Sd	Ass. Santonien inf. a moy.	A. cretacea	Reinhard anthoph. Lucianorhabdus maleformis	UC11	c					
				Micraster decipiens	Sc	Ass. Con. sup.									
				Micraster cortestu dinarium	Sb	Ass. Con. moy.	M. marginata	Micula staurophora	UC10	a/b					
			Mc. normaniae	Sa	Ass. Coniacien inf. non basal										
88Ma	89 Ma	89.3+/-1Ma	TURONIE	Sternotaxis plana	T/S	Ass. Con. basal	A. cretacea	Eiffelithus eximius	UC9	c					
				Terebrat. lata	Tc	Ass. Turo. sup.									
				Mytiloides labiatus	Tb	Assemblage Turonien moyen									
				N. judii	Ta	Assemblage Turonien inférieur									
91 Ma	93.5Ma	93.5+/-0.8Ma	CENOMANIE	Mammites nodosoides	Ta		A. cretacea	Quadrum gartneri	UC8	b					
				W. coloradoense	Tb										
				N. judii	Ta										
				M. geslinianum	Ta										
				Calycoceras guerangeri	Ta										
				Acanthoceras jukesbrowni	Ta										
				Acanthoceras rhotomagense	Ta										
				C. inermis	Ta										
			M. dixonii	Ta											
96 Ma	98.9Ma	99.6+/-0.9Ma		Mantelliceras mantelli	Ca			Lithraphidites acutum	UC2	a					
									UC1						
									UC3	b					
									UC4	e, d, c					
									UC5						
									UC6						
									UC7						
									UC8	a					
									UC9						
									UC10						
									UC11						
									UC12						
									UC13						
									UC14						
									UC15						
									UC16						

0: Zones d'ammonites non définies, absence de récolte
 ?: Calage stratigraphique imprécis par rapport aux autres biozones

Figure A.14 : Echelle biostratigraphique synthétique du Crétacé supérieur, incluant des échelles globales (Ogg et al., 2004) et des échelles biostratigraphiques applicables dans le Bassin de Paris (références citées dans le texte).

2. Magnétostratigraphie et chimiostratigraphie

2.1. Magnétostratigraphie

La magnétostratigraphie ne présente que peu d'intérêt pour les datations et les corrélations des dépôts du Crétacé supérieur. Une grande partie de cette période est en effet caractérisée par une absence d'inversion du champ magnétique. Le chron 34N correspond aux étages Cénomaniens, Turonien, Coniacien et Santonien. Par ailleurs, il existe une imprécision sur la datation du passage au chron 33R qui est attribué soit au Campanien inférieur (Barchi, 1995), soit au Santonien supérieur (Montgomery *et al.*, 1998).

2.2. Chimiostratigraphie

Plusieurs auteurs (Jenkyns *et al.*, 1994 ; Jarvis *et al.*, 2002 ; Wiese et Voigt, 2002 ; Jarvis *et al.*, 2006) ont effectué des mesures des isotopes stables du carbone et de l'oxygène dans différentes coupes de référence du Crétacé supérieur (Gubbio en Italie, Eastbourne en Angleterre, région de Santander en Espagne etc). Ces auteurs ont montré que le δ C13 présente des variations qui semblent communes aux différentes coupes, d'où leur idée d'effectuer des corrélations, sur la base des variations de la teneur en δ C13, à l'échelle de l'Europe (Voigt, 1997 ; Wiese et Kaplan, 2001 ; Jarvis, 2002). Les variations du δ O18 sont apparues beaucoup disparates entre les coupes et donc moins utilisables pour la corrélation.

- Les corrélations sont basées sur l'existence de pics de δ C13, et validées par des arguments paléontologiques. Si elles permettent de montrer des variations similaires des teneurs en isotopes stables du carbone, à grande échelle d'espace et de temps, la résolution de ces corrélations n'est, dans la plupart des cas, pas supérieure à celle de la paléontologie. Cependant, elle peut permettre d'ajouter des lignes de corrélations supplémentaires, particulièrement durant des périodes de fortes variations de la teneur en isotope du carbone comme c'est le cas au cours de la limite Cénomaniens-Turonien. Leur principal intérêt est de permettre des corrélations inter-bassin.
- Enfin, Jarvis *et al.* (2006) ont de plus avancé une corrélation satisfaisante entre les variations eustatiques et les variations de δ C13.

Cette stratigraphie peut permettre de compléter les stratigraphies existantes de façon intéressante, cependant aucune courbe de variation de δ C13 n'a jusqu'à présent été compilée dans le Bassin de Paris à l'exception du Campanien moyen de Précy-sur-Oise. Nous n'avons pas non plus effectué de tels travaux durant cette thèse. L'intérêt de cette stratigraphie pour notre étude sera donc limité.

3. Lithostratigraphie et stratigraphie événementielle

3.1. Principaux travaux antérieurs dans le Bassin de Paris

Les travaux de lithostratigraphie sont relativement rares dans le Bassin de Paris. Ceci est principalement dû au choix, depuis 1978, de réaliser la cartographie en se basant principalement sur la biostratigraphie des foraminifères benthiques. Si celle-ci a permis une résolution acceptable des datations, son utilisation a eu la malheureuse conséquence d'une description lithologique moins poussée et de l'absence de recherche de caractéristiques lithologiques utilisables pour la cartographie. En conséquence, il n'existe pas de lithostratigraphie synthétique du Bassin de Paris comparable à celle qui existe pour le Sud de l'Angleterre (Mortimore, 1986 ; Bristow *et al.*, 1997 ; Rawson *et al.*, 2001). Ceci pose de nombreux problèmes quant à l'utilisation des cartes géologiques dans des domaines plus appliqués, particulièrement en géotechnique et en hydrogéologie. A l'inverse, la mise en évidence de changements de sédimentation, marqués dans le paysage par des structures géomorphologiques, a permis aux cartographes du service géologique anglais d'effectuer une réelle cartographie des différentes formations crayeuses, présentant des caractéristiques sédimentologiques (ainsi que pétrophysiques) mieux définies (Bristow *et al.*, 1997).

Avant le choix exclusif d'une cartographie basée sur des données biostratigraphiques, un certain nombre d'unités «lithologiques» avait été défini sur des critères de couleur, de présence ou d'absence de silex, autant de définitions peu informatives sur la lithologie. Ces données « lithostratigraphiques » ont déjà fait l'objet d'une synthèse (Alcaydé *et al.*, 1980) qui pourra être réutilisée une fois établie une charte lithostratigraphique de référence, ce qui est l'objectif de cette partie.

3.1.1. Divisions lithostratigraphiques existantes dans la Craie du Bassin de Paris

Traditionnellement, la Craie est grossièrement divisée en trois groupes qui sont une craie glauconieuse jusqu'au Cénomaniens moyen, une craie argileuse qui existe jusqu'au Turonien moyen. et une craie blanche qui perdure jusqu'à la fin du Crétacé supérieur.

- Dans les dépôts cénomaniens, la sédimentation crayeuse n'est pas encore complètement installée, et la sédimentation terrigène est encore importante. De même une composante glauconieuse est marquée de façon variable à la base du Cénomaniens. Ceci a pour conséquence une relative diversité des faciès qui permet un découpage basé sur des critères lithologiques. Il est donc plus aisé de définir une lithostratigraphie, ce qui a d'ailleurs été effectué de façon satisfaisante dans la partie Nord du Bassin de Paris, en particulier à travers les travaux de Juignet (1974; 1992) et d'Amédéo et Robaszynski (1980). La qualité des travaux effectués et l'abondance des données biostratigraphiques ont permis d'établir une synthèse satisfaisante des formations cénomaniennes du Maine jusqu'au Boulonnais (Juignet in Alcaydé *et al.*, 1980 ; Juignet et Breton, 1992 ; Robaszynski *et al.*, 1997).
- Pour le Turonien, les travaux de Juignet et Breton (1991) en Haute-Normandie offrent également un découpage satisfaisant, basé sur des changements de sédimentation (argilosité-variation d'induration des dépôts) qui permettent de définir des formations sur des critères lithologiques relativement clairs et facilement observables. De même, les travaux de Robaszynski et Amédéo (1980) proposent une lithostratigraphie pour les dépôts turoniens à santoniens. Les dépôts du Boulonnais montrent cependant un certain nombre de différences avec les dépôts du centre du Bassin anglo-parisien (cf. infra) et la lithostratigraphie qui y est définie ne peut que difficilement être étendue à l'ensemble du Bassin de Paris.
- D'une manière générale, la lithostratigraphie est relativement mal définie à partir du Coniacien à l'exception de la Touraine et du Boulonnais.
 - Aucune lithostratigraphie n'a été clairement définie en Normandie.
 - La sédimentation de la Touraine reste à cette période relativement contrastée, ce qui a permis aux auteurs de définir une lithostratigraphie satisfaisante (Jarvis *et al.*, 1982). Elle n'est représentative que des dépôts de cette zone
 - Dans le Sénonais, Pomerol (1998) a attribué aux dépôts les noms des formations définies en Angleterre, en se basant principalement sur les données biostratigraphiques, sans justifier son attribution par des critères lithostratigraphiques.

Les travaux de lithostratigraphie sont donc relativement rares et souvent de piètre qualité pour les dépôts post-cénomaniens, particulièrement à partir du Coniacien. A l'inverse, les travaux anglo-saxons ont, depuis une vingtaine d'années, contribué à mettre en place, une lithostratigraphie détaillée de la Craie

(Bristow *et al.*, 1997). C'est sur les bases de ces travaux que nous proposons de construire une lithostratigraphie de la Craie du Bassin de Paris.

3.2. Intérêt de la charte lithostratigraphique du Sud de l'Angleterre pour l'établissement d'une lithostratigraphie dans le Bassin de Paris

Une charte lithostratigraphique (figure A.15) des dépôts cénomaniens à campaniens a été définie pour le Sud de l'Angleterre (Rawson *et al.*, 2001). Elle est basée sur l'identification de variations lithologiques et de niveaux repères lithologiques ou paléontologiques de grande extension géographique.

Les dépôts du Sud de l'Angleterre présentent une similitude importante avec les dépôts du Bassin de Paris, comme l'ont montré les différents travaux réalisés de part et d'autre de la Manche (Mortimore et Pomerol, 1987, 1991 ; Amédéo et Robaszynski, 1997 ; Robaszynski *et al.*, 1998 ; Gale, 1995). Les reconstitutions paléogéographiques montrent en effet qu'au Crétacé supérieur, un seul bassin anglo-parisien, commun au Nord de la France et au Sud de l'Angleterre existait. Ce bassin est limité par le Massif Armoricaïn à l'est, plus ou moins ennoyé selon les périodes (cf. infra). Sa marge sud se situe au niveau du Seuil du Poitou et du Massif Central, et il est limité au nord-est par le Massif Londres-Brabant, qui correspond approximativement à l'ancien front varisque. La limite est de ce bassin est quant à elle mal contrainte.

3.2.1. Description de la charte lithostratigraphique définie en Angleterre

Les travaux des géologues anglais depuis plus d'un siècle, et particulièrement dans les vingt dernières années (Mortimore, 1983, 1986 ; Bromley et Gale, 1982 ; Robinson, 1986) ont servi de base à l'établissement d'une charte lithostratigraphique (figure A. 15) pour le Sud de l'Angleterre (Bristow *et al.*, 1997) appliquée par le service géologique britannique. Elle fait l'objet d'un consensus parmi les géologues anglais (Rawson, 2001). En outre, elle montre une bonne adéquation avec la charte traditionnelle de macrofossiles (Bristow *et al.*, 1997 ; figure A.16).

Cette charte s'appuie sur la mise en évidence des variations lithologiques qui sont principalement :

- des variations dans l'abondance et l'expression des faciès de condensation, principalement des fonds durcis ;
- des variations dans la présence de niveaux argileux ainsi que dans la teneur et le type de minéraux argileux présents dans la sédimentation ;
- des variations dans l'abondance et la forme des silex.

Ce découpage lithostratigraphique est, par ailleurs, complété par la reconnaissance de différents niveaux repères associés à des événements d'origine sédimentaire, paléontologique ou volcanique. Ces niveaux sont considérés comme contemporains à l'échelle du bassin, et correspondant, pour certains, à des durées de dépôt courtes. Ils sont en conséquence utilisés pour des corrélations à haute résolution.

Ces niveaux ont été inventoriés et corrélés entre des affleurements de référence faisant office de stratotypes, dans le Sussex pour les dépôts cénomaniens à santoniens et dans l'île de Wight pour les dépôts campaniens. Après leur identification à l'affleurement, les niveaux repères lithologiques ont été corrélés en s'appuyant sur les données diagraphiques (Murray, 1986, Mortimore 1986, Mortimore et Pomerol 1987), ce qui a permis aux auteurs de démontrer une continuité de plusieurs de ces niveaux, tout d'abord à l'échelle du Sussex (Mortimore, 1986) puis à l'échelle du Sud de l'Angleterre (Mortimore, 1987). Enfin, divers travaux ont montré l'existence de certains de ces niveaux en France et en Allemagne (Wray, 1999 ; Gale, 1995 ; Mortimore et Pomerol, 1987).

L'ensemble des niveaux repères identifiés principalement en Allemagne et en Angleterre a permis de dresser une stratigraphie événementielle (Ernst, 1983) applicable pour le Nord-Ouest de l'Europe, pour laquelle les auteurs avancent, dans certains intervalles stratigraphiques, une résolution élevée.

Nous présenterons ici les caractéristiques de la charte lithostratigraphique anglaise, en analysant la pertinence des différentes variations utilisées pour la lithostratigraphie. La même démarche sera appliquée à la stratigraphie événementielle en analysant la vraisemblance de la forte résolution stratigraphique avancée.

ETAGES	BIOSTRATIGRAPHIE		LITHOSTRATIGRAPHIE Sud de l'Angleterre	
	CÉPHALOPODES	ASSEMBLAGES DE MACROFAUNES	GROUPES SS-GROUPES	FORMATIONS
MAASTRICHTIEN	<i>B.sumensis</i>	<i>Ostrea lunata</i>	WHITE CHALK GROUP UPPER CHALK	Nomenclature incertaine
	<i>B.obtusa</i>			
	<i>B.pseudobtusa</i>			
	<i>B.lanceolata</i>			
CAMPANIEN	<i>B.minor II</i>	<i>Belemnitella mucronata</i>		Portsdown Formation
	<i>B.minor I</i>			
	<i>B.woodi</i>			
	<i>B.mucronata</i>			
SANTONIEN	<i>Goniot euthis quadrata</i>	<i>Offaster pillula</i> <i>M. testudinarius</i> <i>U. socialis</i>		Culver Formation
			Seaford Formation	
CONIACIEN	<i>F.petrocoriense</i>	<i>Micraster cortestudinarium</i>		Lewes Formation
TURONIEN	<i>S.neptuni</i>	<i>Sternotaxis plana</i>	MID. CH.	New Pit Formation
	<i>C.woolgari</i>	<i>Terebratulina lata</i>		
	<i>M.nodosoides</i> <i>F.catinus</i> <i>N.judii</i>	<i>Mytiloides labiatus</i>		
CENOMANIEN	<i>M.geslinianum</i>	<i>A.plenus</i>	GREY CHALK GR. LOWER CHALK	Zig Zag Formation
	<i>C.guerangeri</i>	<i>H. subglobus</i>		
	<i>A.jukesbrownei</i>			
	<i>A.rhotomagense</i>	<i>S.varians</i>		
	<i>C.inerme</i>			
	<i>M.dixoni</i>			
<i>M.mantelli</i>				
				West Melbury Formation

Figure A. 15 : Confrontation de la charte lithostratigraphique anglaise avec les biozones de macrofaunes du bassin anglo-parisien (d'après Bristow,2002, modifié).

Remarquer l'adéquation fréquente entre la biostratigraphie traditionnellement utilisée et la lithostratigraphie définie.

3.2.2. Nature des changements lithologiques, pertinence et fiabilité de la lithostratigraphie anglaise

1. Abondance des faciès de condensation

L'abondance des faciès de condensation de type fonds durcis (hardground) et fonds ferme (firmground) dans la sédimentation crayeuse constitue un critère facilement identifiable aussi bien à l'affleurement qu'en diagraphie (Mortimore et Pomerol, 1987 ; Pomerol, 1998). Les variations d'induration précoce des sédiments entraîne des variations de porosité qui apparaissent dans les mesures diagraphiques, particulièrement dans les mesures de type résistivité et de sonique, du fait de leur contraste avec l'encaissant crayeux non induré.

L'abondance des faciès de condensation est utilisée pour la définition des formations du Turonien au Coniacien moyen (Mortimore 1986 ; Juignet et Breton, 1992). Il s'agit des formations suivantes (figure A. 16) :

- l'Holywell Nodular Chalk Formation (Turonien inférieur), à condensation importante, présentant sur toute son épaisseur des craies noduleuses (Bristow *et al.*, 1997). Cette formation est l'équivalent de la Craie du Cap Fagnet de Juignet et Breton (1992) ;
- la New Pit Chalk Formation (Turonien moyen), grise peu condensée, ne comportant que quelques faciès de type fond durci ;
- la Lewes Nodular Chalk Formation (Turonien supérieur à Coniacien moyen non inclus), condensée et argileuse vers le sommet, elle est marquée par de nombreux faciès de type « hardground » associés à des silex, alternant avec des passées plus tendres, à niveaux argileux ;
- la Seaford Chalk Formation (Coniacien moyen-Santonien moyen non inclus), marquée par un retour à des craies blanches à rares faciès de condensation, et comportant des niveaux de silex proéminents.

Les auteurs (Bristow *et al.*, 1997 ; Rawson *et al.*, 2001) ont montré que ces formations sont relativement synchrones à l'échelle du Sud de l'Angleterre, et montrent relativement peu de variations latérales. Avant de pouvoir utiliser ces critères de la lithostratigraphie anglaise pour effectuer un découpage de la craie du Bassin de Paris, il est important de vérifier la pertinence de ce découpage et la contemporanéité possible de ces formations à grande échelle.

La présence de surface de condensation est fonction de la préservation des sédiments et de l'apport sédimentaire. De plus, la forte condensation semble associée dans la Craie à des positions relativement proximales (cf. I.2.2). La distribution des hardgrounds et firmgrounds peut donc correspondre à un environnement sédimentaire et varier selon un transect proximal-distal. La lithostratigraphie anglaise a été construite à partir de l'observation d'affleurements du Sussex situés approximativement au centre du bassin du sud de l'Angleterre (Mortimore et Pomerol, 1987), dans lequel les variations de milieu de dépôt étaient probablement faibles. Ceci explique la forte continuité latérale de ces formations. L'application de ces formations semble donc réalisable dans des environnements de dépôts comparables à ceux du Sussex, mais peut devenir difficile lorsque les environnements de dépôts sont plus proximaux ou plus distaux.

Application en domaine plus proximal

Les faciès de condensation sont particulièrement représentés sur la marge ouest du bassin anglo-parisien (Mortimore et Pomerol, 1987 ; Gale, 1996 ; Bromley et Gale, 1982). Le Chalk Rock, membre très condensé du Turonien supérieur de l'Est de l'Angleterre en est un exemple. Cette unité stratigraphique est très amincie par rapport au centre du bassin, et montre des caractéristiques lithologiques différentes. Le Chalk Rock est constitué de nombreux niveaux de fond durcis séparés par des intervalles peu épais de craie non indurées, à fréquents niveaux marneux. Ce type d'unité stratigraphique est relativement difficile à corréliser avec le centre du bassin et est de plus éminemment diachrone. Les faciès de condensation apparaissent, en effet, beaucoup plus tôt sur la marge du bassin (Est), alors que les dépôts situés plus dans le centre de celui-ci, ne sont pas affectés par une condensation (Bromley et Gale, 1982). Ce type d'unité stratigraphique très condensée montre les limites d'application du critère « présence de fond durci » pour la corrélation dans le domaine proximal de la Craie.

Application en domaine plus distal

Les surfaces d'arrêt de sédimentation étant associées fréquemment à un hydrodynamisme important (I.2.2), elles ne perdurent pas obligatoirement dans un environnement plus distal.

- L'étude du Chalk Rock (Bromley et Gale, 1982) montre bien une chute de la condensation vers le domaine distal.

- Ces niveaux se mettant en place durant des phases régressives, leur persistance sur une large distance nécessite soit une chute de niveau marin très élevée soit l'existence d'une plate-forme très plate sur laquelle les mêmes conditions hydrodynamiques s'enregistrent sur une large distance.
- Les épisodes de condensation utilisés comme critères de découpage ont été mis en évidence dans le Sussex. Ces dépôts ne sont cependant pas les plus épais (ni probablement les plus distaux) du bassin anglo-parisien. Les dépôts les plus épais se situent probablement au sud-est du Bassin de Paris (Guillocheau *et al.*, 2000). Dans ces dépôts plus épais, les corrélations diagraphiques réalisés dans le Sénonais (Pomerol *et al.*, 1996) semblent montrer la persistance de certains faciès de condensation pouvant correspondre à ceux identifiés sur les affleurements de la Manche. Nous verrons cependant que ceux ci sont relativement rares dans le forage Craie 700 (C.III).

Ces points suggèrent donc que le critère d'abondance de surface d'arrêt de sédimentation est applicable, pour des corrélations de formations, dans la partie du Bassin de Paris qui correspond à des environnements de dépôts comparables à ceux du Sud de l'Angleterre mais que dès que l'environnement de dépôt change son application est plus hasardeuse.

Cet argument est principalement utilisé en Angleterre, pour subdiviser les dépôts turoniens à coniaciens moyen. Dans les dépôts postérieurs (Coniacien moyen à Campanien), les faciès de condensation deviennent rares. Les formations sont alors définies, à partir d'un cumul de critères qui sont la présence et l'abondance de silex, la stratigraphie événementielle et l'importance de la sédimentation argileuse. Ce dernier critère est prédominant.

2. Importance de la sédimentation argileuse

Comme nous l'avons signalé dans la première partie de ce chapitre, la composante argileuse se manifeste principalement:

- soit sous forme diluée dans une craie grise ;
- soit sous forme de passées argileuses mêlées à des nodules de craie blanche ;
- soit enfin sous forme d'un niveau argileux franc fréquemment bioclastique, plusieurs de ces niveaux marneux sont des bentonites d'origine volcanique (benthonites) et ont été largement utilisées comme outil de corrélation intra et inter-bassin (Deconinck *et al.*, 1995 ; Wray, 1999).

L'importance de la sédimentation argileuse diluée est utilisée pour différencier les formations du Coniacien moyen au Campanien qui sont successivement, la Seaford Chalk formation, la Newhaven Chalk formation, la Culver Chalk formation et enfin la Portsdown Chalk formation (figure A.16). Par exemple, le sommet du Santonien moyen correspond au passage d'une craie blanche pure (Seaford chalk formation), à une craie grise à nombreux intervalles marneux (Newhaven Chalk Formation).

Fiabilité de cet outil

Comme pour les hardgrounds, l'utilisation de la teneur en argile des craies ne s'appuie pas sur une compréhension claire de la signification des variations de ce paramètre. En Angleterre, l'origine du cortège argileux dans les dépôts sénoniens n'est, à notre connaissance, pas documentée. D'après les travaux de Deconinck *et al.* (2005), le cortège argileux de ces dépôts dans le centre du Bassin de Paris est principalement d'origine diagénétique à partir du Coniacien moyen. A l'inverse, l'utilisation qui est faite par Mortimore et Pomerol (1991), du caractère plus ou moins argileux des craies suggère une origine terrigène. Ceux ci considèrent que le fait que certaines zones présentent des craies plus pauvres en argile dans la partie centrale du sud de l'Angleterre (région de Sandown) est dû à la présence d'anticlinaux syn-sédimentaires qui isolent cette zone des apports terrigènes. L'origine du cortège argileux est importante pour utiliser les variations d'argilosité dans la craie en tant qu'outil stratigraphique. Si le cortège argileux sont d'origine terrigène, ses variations correspondent à des variations allocycliques (eustatisme, climat, tectonique) mais sont susceptibles de varier de façon importante avec l'environnement de dépôt. Si le cortège argileux est d'origine diagénétique, ces variations dans le temps sont plus difficiles à comprendre et à contraindre.

Plusieurs variations latérales sont observées dans les formations définies sur la base des variations d'argilosité des craies :

- Un léger diachronisme est présent au passage entre les formations Seaford et Newhaven (limite de la zone à *Micraster coranginum* et de la zone à *Uintacrinus socialis* dans le Sussex, intra-zone à *M. coranginum* dans le Kent).
- De même, une différence importante existe entre les formations santoniennes des South Downs et des North Downs. En effet, les niveaux marneux qui différencient la formation Newhaven de la formation Seaford dans le Sussex sont absents dans le Kent, où les dépôts équivalents à la formation Newhaven figurent sous la forme d'une craie blanche pure à silex rares. D'après Bristow *et al.*, (1997) il est préférable d'utiliser le terme de Margate Formation (Robinson, 1986) pour

l'équivalent de la Newhaven Chalk Formation, cette formation étant distinguée de la formation Seaford par une raréfaction des silex.

- Enfin, la distinction entre les formations du Campanien moyen et supérieur, Culver Chalk et Portsdown Chalk est basée également sur une différence de la sédimentation argileuse. Cette transition est remise en cause par des observations réalisées sur des forages (Bristow, 2002) et ne se ferait pas par un retour des marnes mais par une raréfaction des silex. L'applicabilité de la lithostratigraphie du Campanien à une grande zone n'est d'ailleurs pas prouvée, étant donné qu'elle a été définie à partir d'une zone relativement restreinte, entre l'est du Sussex, l'île de Wight et l'Hampshire. La partie moyenne et supérieure du Campanien, en particulier, (transition entre Culver chalk et Portsdown chalk sub-citée) n'est affleurante que dans l'île de Wight.

3. Silex

Les silex sont un autre paramètre important de la stratigraphie anglaise. Leur variation d'abondance à l'intérieur des dépôts crayeux caractérise un changement (mal compris) de la sédimentation, qui apparaissant de façon marquée à l'affleurement, peut servir de repère dans la définition de limite de formations. Les critères utilisés sont

- la présence/absence de silex,
- leur abondance
- des critères de forme (silex figurant sous forme de niveaux continus ou disséminés dans la matrice crayeuse)

Utilisation des silex en tant qu'outil stratigraphique

Dans le Kent, la distinction entre Seaford et Margate Chalk citée précédemment est définie à partir de tels critères. De même, ce critère est utilisé, en plus de la sédimentation argileuse, pour différencier Seaford et Newhaven Chalk. La Formation Seaford est caractérisée comme une craie blanche à nombreux niveaux de silex continus, la Formation Newhaven par une craie grise à rares silex, de petite taille, disséminés dans la matrice crayeuse.

Fiabilité de cet outil

Les corrélations effectuées à l'échelle de l'Europe du Nord-ouest montrent un diachronisme dans l'apparition des silex au Turonien supérieur (Robaszynski et Amédéo, 2001, figure A. 16). Ce diachronisme dans l'apparition des silex est de plus visible, à plus petite échelle géographique, entre le Kent et le Boulonnais (Amédéo et Robaszynski, 2000). L'apparition/ disparition des silex, si elle permet une facilité de description des formations qui a longtemps été utilisée dans les travaux antérieurs, semble impliquer un diachronisme qui n'est pas obligatoirement gênant pour la définition de formation à l'échelle locale mais n'est pas un critère pouvant être utilisé pour la corrélation sans accepter un certain diachronisme. De plus son application nécessiterait une compréhension de la cause de formation des silex, si comme le suggère plusieurs auteurs (Zjilstra, 1995 ; Loi et Dabard, 2002 ; Fursich, 2005) leur formation correspond à un arrêt de la sédimentation, elle implique que la présence de silex est contrôlée par les variations du milieu de dépôt. Cette interprétation expliquerait le diachronisme fréquemment observé. A l'inverse, s'ils correspondent à une modification importante de la chimie des eaux, il est possible qu'ils soient un bon outil de corrélation.

4. Recommandations

En conclusion, la lithostratigraphie anglaise semble applicable du Turonien au Santonien moyen pour établir une lithostratigraphie du Bassin de Paris, l'abondance de surfaces d'arrêt de sédimentation, la teneur en matériel argileux et en silex peuvent être utilisés comme des critères de définition de ces formations. Cependant, il ne peuvent être directement utilisés pour les corrélations puisqu'ils impliquent des diachronismes qui peuvent être relativement importants. De plus, ces critères semblent applicables dans le cas d'environnement de dépôts très proches de ceux du Sussex. Une lithostratigraphie unique sans variation lithologique à l'intérieur de la Craie du bassin anglo-parisien semble comme dans la plupart des sédiments illusoire. L'utilisation directe de la lithostratigraphie anglaise dans le Bassin de Paris telle que certains auteurs tendent à le faire en France (Pomerol, 1998) ne nous semble pas être la démarche la plus judicieuse, puisqu'elle considère *a priori* qu'aucune variation lithologique ne s'observe dans la Craie sur des distances dépassant plusieurs centaines de kilomètres. Il semble en effet nécessaire d'utiliser cette lithostratigraphie comme base, en identifiant les étendues géographiques où elle est représentative des dépôts. Dans les zones où une variation lithologique est observée, il est nécessaire de redéfinir une lithostratigraphie pour ensuite la mettre en équivalence avec celle des autres régions.

La validité de la lithostratigraphie anglaise est moins avérée pour les dépôts postérieurs au Santonien moyen. À partir de cette période, l'utilisation d'une distinction entre craie grise argileuse (Newhaven ou Porstdown) et craie blanche (Seaford ou Culver), si elle est pertinente à l'échelle du Sussex, ne semble pas toujours utilisable à l'échelle du sud de l'Angleterre et donc encore moins à l'échelle de tout le Bassin anglo-parisien. Dans cet intervalle de temps, les distinctions effectuées par les géologues anglais seront donc plus des bases de travail que des formations utilisables directement dans l'étude du Bassin de Paris.

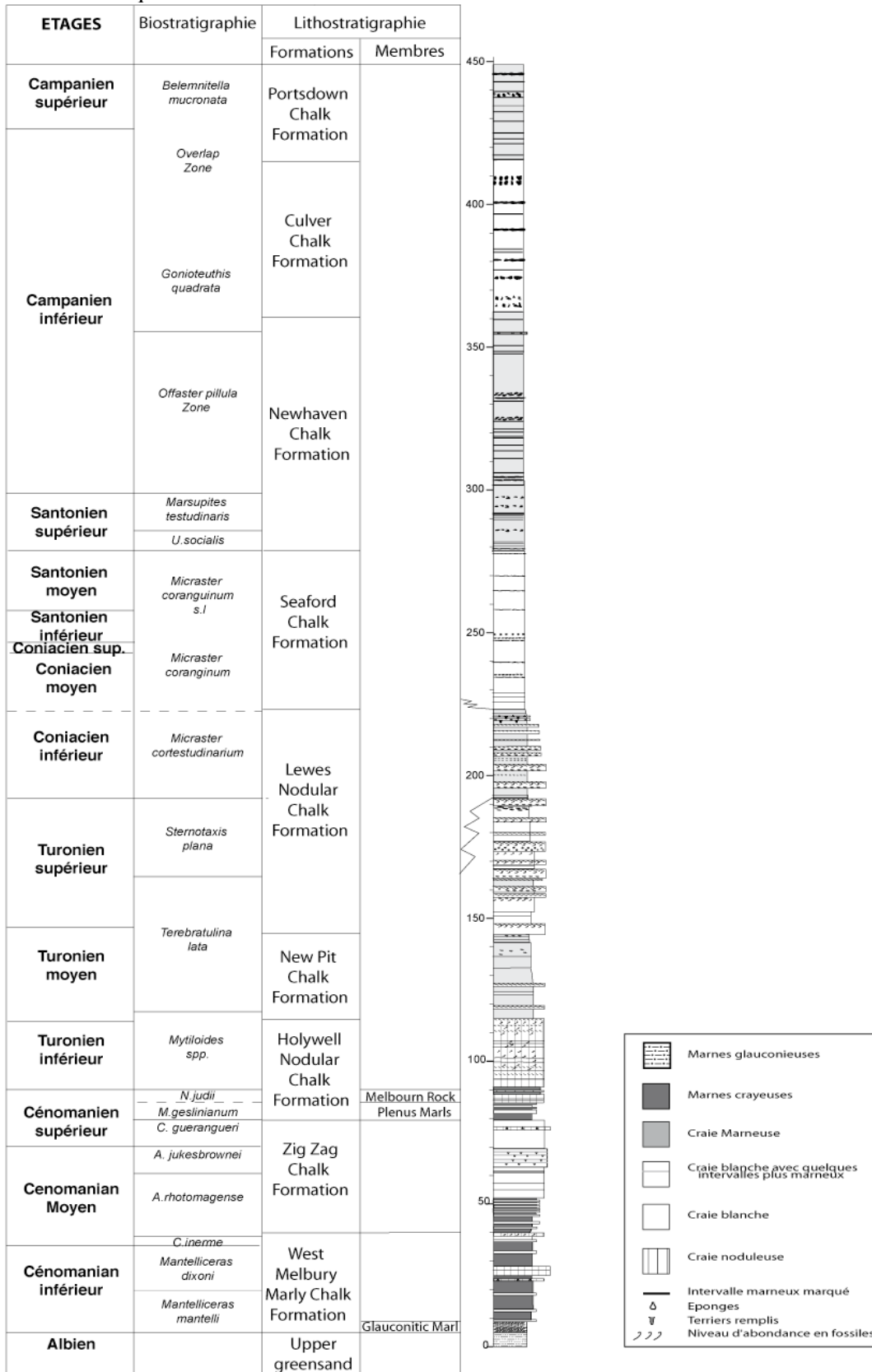


Figure A. 16: Coupe synthétique et lithostratigraphie du sud de l'Angleterre (d'après Mortimore et al., 2001, modifié).

3.3. Stratigraphie événementielle

3.3.1. Description et pertinence des différents types d'événements utilisés

La stratigraphie événementielle (Ernst, 1983) permet de réaliser une stratigraphie à haute résolution, qui peut être d'une grande utilité dans la réalisation d'un découpage de la craie et de corrélations à grande distance, ceci jusqu'à l'échelle de l'Europe de l'Ouest (figure A. 17). Cette stratigraphie comprend des événements de nature lithologique et paléontologique. Pour chacun des outils utilisés dans la stratigraphie événementielle nous discuterons de la pertinence à partir :

- de la possibilité de préservation contemporaine de ces niveaux sur une large étendue géographique
- des données existantes dans la littérature pour démontrer leur contemporanéité.

Dans les figures 18 à 22 sont reportés les niveaux repères fréquemment utilisés et leur extension géographique.

1. Événements lithologiques

Niveaux argileux (terrigenes et volcaniques)

Parmi les trois formes d'occurrence des faciès argileux citées précédemment, seuls les niveaux argileux francs ont été utilisés comme repère.

Ces niveaux ont deux origines possibles :

- volcanique (cendres), dans le cas des bentonites
- terrigène ? ou diagénetique, l'origine de ces niveaux restant peu documentée.
- certains niveaux argileux d'origine organique existent également dans les dépôts cénomaniens (Plenus Marls), et sont traditionnellement interprétés comme des événements anoxiques plus ou moins globaux (Jenkyns *et al.* 1980) dont nous ne rediscuterons pas la corrélabilité.

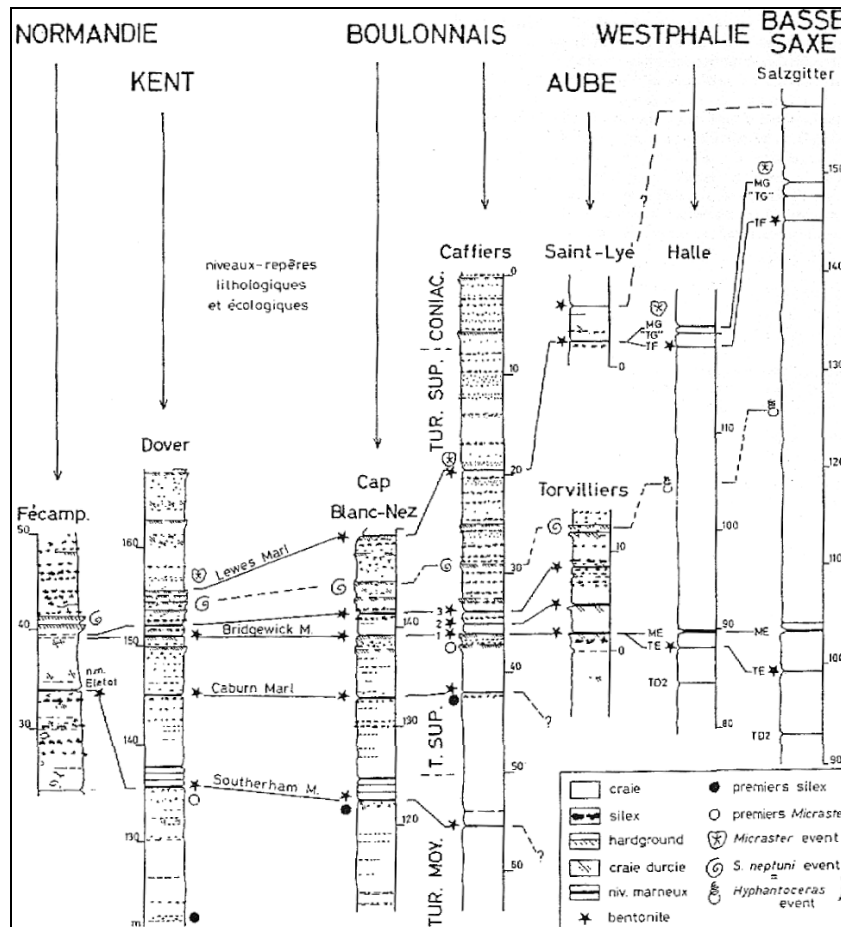


Figure A. 17 : Essai de corrélation des événements dans les craies du bassin anglo-parisien (Normandie, Kent, Boulonnais, Aube) et du Nord de l'Allemagne (Westphalie, Basse-Saxe), d'après Amédéo et Robaszynski, 2001)

Bentonites

La distinction entre niveaux terrigènes et volcaniques, est effectuée grâce à l'analyse des minéraux argileux, du spectre de Terre Rares, et par la présence ou l'absence de verre volcanique (Wray et Gale, 1993 ; Deconinck *et al.*, 1995). Les niveaux d'origine volcanique présentent un très grand intérêt en stratigraphie, puisqu'il s'agit de véritables événements quasi-instantanés, contemporains et de forte extension géographique. Ils se rencontrent dans les dépôts turoniens et coniaciens. De nombreux travaux (Wray, 1999 ; Wray et Gale, 1993 ; et Wray et Wood, 1998) ont montré la persistance de plusieurs niveaux repères à l'échelle de l'Europe de l'Ouest (Allemagne, Nord de la France, Sud et Nord de l'Angleterre).

Le nombre des niveaux actuellement reconnus en Angleterre et en Allemagne est de 5, il s'agit du plus ancien au plus récent (tableau A.3):

Angleterre	Allemagne
Glyndes marls	Tc
Southerham marls	Tc 2
Caburn Marls	Td
Bridgewick marl 1	Te
Lewes marl	Tf

Tableau A. 3 : Equivalence des bentonites du bassin anglo-parisien et d'Allemagne

Les travaux français (Deconinck *et al.*, 1995, Vanderaveroet *et al.*, 2000, Amédéo et Robaszynski 2001) ont permis d'identifier plusieurs de ces niveaux dans le Bassin de Paris.

L'ensemble de ces niveaux de bentonites a été identifié dans le Boulonnais (Van deraveroet *et al.*, 2000), et en Haute-Normandie (Mortimore et Pomerol, 1987), la présence d'une partie d'entre eux est enfin montrée dans les forages du Programme Craie 700 (Deconinck *et al.*, 2005).

Il est cependant nécessaire de considérer les points suivants avant l'utilisation de ces niveaux pour des corrélations à grande échelle .

- La préservation de ces niveaux est dépendante des conditions du milieu de dépôt. Ils seront par exemple plus difficilement préservés dans les zones à forte agitation hydrodynamique. De plus, avant de les utiliser, il est nécessaire de s'assurer que ces dépôts correspondent bien à un dépôt instantané par décantation et ne constitue pas un dépôt secondaire. Une remobilisation par les tempêtes est par exemple identifiée (Goldring, 1995b) pour les bentonites de l'Albien du sud de l'Angleterre.
- Ces niveaux repères sont fréquemment associés à des hardgrounds. Nous avons vu précédemment (partie I.2. 2) que dans la plupart des cas ces niveaux enregistrent des phases de condensation induite par un hydrodynamisme élevé. L'association de ces deux sédiments nous amène donc à questionner le mode de préservation de ces niveaux. De plus, nos propres observations nous ont fréquemment montré l'association de ces niveaux marneux avec des concentrations importantes en bioclastes qui suggèrent, soit un arrêt de la sédimentation plus ou moins long, soit une mise en place dynamique. Le mécanisme de préservation de ces niveaux ne semble donc pas être uniquement une décantation de cendres volcaniques. Ceci amène à tempérer largement l'utilisation de ces niveaux comme marqueurs parfaitement isochrones et de très haute résolution temporelle.
- Enfin, et en conséquence des variabilités de préservation de ces dépôts, une assignation particulière à un niveau de bentonites ne sera possible que s'il existe des arguments autres (biostratigraphiques) supplémentaires pour assoir ces corrélations ou tout au moins si l'ensemble des bentonites identifiés dans l'intervalle considéré sont reconnues.

Niveau argileux

Les niveaux argileux d'autre origine (peu documentée) se rencontrent durant tout le Crétacé supérieur. Mortimore (2001) avancent une extension importante de ces niveaux :

- A l'échelle de l'Europe de l'Ouest. Cette corrélation n'est cependant pas supportée par des arguments paléontologiques, le seul argument avancé est leur proximité par rapport à des niveaux de bentonites et pose le problème de la formation de ces niveaux, supposant un forçage quasi-global, difficile à envisager pour un niveau de 2 à 4 centimètres d'épaisseur à l'intérieur d'une sédimentation qui semble peu évoluer.

- A l'échelle du Bassin anglo-parisien, ici encore se pose le problème de leur mode de dépôt. En conséquence nous ne prendrons en compte que les niveaux dont une répartition géographique importante est prouvée et dont l'identification repose sur une argumentation par d'autres critères tels que des faunes typiques associées.

Ces tests montrent en particulier que la préservation de ces niveaux est éminemment variable :

- Les niveaux présents dans le Sussex, en position centrale dans le bassin anglo-parisien, n'ont pas été retrouvés dans les dépôts des marges du Bassin de Paris (Haute-Normandie), à l'est du Pays de Bray, et Boulonnais (où il existe cependant des niveaux marneux marqués). À l'inverse, ils sont fréquemment présents dans le Dorset. Ceci amène à douter de la corrélabilité systématique des niveaux marneux, avancée par Mortimore *et al.* (2001).
- Certains niveaux, comme les Navigation Marls qui se situent immédiatement au dessus de la limite Turonien-Coniacien dans le Sussex, ont pu être corrélés à l'échelle du sud de l'Angleterre et même au nord-ouest du Bassin de Paris (Mortimore et Pomerol, 1987) et soupçonnés dans le sud-est du Bassin de Paris (Pomerol, 1998). Ce niveau marneux choisi comme exemple ne figure d'ailleurs pas sur les marges Sud-ouest (Etretat, Mortimore et Pomerol, 1987) et Nord-Est du Bassin de Paris (Boulonnais, Amédéo et Robaszynski, 1997).
- De plus, les niveaux marneux sont rarement retrouvés dans plusieurs coupes dans les dépôts santoniens et campaniens, suggérant une extension faible. Pour le Campanien seuls deux niveaux argileux du Sussex (sur 24 niveaux identifiés (Mortimore *et al.*, 2001) ont été retrouvés dans le Bassin de Paris (Mortimore et Pomerol, 1987) dont un seul (les Old Nore Marl, Base Campanien, Zone à *Offaster pillula*) semble identifié à partir de critères paléontologiques sans équivoques (Bande à *Offaster pillula*). On objectera cependant qu'il n'existe pas qu'en Aquitaine non pas une mais deux bandes sont retrouvées dans le Campanien (Néraudeau et Odin, 2001), ce qui réduit l'utilisation de cette bande en tant que marqueur stricte en stratigraphie.

Ces niveaux ne peuvent que rarement être utilisés comme des lignes de corrélations à grande échelle.

Surfaces de condensation (hardgrounds)

Les hardgrounds ont été considérés comme des niveaux repères et utilisés pour la corrélation sur de grandes distances, à l'échelle de la bordure ouest du Bassin de Paris (Juignet, 1992) et de part et d'autre de la Manche (Mortimore et Pomerol, 1987, 1997). Les craies noduleuses (fonds fermes) au contraire sont moins repérables et les auteurs (Robinson, 1986; Bromley et Gale, 1982) considèrent leur extension latérale comme moins importante. Ces derniers niveaux n'ont pas été utilisés dans la stratigraphie événementielle.

Plusieurs auteurs avancent une continuité importante des hardgrounds. Bromley et Gale (1982), dans l'étude de la formation Chalk Rock, avancent une continuité de 300km pour certains hardgrounds. Dans l'intervalle turono-coniacien, marqué par une forte abondance de ces faciès, la plupart des hardgrounds sont corrélés de part et d'autre de la Manche, entre les coupes du Sussex et de la zone située à l'est de l'accident du Pays de Bray (Mortimore et Pomerol, 1987). Pomerol (1994) avance même une corrélation de plusieurs de ces niveaux dans le sénonais, sur la base de l'interprétation diagraphique.

Cependant, il s'agit de niveaux particuliers qui ne sont pas les seuls niveaux indurés présents dans la Craie du Bassin de Paris, or tout niveau induré ne peut pas être considéré comme continu et isochrone à grande échelle. D'après Bromley et Gale (1982), si certains hardgrounds présentent une continuité de 300 kilomètres, d'autres passent rapidement à des craies peu ou pas indurées.

Les hardgrounds les plus continus sont ceux qui sont les plus minéralisés et les plus « matures », il s'agit donc des niveaux correspondant à une très forte condensation du temps, donc à des marqueurs de piètre résolution temporelle.

La plupart des corrélations de niveaux correspondant à des faciès de type fond durci sont supportées par des données paléontologiques, fréquemment des niveaux d'abondance en inocérames (Mortimore, 1986) La corrélabilité de ces niveaux varie cependant.

- Dans le Boulonnais, les hardgrounds du Coniacien ont été retrouvés (Amédéo et Robaszynski, 2000). A l'inverse, ceux du Turonien ne sont pas signalés dans les dépôts.
- Dans les dépôts post-Coniacien inférieur, les rares hardgrounds n'ont pas été corrélés, certains semblent d'extension relativement importante comme le Barrois sponge bed (Santonien moyen) qui semble constant dans le Kent (Robinson, 1986), mais non identifié dans le Boulonnais (Amédéo et Robaszynski, 2000).
- Au Campanien, les hardgrounds Précy (Précy sur Oise) et Downend (Downend Quarry, Hampshire) qui sont situés à des positions stratigraphiques proches (à proximité de la limite entre la zone à *Goniot euthys quadrata* et celle à *Belemnitella mucronata*., pourraient peut-être se

corréler, (Mortimore et Pomerol, 1987), aucun niveau induré n'étant signalé dans les autres coupes du Campanien du Sud de l'Angleterre.

Les hardgrounds dont la corrélabilité est avérée sont figurés dans les figures A.18 à A.21.

Validité de ces corrélations et implication sur le milieu de dépôt

Comme nous l'avons évoqué précédemment, la corrélabilité d'un hardground suggère que les conditions de sa formation sont constantes sur une large zone. Ces surfaces semblent correspondre à une augmentation de l'énergie hydrodynamique en relation avec une chute du niveau marin relatif. Leur corrélabilité nécessite donc une chute eustatique sur une plate-forme très peu pentée. Ceci ne sera tout d'abord pas le cas de la totalité des hardgrounds, ceux qui sont liés à une tectonique en surrection locale n'étant pas corrélables. C'est également le cas des hardgrounds associés aux géométries en ondulation du type de celles d'Etretat, qui ne sont présents qu'à l'intérieur de ces corps sédimentaires.

Enfin, l'existence de ces hardgrounds sur plusieurs centaines de kilomètres nécessite soit une plate forme parfaitement plate sur cette distance, ce qui est peu vraisemblable même sur une rampe, soit des chutes de niveau marin très importantes ce qui implique un diachronisme important entre domaine proximal et distal et une résolution temporelle faible. En conséquence, si l'utilisation des hardgrounds dans le Sussex et des zones situées dans des environnements de dépôt similaires et proches à l'intérieur du bassin anglo-parisien sont vraisemblables, leur utilisation dans des zones paléogéographiques différentes semble peu envisageable.

Horizons de silex

Des corrélations à longue distance entre des bancs de silex repères ont également été effectuées, des continuités de bancs de silex de l'ordre de 200 kilomètres ont été proposées en Angleterre (Bromley et Ekdale, 1983).

Ceux-ci sont:

- soit des bancs exceptionnellement massifs de silex (Whitaker's 3inch-flint, Seven sister flints);
- soit des silex correspondant à des silicifications de bioturbation qui sont relativement rares dans la Craie (Lewes Tubular Flint, correspondant à des terriers de type *Thalassinoïdes*, Bedwell's Columnar Flint, correspondant à des traces fossiles de type *Bathychnus paramoudrae*);

Mortimore et Pomerol (1987) ont proposé des corrélations des bancs massifs

- les Seven Sister's Flint (Coniacien moyen Zone à *M.coranginum*) ;
- un groupe de trois bancs massifs de silex dont le principal est le banc supérieur (Bedwell Columnar Flint (Santonien basal (Zone à *M. Coranginum*) ;
- les Whitaker's 3-inch Flint (Santonien inférieur, Zone à *M. coranginum*) ;
- Ces trois bancs repères font partie de la Formation Seaford. Leurs corrélations (Mortimore et Pomerol, 1987) sont supportées par des arguments paléontologiques fiables. En effet, chacun est associé à un niveau d'abondance en faune d'inocérames, dont les zones d'extension et d'abondance semblent très restreintes. Ces corrélations nécessiteraient, cependant, une compréhension des conditions de formation de ces bancs de silex, le fait que seuls les niveaux très siliceux soient corrélables va dans le sens d'une condensation importante.

Mortimore et Pomerol (1987) avancent également des corrélations de niveaux présentant des silicifications particulières, de part et d'autre de la Manche (figure A.19 et A.21), on citera :

- Un niveaux à silex tubulaires, turonien supérieur, qui correspond à la silicification de terriers de type *Thalassinoïdes* : les Lewes Tubular Flint. Cette corrélation est validée par celle du niveau de bentonites immédiatement supérieur, le Lewes Marl. La présence de ces types de traces fossiles, caractéristiques d'un certain type de milieu de dépôt, semble suggérer que des conditions environnementales proches existaient sur une zone de forte extension géographique durant le dépôt de ces niveaux.
- De même, au Campanien, une corrélation de bancs de silex remarquables (Paramoudra) a également été proposée entre Précy et le Sussex, cette corrélation n'est argumentée que par une ressemblance des faunes d'*Echinocorys*, ce qui ne semble pas être un critère indiscutable. De plus, les silex de types paramoudra sont fréquemment interprétés comme reflétant un dépôt en masse, c'est donc ici plus un faciès sédimentaire qu'un événement qui est corrélé.

Le deuxième type de bancs apparaît donc comme une corrélation de faciès sédimentaires que comme une corrélation d'événements. La formation du premier type de bancs n'est pas comprise.

2. Evénements paléontologiques

Niveaux à faune abondante

Des horizons repères à forte concentration d'une faune particulière sont depuis longtemps signalés dans la Craie. Ces horizons repères sont caractérisés par des abondances importantes d'une espèce de macrofossiles, qui sont pour la plupart des niveaux à inocérames, éponges ou échinodermes. Beaucoup de ces niveaux sont utilisés et inventoriés, depuis 20 ans, par un nombre important d'auteurs qui s'accordent sur leur valeur. (Ernst, 1983 ; Gale, 1995 ; Amédéo et Robaszynski, 1997 ; Mortimore et Pomerol, 1987). Ces niveaux correspondent soit à des niveaux d'apparition ou d'acmé de faunes, des niveaux d'accumulation mono- ou pluri-spécifique et des niveaux de changement de forme d'une espèce donnée

Niveaux d'acmé et d'apparition de faunes :

Des niveaux à forte abondance, ou d'apparition de fossiles, sont communs à l'Allemagne, au sud de l'Angleterre, (Wilmsen, 2004) et ont été observés dans le Boulonnais voir en Normandie (Amédéo et Robaszynski, 2001) (figure A. 17). Ceux-ci sont nombreux dans les dépôts cénomaniens, plus rares dans les dépôts turoniens et postérieurs. Ces niveaux et ceux qui correspondent à des présences de faunes à faible extension temporelle avérée semblent pouvoir être utilisés de façon fiable.

Niveaux d'accumulations de faunes

Les accumulations de macrofossiles sont quant elles contrôlées par les variations de niveau marin. Elles peuvent correspondre à des surfaces remarquables définies de la stratigraphie séquentielle, principalement à des surfaces de transgression (flooding surface) ou surface d'envolement maximal (maximum flooding surface) (Fursich et Pandey, 2003).

Des accumulations, produit d'un remaniement et donc possiblement diachrones, sont également possibles dans les cas d'accumulation de faunes plurispécifique.

L'origine de ces niveaux d'accumulation de faune est rarement discutée par les auteurs qui les ont utilisées dans la Craie comme marqueurs stratigraphiques. Leur utilisation devra donc être effectuée avec précaution.

Niveaux de changement de morphologie d'une espèce ou d'un genre

Les principaux niveaux utilisés sont :

- un changement de forme de l'espèce *Micraster leskei*, au Turonien supérieur, depuis des formes de petites tailles vers des formes de plus grande taille, est reconnu par plusieurs auteurs et d'après eux corréléable, correspondant possiblement à une variation climatique ou eustatique (Stokes, 1975 ; Juignet et Breton, 1992 ; Mortimore et Pomerol, 1987) ;
- dans le Campanien, Mortimore et Pomerol (1991) ont utilisés des changements de forme à l'intérieur du genre *Echinocorys* pour la corrélation. Ces variations de forme sont corrélées en s'appuyant sur quelques arguments biostratigraphiques, et en les interprétant comme la résultante de changements écologiques majeurs du milieu de dépôt liés à des variations du niveau marin à l'échelle du bassin. Ces niveaux sont corrélés à travers trois coupes relativement distantes, une coupe composite du sénonais, la coupe de Précy-sur-Oise, et celle de Culver Cliff (Ile de Wight). Les corrélations ne sont pas effectuées en recomposant une variation de niveau marin mais en corrélant les formes identiques. Si dans la coupe du sénonais (Pomerol, 1998) les corrélations de proche en proche montrent la validité de ces changements de faunes en tant que repères au niveau local, les corrélations à grande échelle ne sont pas supportées par d'autres arguments. La fiabilité de ces dernières semble donc faible, et revient encore une fois à considérer qu'il n'existe aucune variation de milieu de dépôt sur plusieurs centaines de kilomètres.

Niveaux à traces fossiles particulières

Les mêmes auteurs ont proposé des corrélations basées sur des variations de l'abondance et du type de traces fossiles. Leur utilisation des traces fossiles est la même en tout points que celle des oursins. Les mêmes commentaires peuvent être effectués à leur propos.

Les seules applications stratigraphiques recevables des traces fossiles nous semblent être celles qui correspondent à des variations à grande échelle de la circulation océanique, comme par exemple une anoxie généralisée, comme elle est observée dans les Plenus marls.

CÉNOMANIEN

Biostratigraphie

ETAGES	Zone	Sub-Zone
Cénomaniensupérieur	<i>Neocardioceras judii</i>	
	<i>Metoiceras geslinianum</i>	
	<i>Calyoceras guerangeri</i>	
Cénomaniensmoyen	<i>Acanthoceras jukesbrowni</i>	
	<i>Acanthoceras rhotomagense</i>	<i>Turrillites acutus</i>
		<i>Turrillites costatus</i>
Cénomaniensinférieur	<i>Cunningtoceras inerme</i>	
	<i>Mantelliceras dixoni</i>	<i>Mesoturrillites boerssuntensis</i>
	<i>Mantelliceras mantelli</i>	<i>M. dixoni & M. saxbii</i>
Albien		<i>Mantelliceras saxbii</i>
		<i>Sharpeiceras schlueteri</i>
		<i>Neostilingoceras carcitanense</i>

Lithostratigraphie

Formations	Membres
Holywell Nodular Chalk Formation	Plenus Marls Member
Zig Zag Chalk Formation	
West Melbury Marly Chalk Formation	Glauconitic Marl Member
Upper greensand	

Stratigraphie événementielle

(Mortimore et al, 2001), (Wilmsen, 2004)
(Amédéo et Robaszynski, 2000), (Gale, 1995)

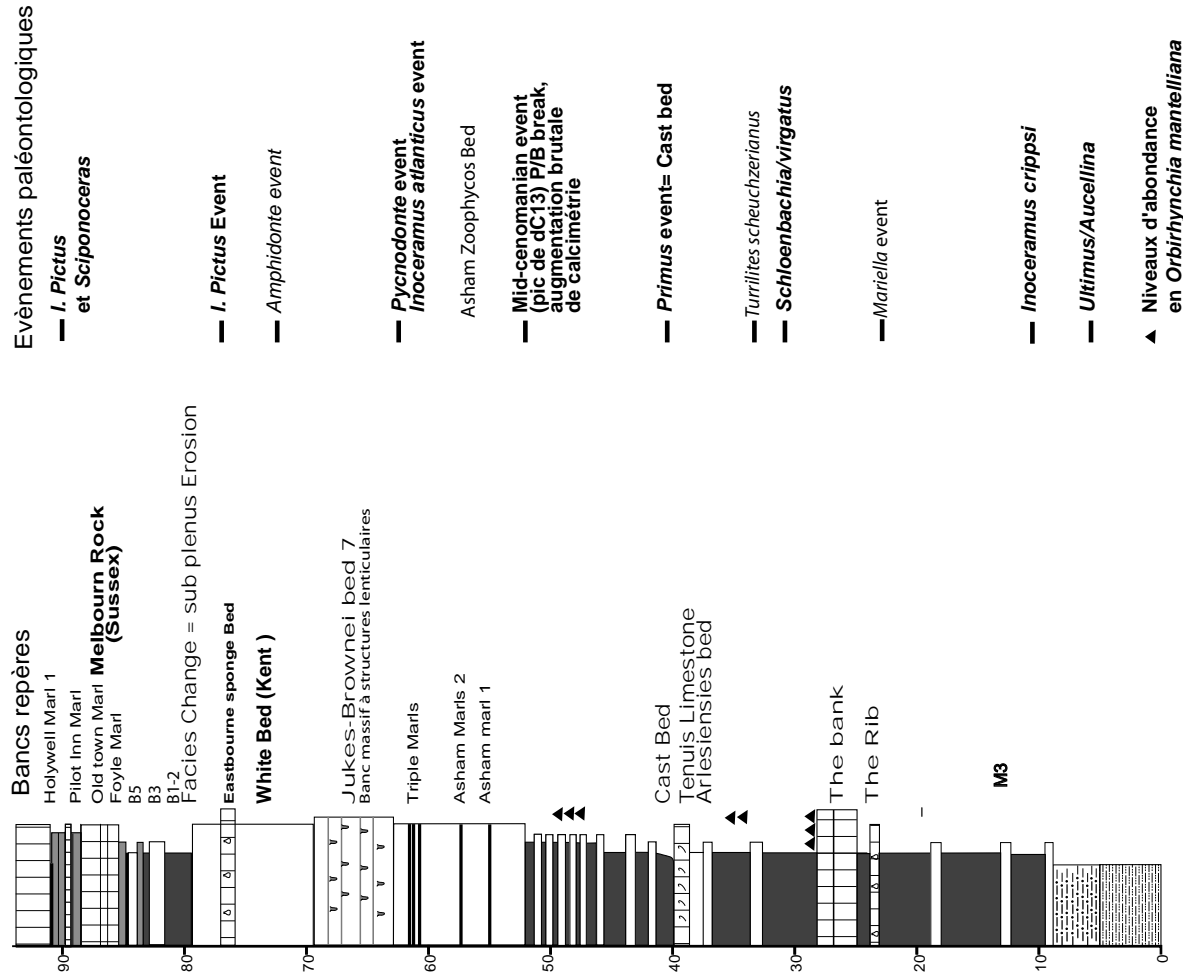


Figure A.18: Lithostratigraphie et stratigraphie événementielle du Cénomaniens (Sussex et Kent), d'après Mortimore et al. (2001).

Stratigraphie événementielle: Les niveaux en caractères gras sont retrouvés dans le Sussex, le Kent, le Boulonnais, l'Aube et la Westphalie. Les niveaux en caractères fins ne sont présents que dans le Sussex ou dans le Kent (suivant précision).

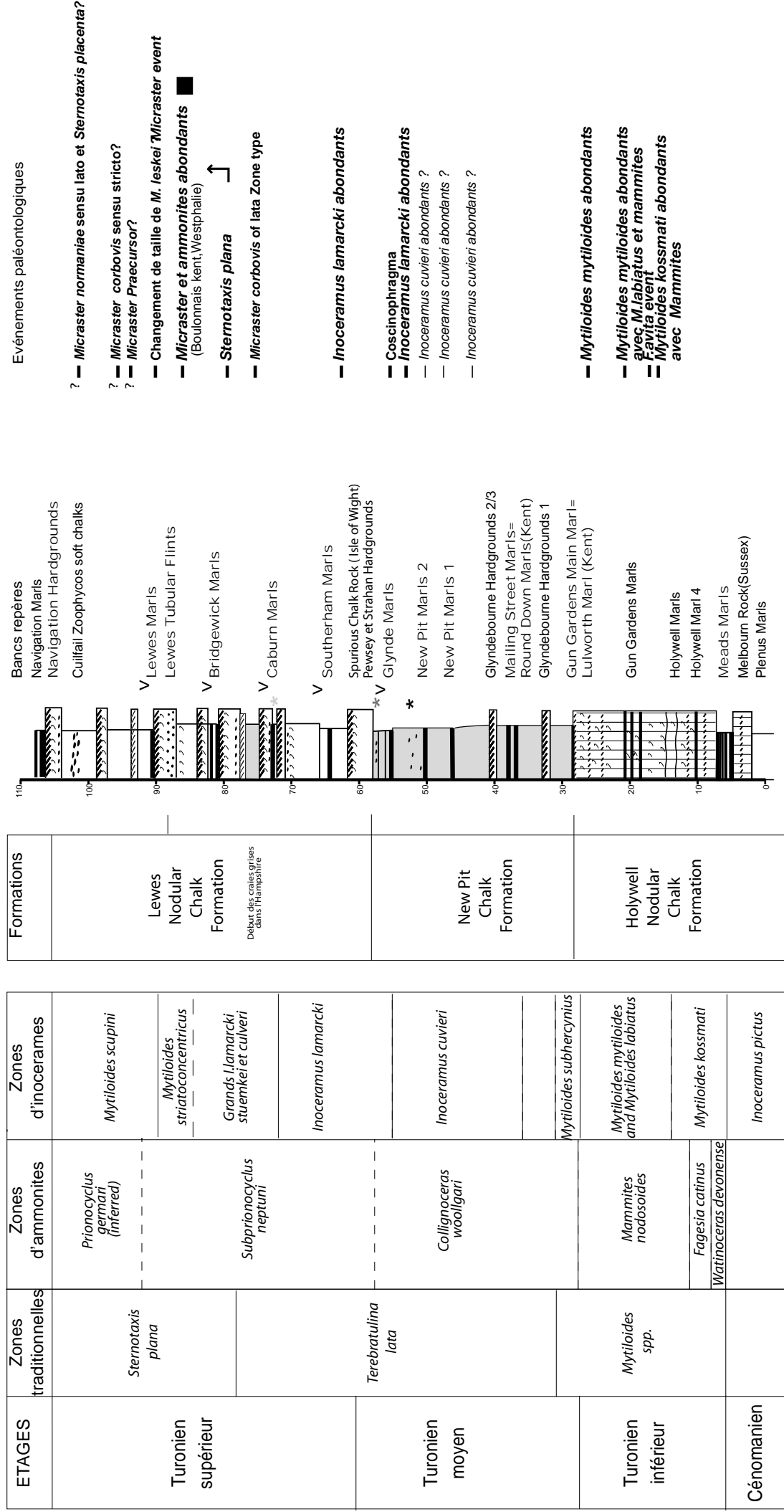
TURONIEN

Biostratigraphie

Lithostratigraphie

Stratigraphie événementielle

(Mortimore, 1986) (Mortimore et al., 2001) (Mortimore et Pomerol, 1987) (Gale, 1996) (Amedro et Robaszynski, 2000, 2001)



■ Subprionocyclus neptuni, Hyphantoceras reussianum,
 Lewesiceras mantelli, S. plana, Micraster leskei
 * Début des silex dans le Boulonnais
 * Début des silex dans le Kent
 * Début des silex dans le Sussex
 V Niveau d'origine volcanique
Micraster event: apparition de *M. normaniae* Bucaille et *M. praecursor*
 ? Valeur stratigraphique

Figure A. 19: Lithostratigraphie et stratigraphie événementielle du Coniacien, d'après Mortimore et al. (2001), modifié.

Stratigraphie événementielle: Les niveaux en caractère gras sont retrouvés dans l'ensemble du bassin anglo-parisien. Les niveaux en caractères intermédiaires sont retrouvés dans le Sussex et la Haute-Normandie. Les niveaux en caractères fins ne sont présents que dans le Sussex.

CONIACIEN

Biostratigraphie

Lithostratigraphie

Stratigraphie événementielle

(Mortimore, 1986) (Mortimore et al., 2001)
 (Mortimore et Pomerol, 1987)
 (Robinson, 1986)
 (Amédro et Robaszynski, 2000, 2001)

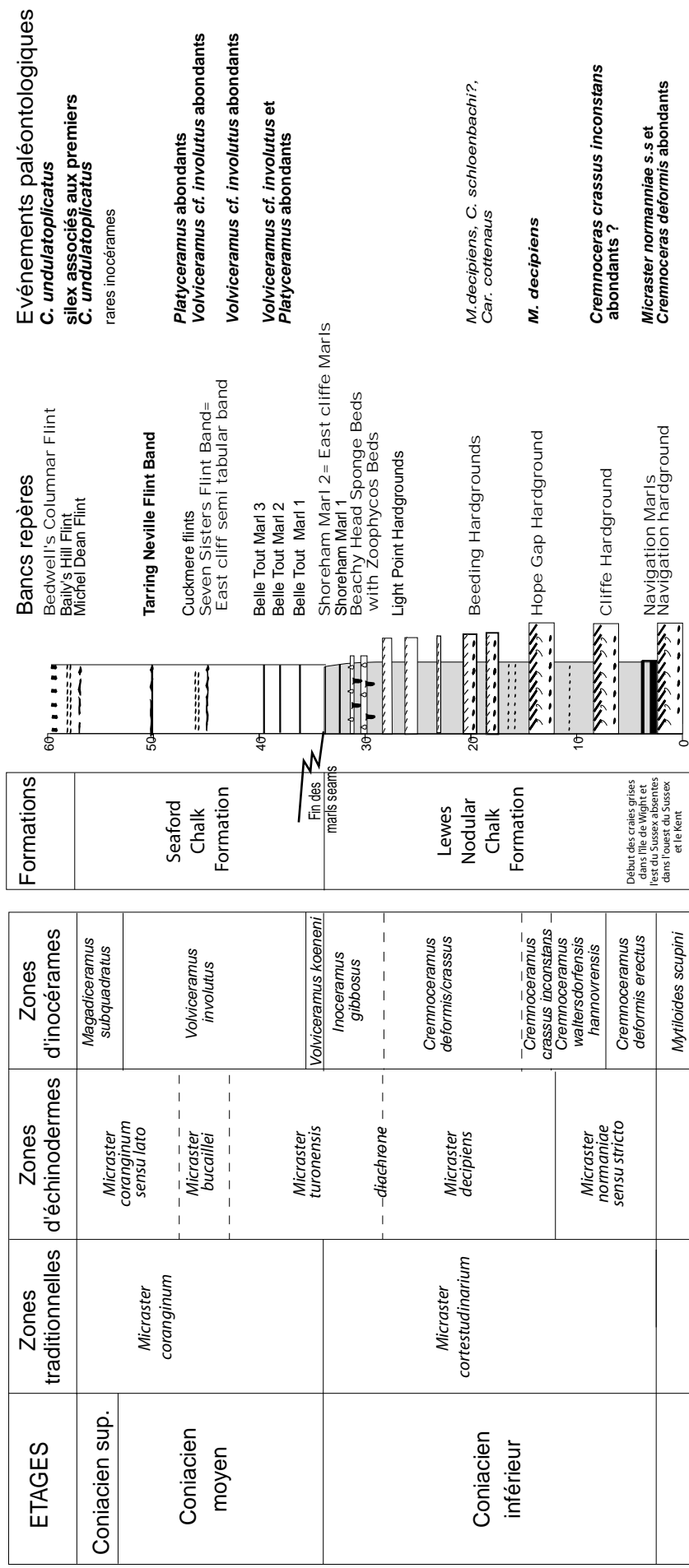


Figure A.20: Lithostratigraphie et stratigraphie événementielle du Coniacien, d'après Mortimore et al. (2001), modifié.

Stratigraphie événementielle: les niveaux en caractères gras sont retrouvés dans le Sussex, le Kent, le Boulonnais et la Haute Normandie (également le centre du bassin parisien pour les deux niveaux de silex). Les niveaux en caractères intermédiaires sont retrouvés dans le Sussex, la haute -normandie et le centre du bassin de Paris (Sénonais). Les niveaux en caractères fins ne sont présents que dans le Sussex.

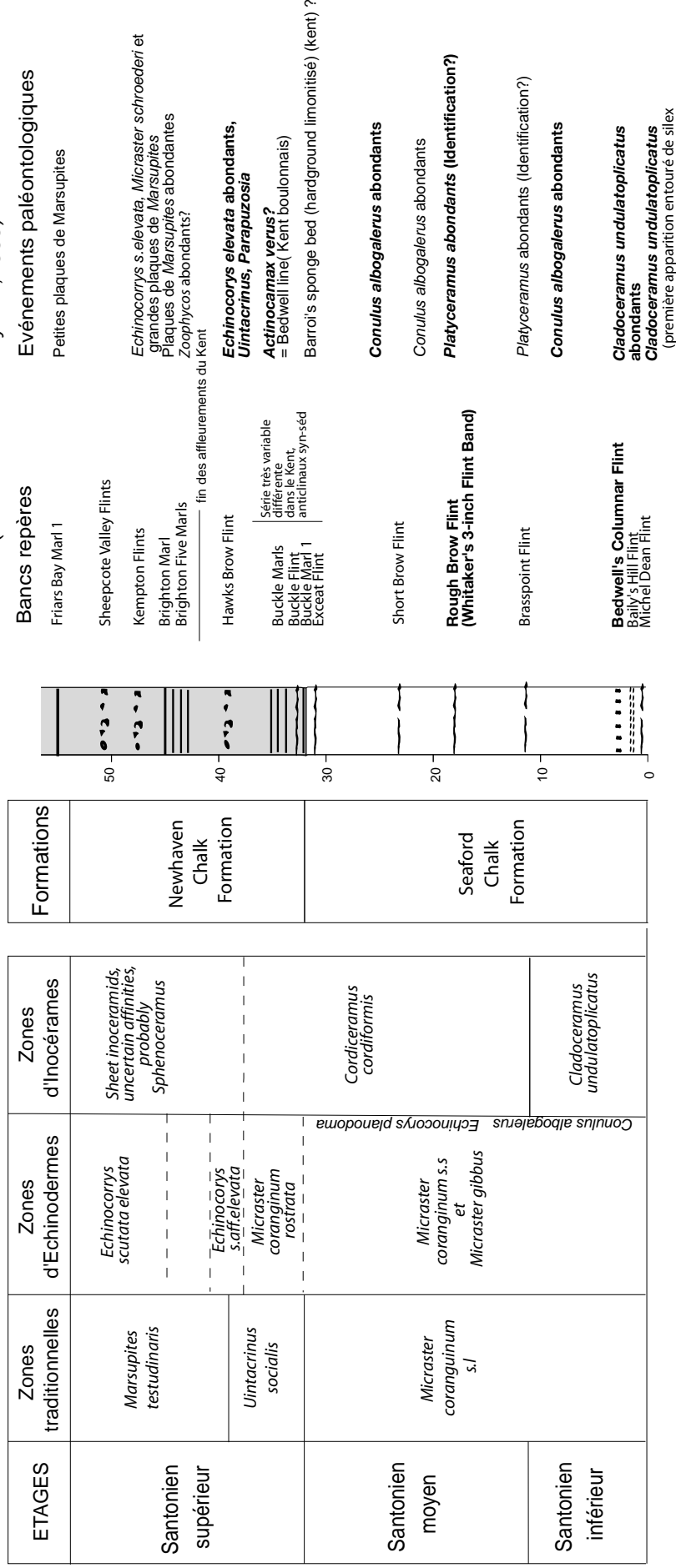
SANTONIEN

Biostratigraphie

Lithostratigraphie

Stratigraphie événementielle

(Mortimore, 1986), (Mortimore et al., 2001),
(Mortimore et Pomerol, 1987), (Robinson, 1986),
(Amédéo et Robaszynski, 2000)



Bancs repères
Friars Bay Marl 1
Petites plaques de Marsupites

Sheepcote Valley Flints
Kempston Flints
Brighton Marl
Brighton Five Marls
Echinocorys s. elevata, Micraster schroederi et grandes plaques de *Marsupites*
Plaques de *Marsupites* abondantes
Zoophycos abondants?

Hawks Brow Flint
Echinocorys elevata abondants,
Uintacrinus, Parapuzosia
Actinocamax verus?
= Bedwell line (Kent boulonnais)
Barroli's sponge bed (hardground limonitise) (kent) ?

Buckle Marls
Buckle Flint
Buckle Marl 1
Exeat Flint
Conulus albogalerus abondants
Conulus albogalerus abondants

Short Brow Flint
Rough Brow Flint
(Whitaker's 3-inch Flint Band)
Platyceramus abondants (Identification?)

Brasspoint Flint
Platyceramus abondants (Identification?)
Conulus albogalerus abondants

Bedwell's Columnar Flint
Baily's Hill Flint
Michel Dean Flint
Cladoceramus undulaticatus abondants
Cladoceramus undulaticatus
(première apparition entouré de silex)

Figure A.21: Lithostratigraphie et stratigraphie événementielle du Santonien, d'après Mortimore et al. (2001), modifié.

Stratigraphie événementielle: Les niveaux en caractères gras sont retrouvés dans le Sussex, le Kent, le Boulonnais et la Haute-Normandie (également le centre du bassin parisien pour les deux niveaux de silex). Les niveaux en caractères intermédiaires sont retrouvés dans le Sussex, la Haute-Normandie et le centre du bassin de Paris (Sénonais). Les niveaux en caractères fins ne sont présents que dans le Sussex, ou dans le Kent, selon précision.

CAMPANIEN

Biostratigraphie

ÉTAGES	Zone traditionnelle	Zone d'échinodermes	Zone d'inocérames
Campanien supérieur	<i>Belemnitella mucronata</i>	<i>Echinocorys conica</i>	<i>Cataceramus beckunensis</i>
		<i>Echinocorys subconicula</i>	
Campanien inférieur	Overlap Zone	<i>Echinocorys (post-Downtend forms)</i>	<i>Cataceramus dariensis</i>

		<i>Echinocorys sp.</i>	
		<i>Echinocorys marginata</i>	
		<i>Echinocorys small forms</i>	
Offaster <i>pillula</i> Zone	Gonioteuthis <i>quadrata</i>	<i>Echinocorys large forms</i>	<i>Sphaeroceramus sarumensis</i>
		<i>Echinocorys s. cincta</i>	
		<i>Echinocorys s. truncata</i>	<i>Sphenoceramus patotensiformis (southern Province by Inoceramus balticus pteroides)</i>
Ulincrinus <i>anglicus</i>		<i>Echinocorys s. tectiformis</i>	

Lithostratigraphie

Formations
Portsmouth Chalk Formation
Culver Chalk Formation
Newhaven Chalk Formation

Stratigraphie événementielle

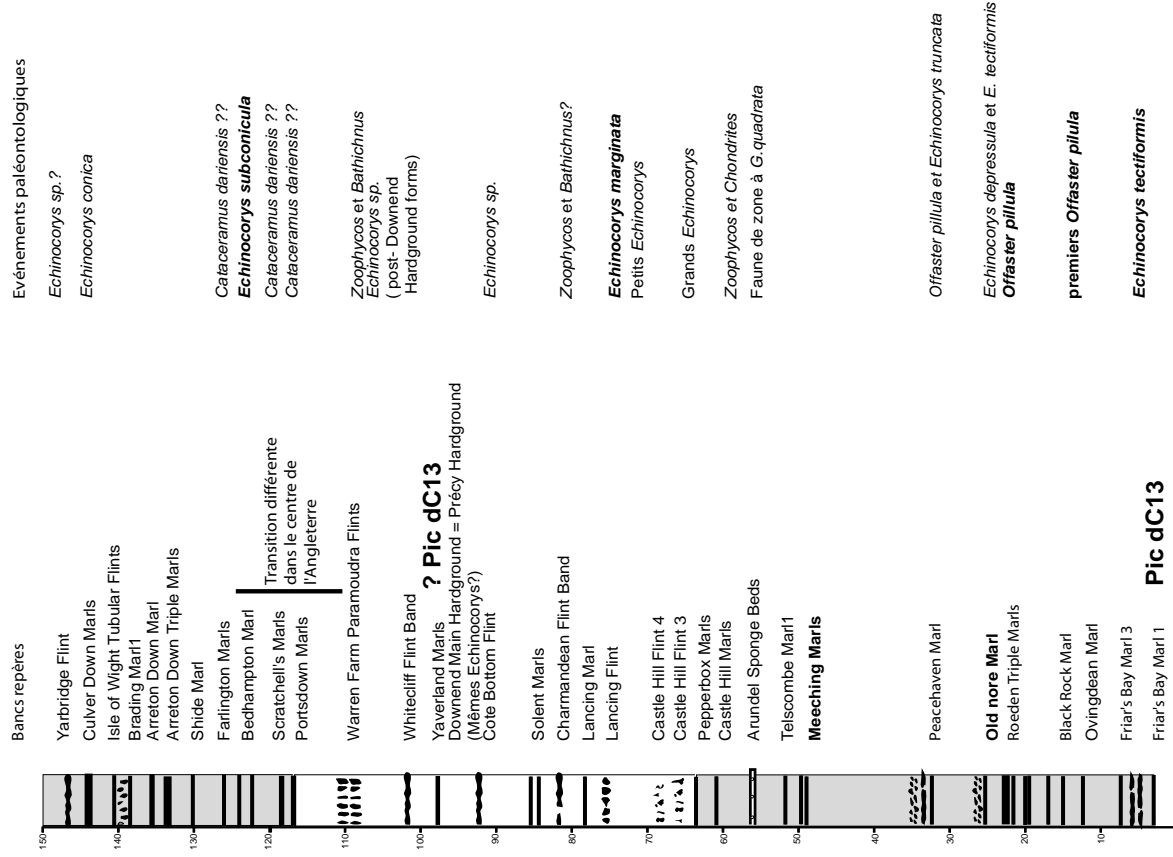


Figure A.22: Lithostratigraphie et stratigraphie événementielle du Campanien du Sud de l'Angleterre (Ile de Wight, Est Sussex), d'après Mortimore et al. (2001), modifié. **Stratigraphie événementielle:** les niveaux en caractères gras sont les événements majeurs des variations en isotopes stables du carbone (d'après Jarvis et al., 2002) corrigés à l'échelle de l'Europe de l'Ouest, les niveaux en caractères intermédiaires sont retrouvés dans le Sussex et le centre du bassin de Paris (Sénonais), les niveaux en caractères fins ne sont présents que dans l'île de Wight; Mortimore et al.(2001); Mortimore et Pomerol (1987).

3.3.2. Applicabilité de la stratigraphie événementielle dans le Bassin de Paris.

Nous avons effectué un inventaire des événements susceptibles d'être présents dans les dépôts du Bassin de Paris, et qui présentent une fiabilité suffisante pour être utilisés comme niveaux repères corrélables à grande échelle. Nous avons choisi de tester la validité de ces niveaux repères en confrontant les inventaires de niveaux effectués par Mortimore et ses collaborateurs dans le Sussex (Mortimore *et al.*, 2001) avec les études menées dans le Bassin de Paris (Mortimore et Pomerol, 1987 ; Pomerol *et al.*, 1987; Mortimore et Pomerol, 1991; Amédéo et Robaszynski, 2000) ainsi que dans le Kent (Robinson, 1986 ; Gale, 1995), tout en évaluant les arguments de corrélations (faunes associées, similarité des coupes levées etc...). Ces différents niveaux sont reportés sur les figures A.18 à A.22, y figurent les événements corrélables à l'échelle de l'Europe de l'Ouest, les événements dont la corrélabilité est possible à l'échelle du bassin anglo-parisien, et enfin les événements dont la corrélabilité n'est avérée qu'en Angleterre, voir uniquement dans le Sussex, seules les deux premières catégories peuvent être utilisées directement dans le Bassin de Paris.

Les discussions effectuées sur la validité des différents outils de la stratigraphie événementielle, nous amènent à distinguer trois types principaux de niveaux repères :

- des événements véritables : apparition de faunes et bentonites, ces événements sont les mieux corrélables à grande échelle et sont ceux qui présentent la résolution temporelle la plus élevée (il existe cependant pour les bentonites des problèmes liés à la possibilité de remaniement mais aussi de la difficulté de reconnaître une bentonite particulière) ;
- Des niveaux qui correspondent très probablement à des variations de l'hydrodynamisme (hardground, accumulation de faunes plurispécifiques, niveaux argileux non bentonitiques) qui dans le meilleur des cas correspondent à des variations eustatiques sur une plate forme plate (ce que semble montrer la bonne corrélabilité des hardgrounds Cénomaniens à Coniaciens inférieurs) et ont la résolution de la stratigraphie séquentielle. Dans le pire des cas, ils correspondent à des objets sédimentaires à l'intérieur de géométries d'extension kilométrique (type géométries d'Étretat), soit à des événements tectoniques plus ou moins locaux, soit enfin ils correspondent à un faciès sédimentaire. Lorsque de tels niveaux ne sont pas retrouvés dans de multiples coupes et que leur corrélation ne repose pas sur des arguments solides, leur utilisation en stratigraphie semble irrecevable.
- Des événements écologiques qui mettent en évidence des variations de bathymétrie. Ils sont intéressants du point de vue de l'évolution d'environnement de dépôt sur une verticale mais difficilement corrélables sans autres arguments.

D'après les revues effectuées sur les figures A. 18 à A.22, la stratigraphie événementielle pourra être utilisée pour les dépôts cénomaniens à coniaciens, voir santonniens. Dans le Campanien, elle sera de faible utilité. De plus, à la suite de nos observations, peu de niveaux repères semblent utilisables pour des corrélations à grande échelle. Si la corrélabilité de ces niveaux semble avérée, leur utilisation ne sera possible que lorsque les critères qui les caractérisent sont réunis, c'est pourquoi nous discuterons systématiquement leur pertinence avant de les utiliser (chapitre C).

Enfin, les discussions effectuées plus haut montrent que l'utilisation des niveaux repères en stratigraphie a dans la plupart des cas été effectuée sans une compréhension de la signification sédimentologique de ceux-ci. La corrélation de la plupart des événements lithologiques revient en effet dans beaucoup de cas à corréler des faciès sédimentaires (ou leur équivalent dans le cas des variations de faune et de traces fossiles utilisées par Mortimore et Pomerol, 1987). Elle revient à postuler que les mêmes environnements de dépôt sont présents dans tout le bassin de façon contemporaine et donc que le bassin est totalement plat. La corrélation avérée de ces événements sur des distances relativement importantes et le fait que la Craie est considérée comme un dépôt de rampe en Mer du Nord (Surlyk, 1997), semblent montrer que ces derniers peuvent être utilisés sur de larges étendues. Cependant, l'extension des observations réalisées le long de la Manche au centre du Bassin de Paris, avec peu de points de contrôle intermédiaires, semble peu recevable. La plupart de ces niveaux repères ne sont pas non plus retrouvés sur les parties les plus marginales du bassin. En résumé, cette stratigraphie semble applicable dans des régions où les environnements de dépôt et les conditions de préservation sont proches de ceux du Sussex. Elle sera beaucoup moins utilisable dès que le milieu de dépôt est différent.

3.4. Lithostratigraphie et identification des grands domaines du Bassin de Paris.

3.4.1 Cénomaniens.

Comme nous l'avons signalé en début de ce chapitre, les dépôts du Cénomaniens ont fait l'objet d'études de bonne qualité (Juignet, 1974 ; Juignet *et al.*, 1980 ; Juignet et Breton, 1992) qui permettent de définir une lithostratigraphie synthétique à l'échelle de l'ouest du Bassin de Paris.

Deux domaines peuvent y être individualisés.

- Un domaine proximal situé au Sud-Ouest du bassin de Paris et pouvant s'étendre jusqu'au Seuil du Poitou, dont la sédimentation est constituée de faciès fluviodeltaïques (Juignet et Louail, 1987). Il correspond au stratotype du Cénomaniens. Ce domaine connaît une sédimentation très différente du reste du bassin, largement influencé par la proximité du massif armoricain. Sa stratigraphie sera détaillée du sud-ouest du Bassin de Paris (chapitre C.II).
- Un domaine plus distal, dont la sédimentation est à dominance carbonatée.
 - La sédimentation y débute par des faciès transgressifs (Tourtia du Nord de la France et glauconie de base du Bassin de Paris),
 - Suit une craie à forte teneur en glauconie (Craie Glauconieuse), ces deux premières formations sont largement diachrones à l'échelle du bassin :
 - Puis s'installe progressivement une sédimentation crayeuse vraie, à teneur en argile relativement élevée.
- Ce domaine crayeux peut être différencié en deux zones qui sont la Haute Normandie et le Boulonnais
 - Le dépôt de ces sédiments en Haute-Normandie est accompagné, tout au long du Cénomaniens, par une tectonique active, marquée par des variations d'épaisseur importantes autour de l'axe Fécamp-Lillebonne (Juignet et Louail, 1987) qui semble en faire une région particulière. La sédimentation est marquée par une condensation très importante et de très faibles épaisseurs, 44 m à St Jouin (Pays de Caux) contre 80 m dans le Kent et 90 m dans le Sussex. Les faciès présents sont également très différents, principalement dans la partie moyenne et supérieure du Cénomaniens où les niveaux indurés prédominent alors qu'ils sont relativement rares dans les coupes du Boulonnais et du Kent. Enfin, la limite Cénomaniens-Turonien s'exprime très différemment par rapport aux autres coupes connues. Cette région est couramment interprétée comme une zone marginale (de haut fond) du Bassin de Paris (Juignet et Louail, 1987 ; Robaszynski *et al.*, 1997).
 - Dans le Boulonnais et l'Aube des dépôts plus profonds, dans lesquels la composante argileuse est importante et les surfaces de condensation relativement rares. Ils ont également fait l'objet de nombreuses études (Robaszynski *et al.*, 1997 ; Mitchell *et al.*, 1997 ; Amédéo et Robaszynski, 1999) qui ont montré la corrélabilité de ces coupes entre elles, ainsi qu'avec les dépôts du Kent et de la Westphalie. Les coupes du Kent et du Boulonnais sont très similaires (Robaszynski et Amédéo, 1986). La coupe synthétique du Cénomaniens présentée (figure A. 19) est représentative de cette zone.

Concernant l'adoption d'une lithostratigraphie synthétique, les formations terrigènes et les formations très condensées de l'ouest du Bassin de Paris seront conservées étant donnée leur spécificité sédimentaire. Les formations définies dans le Boulonnais sont comparables à celles définies dans la lithostratigraphie anglaise et il ne semble pas nécessaire de les renommer. Le reste du bassin reste relativement mal connu.

La paléogéographie du Cénomaniens dans la partie N du Bassin peut se résumer de la façon suivante :

- des faciès terrigènes fluviodeltaïques au sud-ouest (Juignet et Louail, 1987) qui sont le produit de l'érosion du massif armoricain,
- ces faciès passent progressivement à des faciès crayeux qui dominent en Haute-Normandie qui est interprétée comme un haut fond (le passage entre les faciès terrigènes et crayeux est peu détaillé par Juignet)
- le Boulonnais correspond à des faciès distaux (la zone intermédiaire entre Normandie et Boulonnais restant peu connue).
- Les dépôts cénomaniens viennent en onlap sur les Ardennes.

3.4.2 Etablissement d'une lithostratigraphie et grands traits paléogéographiques du Turonien et des dépôts postérieurs

Nous avons montré précédemment qu'une partie des formations définies en Angleterre est applicable dans le Bassin de Paris (Holywell, New pit, Lewes et Seaford Chalk). Nous allons à présent tenter, à partir des données existantes, de jeter les bases d'une lithostratigraphie harmonisée de la Craie, en discutant des zones où la lithostratigraphie anglaise peut s'appliquer directement, et où une lithostratigraphie régionale doit être conservée. Ceci nous permettra en outre de mettre en évidence les rares données permettant de reconstituer la structuration et la paléogéographie du Bassin de Paris durant cette période.

De part et d'autre de la Manche, Mortimore et Pomerol (1987) ont montré que trois domaines orientés selon des axes NW-SE s'individualisent durant le Turonien. Dans chacun de ces domaines, on observe une similarité entre dépôts anglais et français (figure A. 23).

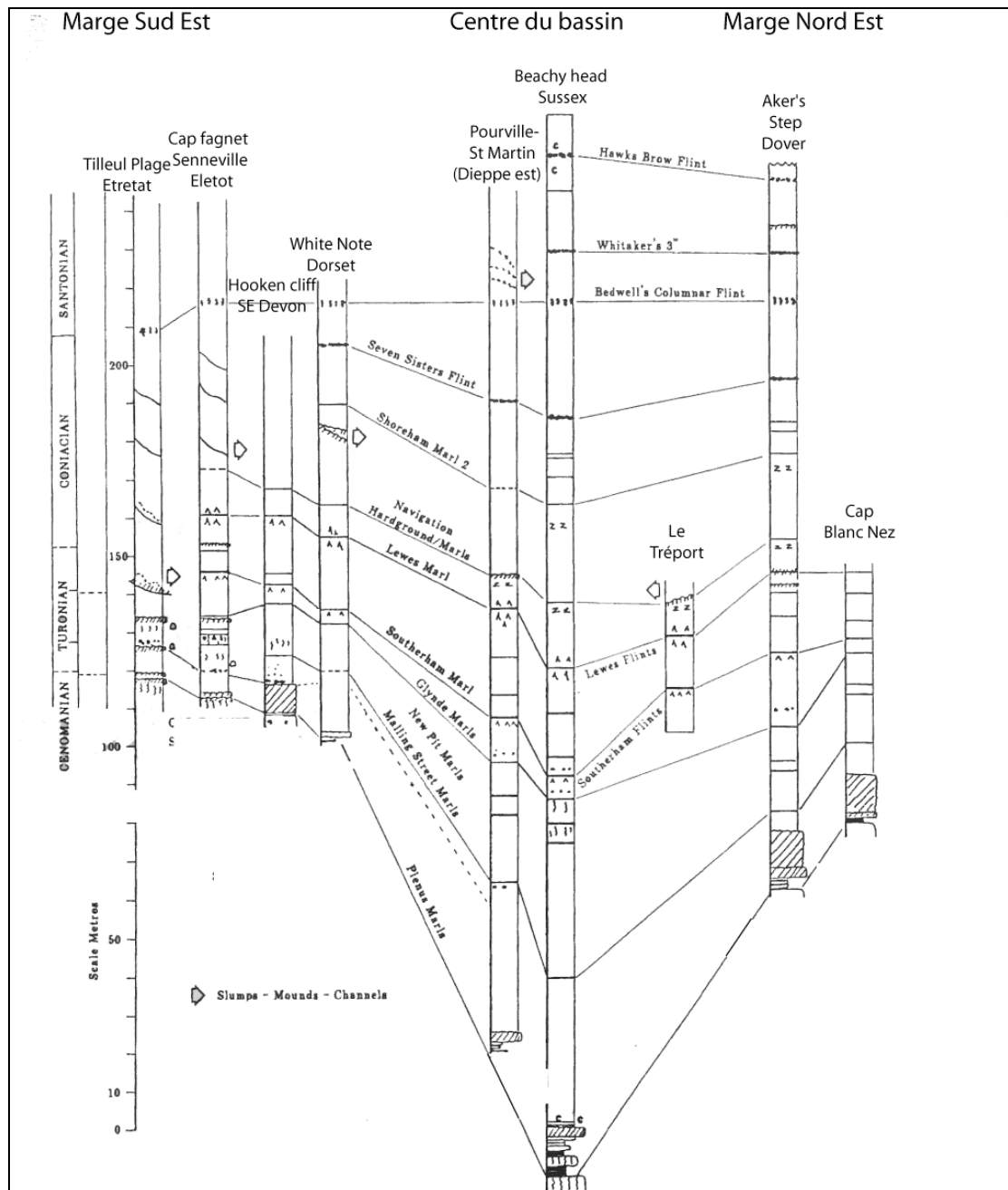


Figure A. 23: Synthèse stratigraphique du Nord du bassin anglo-parisien à travers des corrélations de part et d'autre de la Manche, montrant la corrélabilité de ces coupes par la stratigraphie événementielle et l'individualisation de trois domaines (d'après Mortimore et Pomerol, 1987).

- Le domaine Nord-Est correspond en Angleterre aux North Downs et en France au Boulonnais. Il enregistre des dépôts relativement épais, moyennement condensés. Les coupes du Kent et du Boulonnais sont très bien corrélables entre elles, tels que l'ont montré les différents travaux réalisés (Robaszynski et Amédéo, 1986 ; Amédéo et Robaszynski, 2000) (figure A. 24). Ce domaine est légèrement différent du centre du Bassin de Paris, moins épais que celui-ci, il n'enregistre pas tous les événements mis en évidence dans le Sussex. Cependant, les limites des formations allant du Turonien au Santonien moyen, telles qu'elles sont définies dans la lithostratigraphie anglaise, semblent se retrouver dans le Boulonnais. De la même façon, les changements de sédimentation dans les sédiments turoniens à santonien sont bien retrouvés dans les dépôts du Boulonnais. La stratigraphie érigée par Amédéo et Robaszynski est d'ailleurs proche de celle du Kent (Robinson, 1986), mais présente quelques différences avec la lithostratigraphie synthétique anglaise. Les dépôts postérieurs au Santonien moyen affleurent peu dans le Boulonnais.

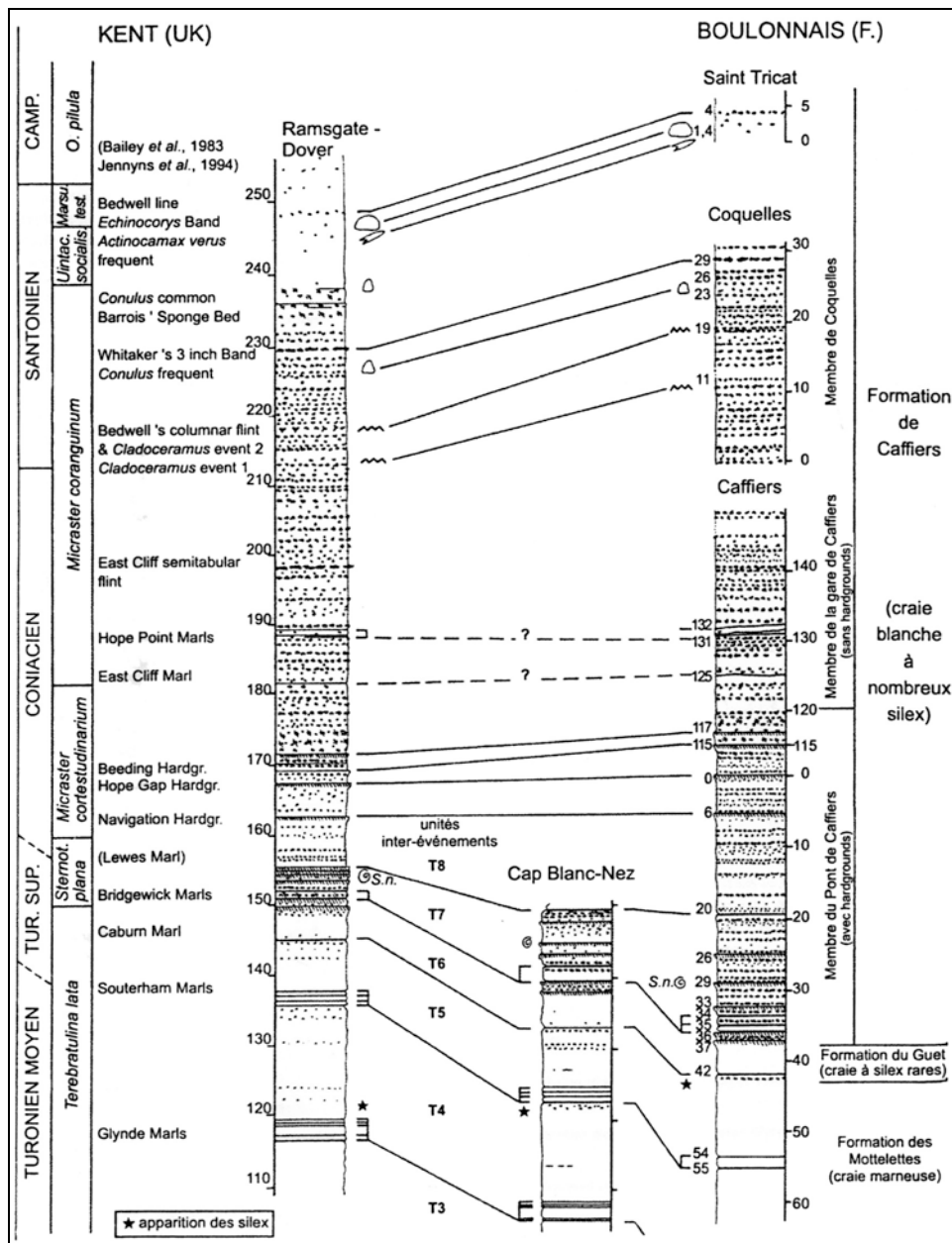


Figure A. 24: Corrélations entre les craies du Boulonnais et du Kent, du Turonien moyen au Santonien supérieur (d'après Amédéo et Robaszynski, 2000). Remarquer la similarité des coupes.

- Le domaine central correspond au Sussex en Angleterre, et aux dépôts situés à l'est de la faille du Pays de Bray en Haute-Normandie. Les divers travaux de Mortimore et Pomerol (1987, 1991) et Pomerol *et al* (1991) montrent en effet une forte similarité des coupes (figure A. 28). La

stratigraphie événementielle du Sussex est très bien applicable jusqu'au Santonien inférieur. Au dessus, aucun travail de lithostratigraphie et de corrélation ne semble avoir été réalisé, si ce n'est le projet ROCC, dans lequel Mortimore a appliqué la lithostratigraphie anglaise aux sédiments des falaises de Haute-Normandie. Néanmoins, les informations auxquelles nous avons eu accès ne sont pas assez précises pour nous permettre de vérifier la validité de ces attributions.

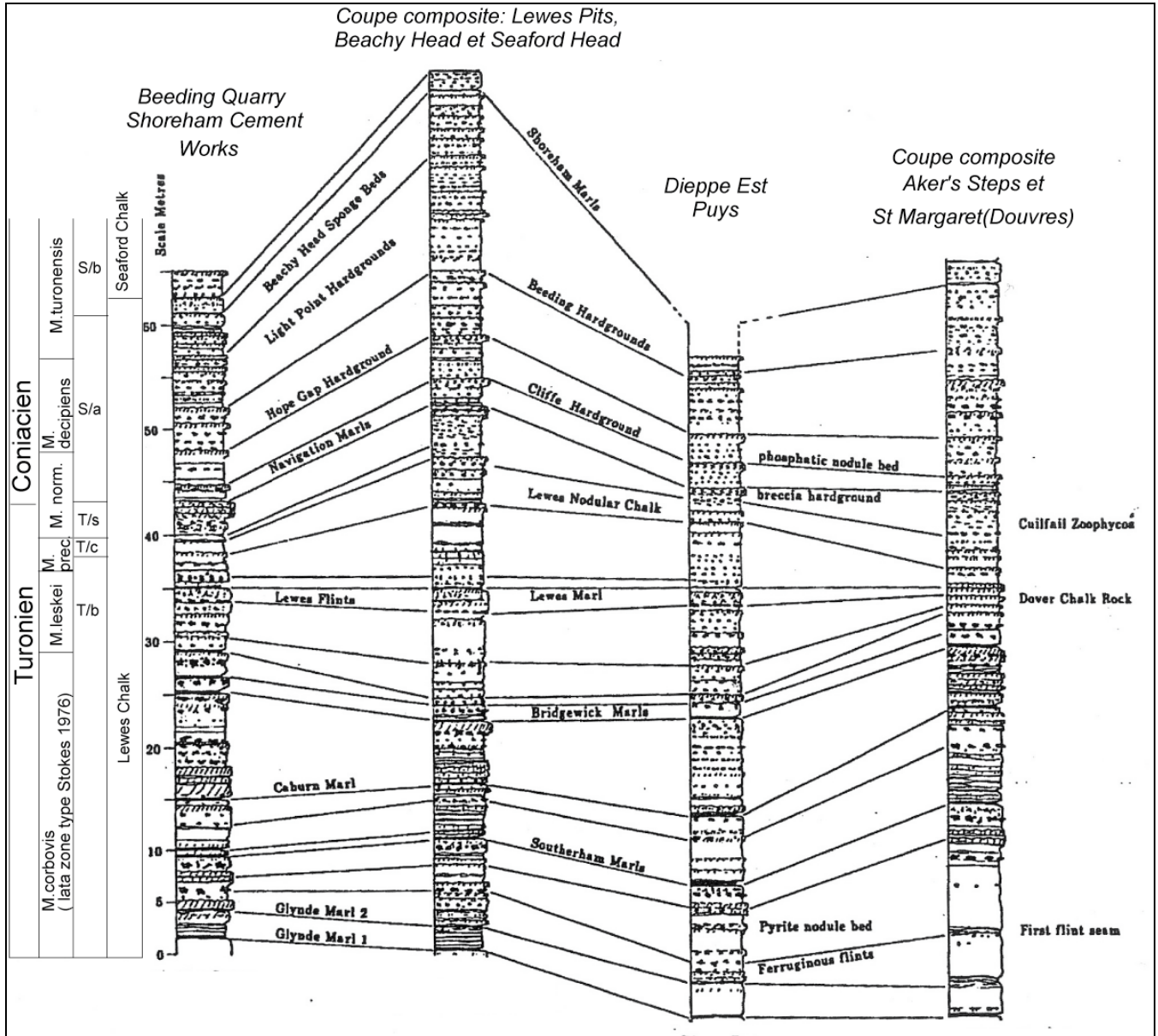


Figure A. 25: Corrélations de bancs marqueurs de part et d'autre de la Manche entre les coupes du Sussex (stratotypes de la lithostratigraphie anglaise) et celle de Dieppe, à l'est de la faille du Pays de Bray, d'après Mortimore et Pomerol, 1987. Biostratigraphie d'après ces auteurs sur la base de l'évolution des *Micraster*. Remarque la similarité des coupes.

- Le domaine central semble se poursuivre, avec un épaissement des dépôts vers le SE, bien visible dans l'Aube et le Sénonais. Dans ces zones, la stratigraphie événementielle semble s'appliquer pour les dépôts turoniens de l'Aube tel que l'ont montré Amédéo et Robaszynski (2000), Pour les dépôts turono-coniaciens, les travaux de Robaszynski et Amédéo ainsi que l'identification en diagraphie de fortes épaisseurs caractérisées par une condensation au cours du Turonien supérieur et du Coniacien inférieur (équivalent à la formation Lewes) par Pomerol (1998) semblent montrer que les événements et les changements lithologiques identifiés dans le Sud de l'Angleterre sont présents dans cette région. Aussi semble-t-il possible d'utiliser les données de la lithostratigraphie anglaise dans cette zone du Bassin de Paris; le découpage devra cependant être vérifié.
- Dans les dépôts Coniacien à Santonien moyen de la vallée de l'Yonne Mortimore et Pomerol (1987) semblent retrouver un découpage et des événements compatibles avec ceux du Sussex. Les dépôts

postérieurs ne sont quant à eux corrélés que sur la base d'arguments biostratigraphiques (Pomerol, 1998).

- Le domaine Ouest montre une forte condensation en Haute Normandie. Ce domaine semble affecté par une tectonique synsédimentaire durant le Turonien (Juignet, 1992). Mortimore et Pomerol (1987) rapprochent les coupes situées entre les accidents du Pays de Bray et de Fécamp - Lillebonne de celles du Dorset et du sud-est du Devon (figure A. 29), si ceci est vraisemblable pour le Turonien inférieur, la similarité des dépôts suivants est beaucoup plus discutable. A l'ouest de l'accident Fécamp-Lillebonne, la particularité des dépôts turono-coniaciens (ondulations à grande longueur d'onde) en fait une zone à part, difficile à intégrer dans une stratigraphie.

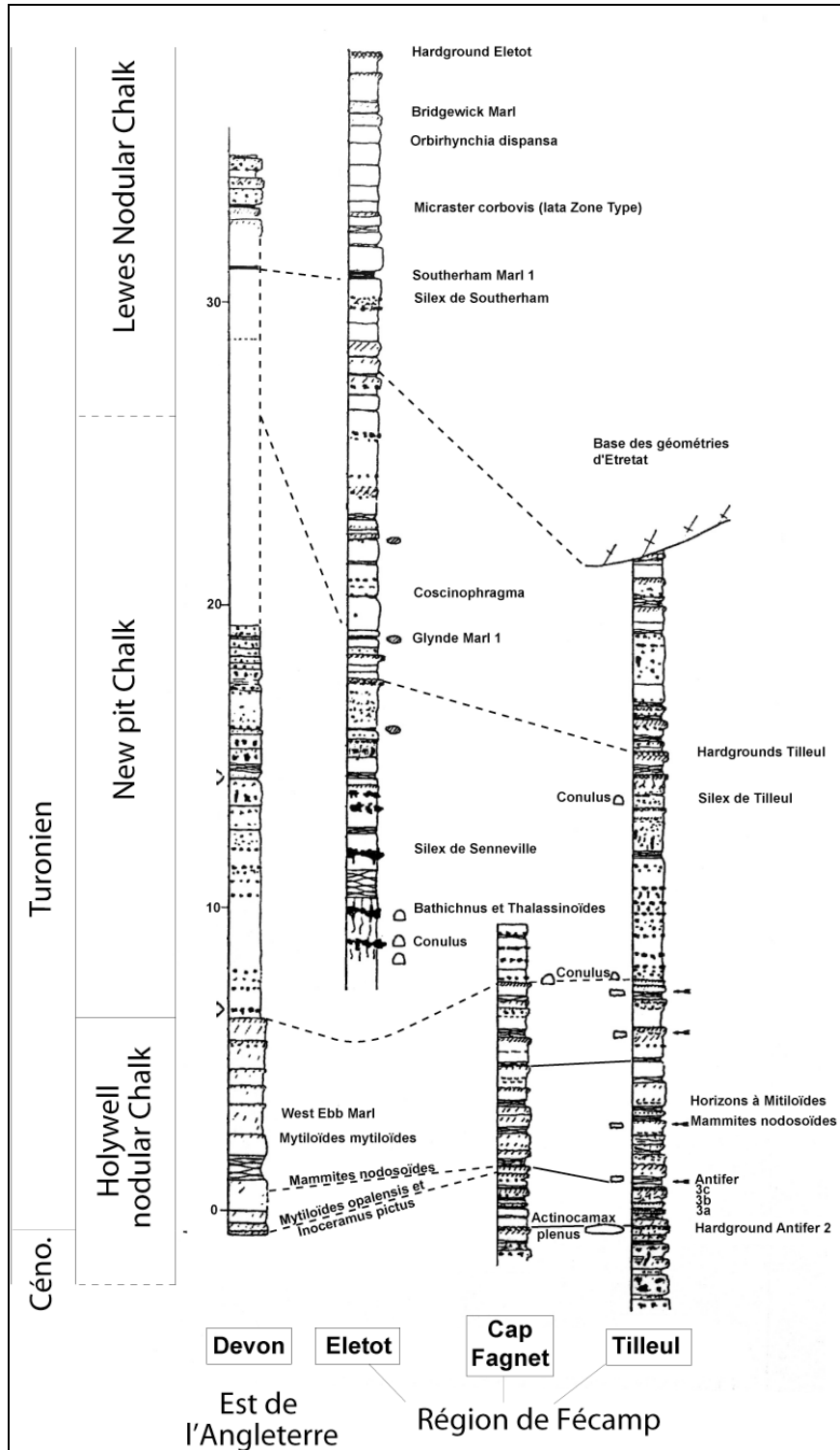


Figure A. 26: Corrélation entre le Devon et la Haute-Normandie, à l'ouest de l'accident du Pays de Bray et à l'intérieur de la Haute-Normandie, de part et d'autre de la faille Fécamp-Lillebonne (Cap Fagnet et Eletot à l'est, Tilleul à l'ouest, d'après Mortimore et Pomerol, 1987. Si à la base, correspondant au Turonien inférieur, les coupes sont similaires, elles divergent et les lignes de corrélations sont rares à partir du Turonien moyen

La répartition de ces trois domaines semble assimilable avec une distribution paléogéographique. Le domaine sud-ouest qui enregistre la sédimentation la plus condensée et la plus grossière correspond au plus proximal des trois. Cette distribution paléogéographique ou tout au moins de subsidence est bien observable le long des côtes de la Manche mais peu démontrée dans le Sud du Bassin de Paris et pour les dépôts postérieurs au Turonien.

Zones marginales du bassin de Paris (Ardennes et Touraine-Sarthe)

Ces parties Nord-Est et Sud-Ouest du Bassin de Paris présentent une sédimentation clairement différente du reste du bassin.

Ardennes

Durant le Turonien, les Ardennes sont caractérisées par une sédimentation argileuse (Dièves) originale par rapport au reste du Bassin. Les arguments biostratigraphiques y sont relativement rares, dus à la rareté des macrofaunes. Seuls les foraminifères benthiques permettent de proposer un découpage biostratigraphique (Monciardini, 1978). La position paléogéographique de ces sédiments reste relativement peu connue mais pourrait correspondre à des faciès relativement peu profonds, en relation avec une alimentation en matériel terrigène depuis le massif Londres Brabant. La sédimentation crayeuse ne s'installe nettement dans ce domaine qu'au cours du Coniacien.

Sarthe et Touraine

Durant l'ensemble du Crétacé supérieur, ce domaine Sud-Ouest du Bassin de Paris présente une sédimentation qui se distingue du reste du Bassin de Paris par le caractère relativement grossier, et fréquemment terrigène des sédiments. Ce domaine d'influence continentale bien marqué durant le Cénomaniens sous forme de faciès deltaïque perdure durant le Turonien sous forme du faciès tuffeau (craie grossière très bioclastique). La sédimentation de cette zone reste relativement originale durant le Sénonien et est caractérisée par une condensation très importante des dépôts coniaciens et santoniens (la stratigraphie de cette zone sera détaillée dans le chapitre C). Cette région est marquée par une faune différente du reste du Bassin de Paris. Les ammonites qui y existent ne se retrouvent pas dans le Bassin de Paris et les échelles de foraminifères benthiques n'y sont pas applicables directement (Manivit et Monciardini, 1978). Des corrélations et des travaux de biostratigraphie sur la base des faunes d'ammonites ont été réalisés dans le Turonien (Robaszynski *et al.* 1982), et sur la base d'inocérames dans le Coniacien et le Santonien par Jarvis *et al.* (1982). Ces derniers avaient proposé une corrélation biostratigraphique avec le centre du Bassin de Paris. Ces travaux permettent de recalibrer ces formations par rapport à la stratigraphie synthétique du Bassin de Paris (chapitre C). Par ailleurs, il est important de remarquer que dans cette zone marginale du bassin, aucun niveau repère de la stratigraphie séquentielle n'a été retrouvé, montrant une nouvelle fois, les limites de l'application de cette stratigraphie utilisable uniquement à environnements de dépôts comparables.

Ces zones marginales confirment une distribution globalement NW-SE du Bassin de Paris au moins pendant le Turonien, sa marge étant quasi conservée dans la zone sud-ouest du Bassin de Paris, et les faciès du Nord-Est suggérant une possible marge au niveau des Ardennes. On retiendra cette distribution avérée dans la partie Nord du Bassin de Paris, la partie Sud du Bassin restant moins connue en particulier pour des raisons de manque d'affleurement. La paléogéographie et la structuration du bassin pour les dépôts post-coniaciens restent quasi-inconnues.

3.5. Remarques sur la lithostratigraphie de la Craie

La revue effectuée de la lithostratigraphie et de la stratigraphie événementielle montre les potentialités qu'offrent l'application des travaux anglo-saxons dans la mise en place d'une stratigraphie plus précise de la Craie. Il est cependant important de remarquer que cette stratigraphie, ne s'appuie pas sur une compréhension des processus sédimentologiques à l'origine du dépôt et de leur préservation. Ceci pose un nombre important de problèmes dans leur application. En effet, l'identité des niveaux repères sur de grandes distances suppose pour beaucoup de ceux-ci, en particulier les hardgrounds, une invariance quasi-totale du milieu de dépôt, ce qui n'est probablement exact que pour une faible partie du bassin anglo-parisien.

Les similitudes entre des coupes de part et d'autre de la Manche suggèrent des environnements comparables et une organisation paléogéographique selon des directions NW-SE durant le Turonien. Dans de

tels cas, il semble que la stratigraphie anglaise puisse s'appliquer aux dépôts du bassin parisien. A l'inverse, les corrélations de dépôts situés dans des zones paléogéographiques différentes correspondant donc à des positions paléogéographiques différentes est beaucoup plus problématique (figure A. 26).

Par son profil probablement relativement plat et les environnements relativement profonds qui la caractérise, la Craie semble un sédiment où une approche de stratigraphie événementielle peut plus que dans d'autres s'appliquer. Cependant, la stratigraphie événementielle ne peut permettre l'établissement d'une stratigraphie complète de la Craie, à travers la variété des milieux de dépôts que recouvre le terme générique Craie (partie I).

Cette rapide revue montre la faible connaissance de la Craie au point de vue paléogéographique et l'absence d'une compréhension du bassin anglo-parisien dans son ensemble.

Pour réaliser une stratigraphie plus complète de la Craie et mieux contraindre sa paléogéographie, une meilleure compréhension des environnements de dépôts de la Craie, le développement d'un modèle de faciès de ce sédiment et son application pour la corrélation en utilisant les techniques de la stratigraphie séquentielle en particulier le motif d'empilement des unités génétiques (stacking pattern, Homewood *et al.*, 1992) sont nécessaires.

4. Contexte structural du Bassin de Paris

Le Bassin de Paris est classiquement considéré comme un bassin intracratonique évoluant sous un régime de subsidence thermique décroissante, conséquence d'une phase de rifting permo-triassique en lien avec l'effondrement de la chaîne hercynienne et d'un régime extensif, correspondant à la dislocation de la Pangée. Les travaux des vingt dernières années ont mis en évidence une surimposition d'une subsidence thermique long terme (Brunet et Le Pichon, 1982 ; Le Solleuz *et al.*, 2004) et des phases d'accélération/diminution de la subsidence qui correspondent à l'influence de contraintes intraplaque (Guillocheau, 1991 ; Guillocheau *et al.*, 2000). Ces événements seront détaillés dans le chapitre suivant. La morphologie actuelle du Bassin de Paris est le produit d'un flambage durant les phases de compression pyrénéenne et alpine. Un flambage de la lithosphère pourrait débiter entre le Crétacé supérieur et l'Éocène (Guillocheau *et al.*, 2000). Au Miocène supérieur, un uplift général du bassin ainsi qu'une compression NW-SE ont marqué la fin de la sédimentation dans le bassin. Les anticlinaux actuels de Bourgogne et de Picardie pourraient être reliés à une phase de flambage sous l'influence de la compression tardi-Miocène d'orientation NW-SE. L'histoire du bassin au Crétacé sera détaillée dans la partie suivante.

Le Bassin de Paris est actuellement limité par quatre domaines de socle principaux cadomiens à varisques : Le Massif armoricain à l'Ouest, le Massif Central au Sud, le Massif des Vosges à l'Est et le Massif des Ardennes au Nord-Est. Deux seuils le séparent actuellement du Bassin d'Aquitaine au sud-ouest, le Seuil du Poitou et du Bassin du Sud-Est, le seuil de Bourgogne. A l'est le Bassin de Paris et le Massif des Vosges sont séparés par les grabens du Rhin et de la Bresse.

La structure de la croûte continentale sous le Bassin de Paris reste relativement mal connue. La profondeur moyenne du Moho (figure A. 27b) est environ de 35 km dans la partie centrale du bassin et remonte en direction des zones de socle bordières. Les gradients les plus importants s'observent en direction du Massif Central et des Vosges (Forêt Noire). L'interprétation des différentes données disponibles sur le Bassin de Paris a permis de montrer que le socle appartenait à quatre domaines varisques principaux (figure A. 30a).

- Un domaine armoricain (constitué d'un bloc centre armoricain et d'un bloc cadomien) à l'ouest,
- un domaine interne correspondant à l'extension des zones Liguro-Arverne et Morvan-Vosges au Sud et au Sud-Est,
- la zone saxo-thuringienne à l'Est qui s'arrête sur la faille de Bray,
- la zone rhéno-hercynienne au Nord, elle-même limitée au Nord par le Massif du Brabant.

Les données permettant de contraindre la géométrie et le mouvement des failles et plis durant le Mésozoïque et le Cénozoïque sont relativement rares. Nous nous baserons ici principalement sur les cartes publiées par Guillocheau *et al.* (2000). Elles sont basées sur des données d'affleurements, sur les données de la carte au million (Chantraine *et al.*, 2006) et enfin sur des cartes compilées à partir de données sismiques (Perrodon et Zabek, 1990) issues de données sismiques.

Les accidents principaux du Bassin de Paris sont (figure A. 28) :

- La faille de la Seine (N150) et ses prolongements vers le Sud que sont les failles de la Loire et de Sennely (d'orientation N-S). Vers le Nord, elle se prolonge via une petite faille (faille de Pavilly d'orientation N70) vers la faille de la Manche (dénommée à terre Faille de Fécamp-Lillebonne), faille courbe de direction globale EW.
- Les accidents du domaine armoricain, dont la majorité présentent une orientation N110.
- La faille du Bray qui délimite le bloc cadomien au Sud-Ouest et la zone rhéno-hercynienne au Nord-Est. Elle est la seule faille sur le profil Ecors à traverser la croûte supérieure et le MOHO (Cazes et Toreilles, 1988). Elle est considérée comme un ancien décrochement ductile dextre hercynien. Cette faille est largement inversée durant le Crétacé terminal-Eocène développant un demi-anticlinal sur sa marge SW. Elle est également affectée par un décrochement dextre. Cette faille se prolonge à l'Est par la faille de Bouchy. Plusieurs accidents parallèles à la faille de Bray sont présents au Nord de celle-ci dont le plus important est la faille de la Somme.
- La zone de cisaillement Nord-Artois correspondant au front varisque marque la limite entre la zone rhéno-hercynienne et le bloc de Brabant .
- Les failles de Saint-Martin-de-Bossenay (N-S), Vermenton (NE-SW) et Vittel (E-W) limitent la zone Morvan-Vosges.
- La faille de Metz N60 limite au nord la zone saxo-thuringienne. Plusieurs accidents d'orientation N60 sont présents dans la partie Est du Bassin de Paris. La faille d'Omey étant la plus orientale, se prolonge jusqu'à l'intersection des failles de Saint-Martin de Bossenay et du Bray.

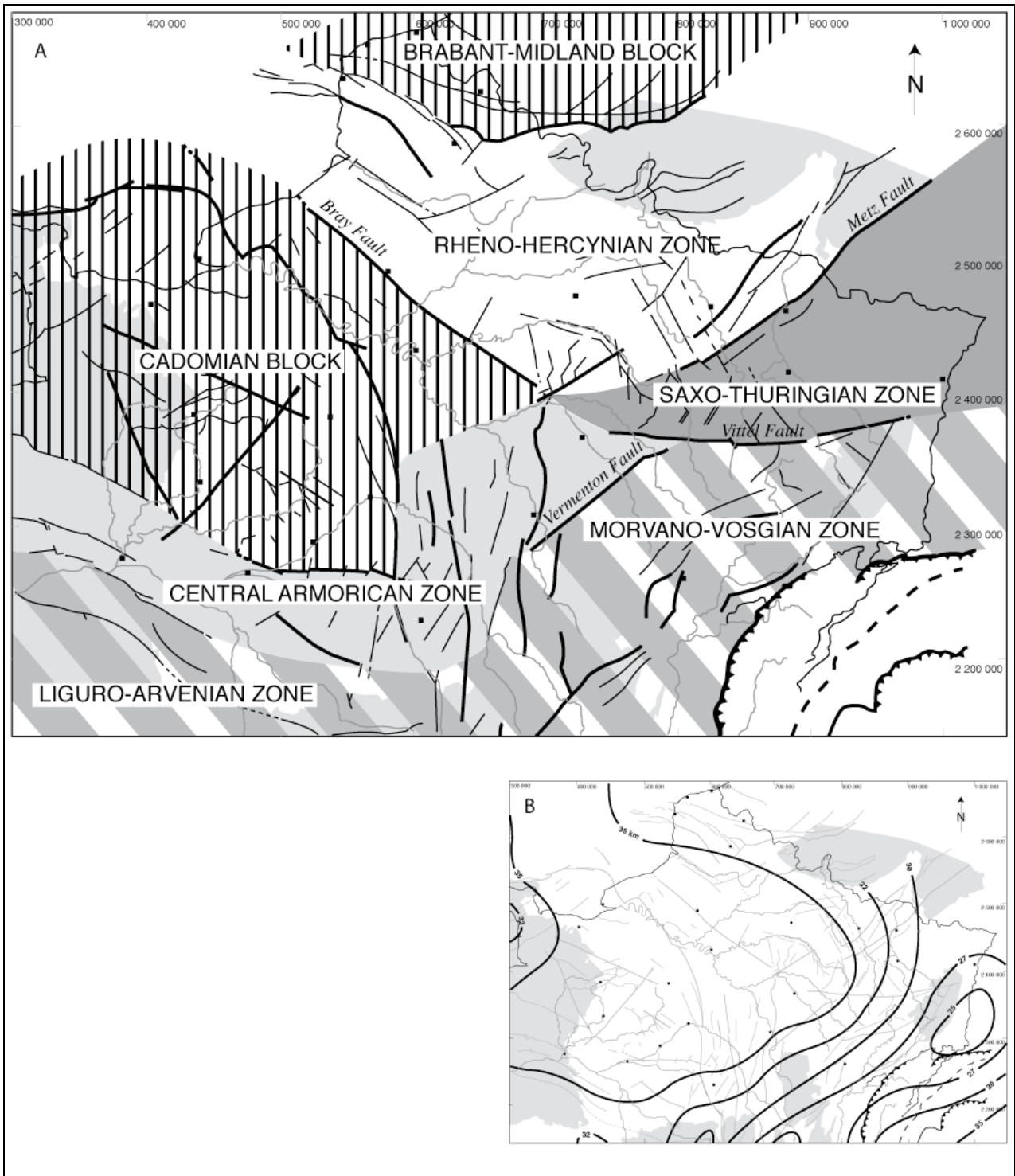


Figure A. 27: Différents domaines de socle (A) et profondeur du MOHO (B) dans le Bassin de Paris, d'après Guillocheau *et al* (2000).

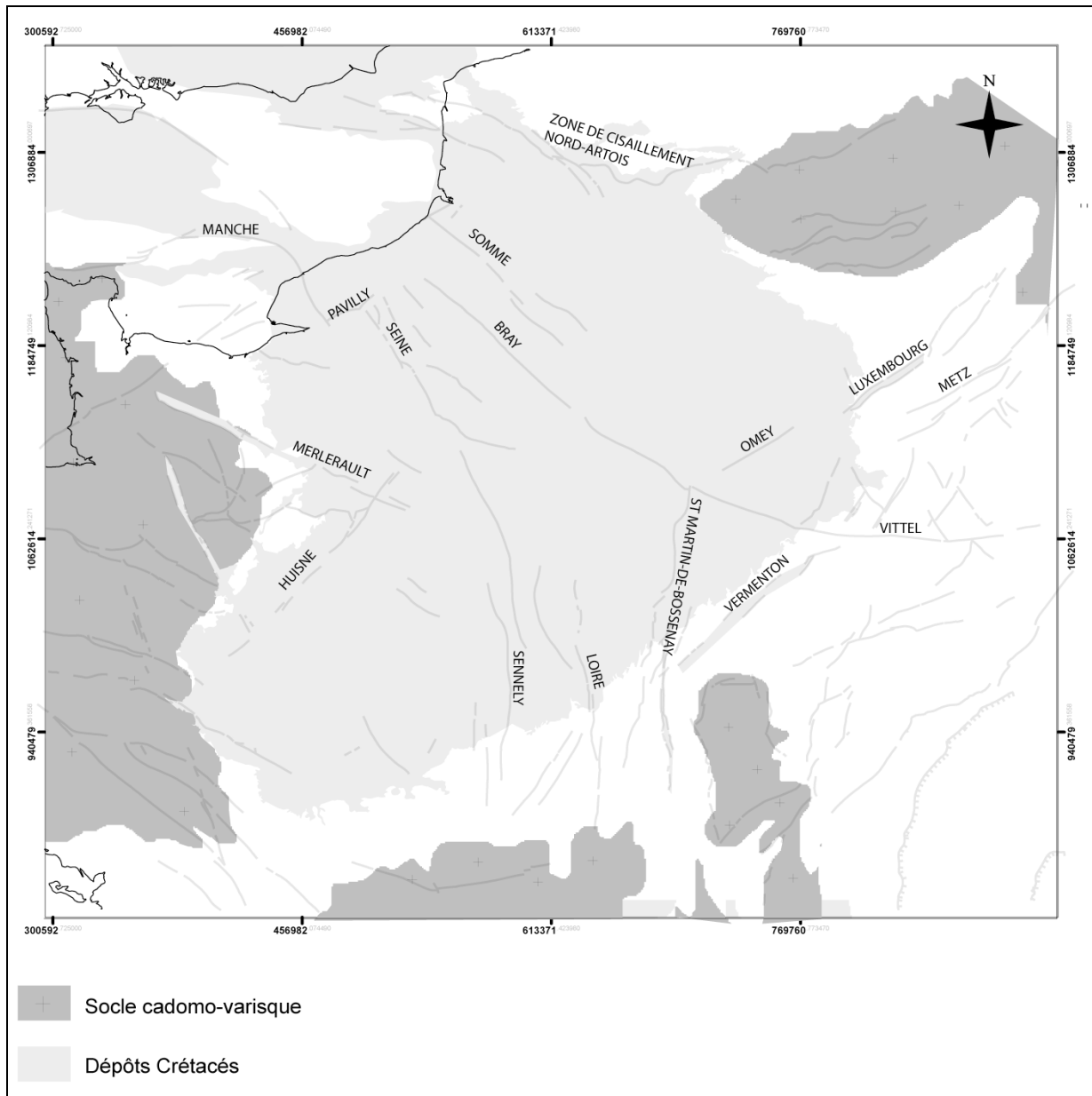


Figure A. 28: Carte simplifiée du contour du Crétacé du Bassin de Paris et position des principaux accidents, d'après Carte géologique au million (BRGM,2006), modifiée

III. Contexte tectonique et eustatique du Crétacé supérieur en Europe du Nord-Ouest

1. Contexte tectonique

Le Crétacé supérieur correspond à une période de changement important du contexte tectonique de l'Europe et d'une partie du monde. Après une longue période extensive liée à la dislocation de la Pangée, s'enregistre le passage à une période compressive qui correspond au cycle alpin.

- Cette longue période d'extension correspond à l'histoire post-varisque de la Pangée.
- Elle est particulièrement bien marquée dans toute l'Europe occidentale au Permien, et s'étend au pourtour de l'Atlantique central au Trias et au Lias. De multiples bassins se développent alors selon une orientation NE-SW ;
- La rupture de la Pangée s'affirme alors avec l'ouverture de l'Ouest de la Téthys. La séparation crustale entre Afrique et Laurasia est achevée au Bajocien-Bathonien (Mid-Cimmerian rifting event de Ziegler, 1990) ;
- Cette séparation a pour conséquence une réorganisation importante de la cinématique en Europe. Les contraintes dues à l'ouverture de la Téthys se relaxent tandis que l'extension crustale dans le Nord de l'Atlantique s'intensifie. Ceci a pour effet un changement de polarisation des rifts (abandon des bassins d'orientation NE-SW et développement de systèmes orientés NW-SE (Ziegler, 1990). Cette réorganisation correspond à l'initiation des grabens dont l'évolution au Crétacé supérieur nous intéressera particulièrement, puisqu'ils subissent une inversion marquée durant le début du cycle alpin. Ce régime de contraintes NE-SW perdure durant le début du Crétacé inférieur, marqué par le développement du rifting du Golfe de Gascogne et par deux phases de pulse de rifting (tardi-cimmérienne et autrichienne) associées.
- Cette phase s'achève durant le Crétacé supérieur par une nouvelle phase de réorganisation cinématique caractérisée par la mise en place de la convergence Afrique-Europe (90 Ma, Coniacien, Olivet *et al.*, 1984). Cette phase de convergence (figure A. 30) annonce les orogènes alpines et pyrénéennes. L'Europe du Nord-Ouest, pouvant être considérée comme l'avant-pays de ces orogènes, subit plusieurs phases de déformations, bien visibles par l'inversion des grabens mésozoïques. Trois phases principales se distinguent selon Ziegler (1990) :
 - la phase sub-hercynienne (Sénonien) ;
 - la phase Laramide (Paléogène) ;
 - une phase oligo-miocène.

L'étude de la Craie du Bassin de Paris concerne la période comprise entre le Cénomaniens et le Campanien. Cette période recoupe les deux grandes phases tectoniques Jurassique moyen-Coniacien et Coniacien-actuel. Nous pouvons donc nous attendre à ce que l'étude du Bassin de Paris permette de documenter la fin de la tectonique en extension NE-SW et le passage à la tectonique en compression correspondant au cycle alpin, voire le début de celle-ci.

En conséquence, nous reviendrons en détail sur l'évolution de l'Europe de l'Ouest pour ces deux périodes, nous arrêtant au début du Tertiaire, période à laquelle l'expression des compressions alpines et pyrénéennes est bien identifiée.

- Nous nous focaliserons tout d'abord sur les principaux bassins du Nord-Ouest de l'Europe, en dressant un calendrier des principaux événements et directions de contraintes identifiés dans cette zone. Cette synthèse nous permettra de comparer l'enregistrement à l'échelle de l'Europe du Nord-Ouest et celui qui existe dans le Bassin de Paris.
- L'évolution du Bassin de Paris jusqu'au Cénomaniens est bien documentée (Guillocheau *et al.*, 2000) et sera discutée en même temps que les autres bassins pour cette période. A partir du Turonien cette évolution n'est pas connue, les rares évidences de jeu tectonique seront discutées.
- Le principal événement du Crétacé supérieur est la grande réorganisation cinématique qui marque le passage au régime en compression. Nous effectuerons donc un retour rapide sur les orogènes pyrénéens et alpins durant le Crétacé supérieur et sur les évidences d'activité tectonique dans les zones les plus proches de ces orogènes.

1.1. Evolution des bassins du Nord-Ouest de l'Europe du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur

1.1.1. Jurassique supérieur

Suite à la réorganisation cinématique évoquée plus haut, et à la polarisation des bassins selon une direction NW-SE, on observe d'est en ouest :

- dans les bassins de la Mer celtique et des approches de la Manche, en extension importante durant le Jurassique moyen, des déformations en décrochement entraînant des interruptions de la subsidence et des uplifts partiels des bassins durant le Callovien-Oxfordien. Une arrivée de matériel clastique dans ces bassins est interprétée comme une conséquence de l'uplift des massifs armoricains et irlandais ;
- la subsidence importante en Manche ;
- à l'est du massif Londres-Brabant, la réactivation en décrochement de nombreuses failles permotriassiques (Mazur et scheck, 2005). Ceci a pour conséquence le développement de nombreux bassins à subsidence différentielle importante (en lieu et place d'anciens grabens triassiques). Ils se répartissent en échelons sur le flanc nord des Massifs Londres-Brabant, rhénan et de Bohême. Les bassins principaux sont, du nord au sud, le Sole pit, le Broad Fourteen, les bassins de l'Ouest et du Centre de la Hollande, le Bassin de Basse-Saxe, le Bassin subhercynien et enfin le Bassin d'Altmarck-Brandenburg. Ils sont marqués par une subsidence importante. Le jeu en décrochement a pour conséquence une surrection des massifs qui les borde au sud.
- que la Mer du Nord est marquée principalement par un uplift d'un dôme thermique pré-rift durant la phase mi-cimmérienne (Jurassique moyen). Le Jurassique supérieur correspond à la poursuite de ce rifting.
- que le Bassin polonais est marqué par la continuation de la subsidence amorcée précédemment et amplifiée durant la phase mi-cimmérienne.

1.1.2. Crétacé inférieur

Le Crétacé inférieur est marqué par une poursuite et une amplification du régime du Jurassique supérieur. Durant cette période, l'événement déterminant est l'ouverture du domaine nord-atlantique. Dans l'Europe de l'Ouest, les principaux événements de cette période sont le rifting du Golfe de Gascogne (Berriasien-fin Aptien), et l'existence de deux phases majeures rapportées à des pulses de rifting (Ziegler, 1990), qui sont les phases tardi-cimmérienne et autrichienne (respectivement d'âge berriasien-valanginien et aptien moyen). L'extension crustale continue en Mer du Nord et dans les approches de la Manche.

Le passage Jurassique-Crétacé est marqué par une augmentation de l'activité tectonique dans le Nord-Ouest de l'Europe. La phase tardi-cimmérienne a pour conséquence une émergence importante dans une grande partie de l'Europe de l'Ouest. La sédimentation est représentée par des dépôts terrigènes souvent peu profonds (faciès wealdiens) localisés dans des zones en forte subsidence.

- On observe une intensification de l'activité tectonique dans les approches de la Manche, particulièrement marquée par une tectonique en décrochement. Elle est associée à la mise en place d'un volcanisme, mais aussi à des inversions partielles associées au jeu décrochant.
- La subsidence est importante dans la Mer celtique, dans la Manche, et dans le Bassin du Weald. Une surrection est identifiée dans le sud-ouest de la Manche à l'Albien, probablement en relation avec l'ouverture du Golfe de Gascogne.
- La subsidence est également augmentée dans les bassins bordant les massifs de Londres-Brabant et de Bohême. Un fonctionnement en décrochement se poursuit. Un volcanisme est observé dans la plupart de ces bassins. Les phases tardi-cimmérienne et autrichienne sont peu marquées dans la majorité de ces bassins. A l'inverse, elles pourraient correspondre à un uplift des massifs qui constituent leur marge sud (principalement le massif de Brabant et du Rhin).
- La Mer du Nord subit une subsidence importante accompagnée d'un volcanisme.
- Dans le Bassin polonais, une subsidence importante a lieu, l'accélération de subsidence s'effectuant plus tôt (Oxfordien-Kimméridgien) (Dadlez *et al.*, 1995).
- On observe donc de façon générale une continuation des régimes du Jurassique supérieur et une accélération des régimes de subsidence. Les pulses de rifting peuvent néanmoins entraîner des uplifts partiels de certains bassins.
- La fin du Crétacé inférieur correspond à la séparation crustale dans le Golfe de Gascogne (Aptien supérieur, Montadert *et al.*, 1979) et dans l'Atlantique Nord (Labrador et Rokall Through-Groenland). Ceci a pour conséquence une relaxation des contraintes (Ziegler, 1990) en Europe du

Nord-Ouest. En conséquence la fin du Crétacé inférieur est marquée par une chute de l'activité tectonique. Ce régime perdurera durant le début du Crétacé supérieur.

1.1.3. Evolution structurale du Jurassique supérieur-Cénomaniens dans le Bassin de Paris

A partir de la phase mi-cimmérienne, Guillocheau *et al.*, (2000) identifient les évolutions principales suivantes :

- La phase mi-cimmérienne (Aalénien) est marquée par une inconformité importante et le passage à un régime de subsidence contrôlé par une flexure selon des directions NW-SE.
- Une flexure d'axe NE-SW est visible durant le Kimméridgien, puis on observe autour de la limite Jurassique-Crétacé un passage progressif à une orientation NW-SE, bien établie au Berriasien.
- Le Crétacé inférieur est marqué par deux inconformités correspondant à des surfaces d'érosion majeures, rapportées respectivement aux phases tardi-cimmérienne et autrichienne (Guillocheau *et al.*, 2000). Ces inconformités sont marquées par le passage à une sédimentation terrigène (Wealdien) remplaçant la sédimentation carbonatée antérieure qui traduit l'uplift du Massif armoricain à l'ouest et du Massif Londres-Brabant au nord-est. Les deux surfaces d'érosion ont la même géométrie et dessinent une synforme d'orientation NW-SE. Cette synforme montre un pendage vers l'est dans la partie ouest du bassin, vers le sud pour la partie nord (figure A. 29a). Elle est interprétée comme une déformation de moyenne longueur d'onde, en réponse à une compression NE-SW voire E-W avec une localisation de la déformation dans les domaines de socle que sont le Massif armoricain et les Ardennes (Bénard *et al.*, 1985 ; Guillocheau *et al.*, 2000). Des inversions locales de failles N-S sont observées (failles de Sennely, Sens, Saint-Martin-de-Bossenay).
- Le Massif armoricain est émergé à partir de cette période et alimente le Bassin de Paris jusqu'à la fin du Cénomaniens (Juignet, 1974). Sa surrection est interprétée comme une conséquence d'un dôme thermique pré-rift (Ziegler, 1990).
- L'intervalle Albien-Cénomaniens est marqué par une augmentation de l'accommodation, en partie d'origine eustatique, et la mise en place d'une zone de subsidence orientée N-S dans la partie méridionale du bassin à NW-SE dans la partie septentrionale de celui-ci (figure A. 29b). Les différences d'épaisseur sont faibles, ce qui semble montrer que la subsidence devient homogène.
- Cette période est accompagnée par un onlap progressif sur les marges ouest et nord-ouest. Le Massif armoricain montre une plus faible subsidence que le Massif Flandres-Brabant (Robin *et al.*, 2003). Ceci pourrait être lié au bombement dû à l'ouverture du Golfe de Gascogne. Trois zones de subsidence principales sont identifiables, une zone sud-ouest (Maine, Beauce), une zone centrale (Champagne), un domaine nord (Boulonnais- Flandres). Les cartes d'isopaques suggèrent une aire de subsidence plus importante que l'étendue actuelle des sédiments du Crétacé supérieur. En particulier, on observe un fort épaissement vers le sud-est, dont la limite dans cette direction n'est plus visible à cause de la forte érosion tertiaire (Guillocheau *et al.*, 2000).

Au cours du Cénomaniens, deux zones en faible subsidence, de faible extension latérale, existent aux abords des Ardennes et de la Normandie (Juignet, 1981 ; Robaszynski, 1980). En Normandie, cette zone (ride de Rouen) est en relation avec la faille de la Seine (Juignet et Louail, 1987).

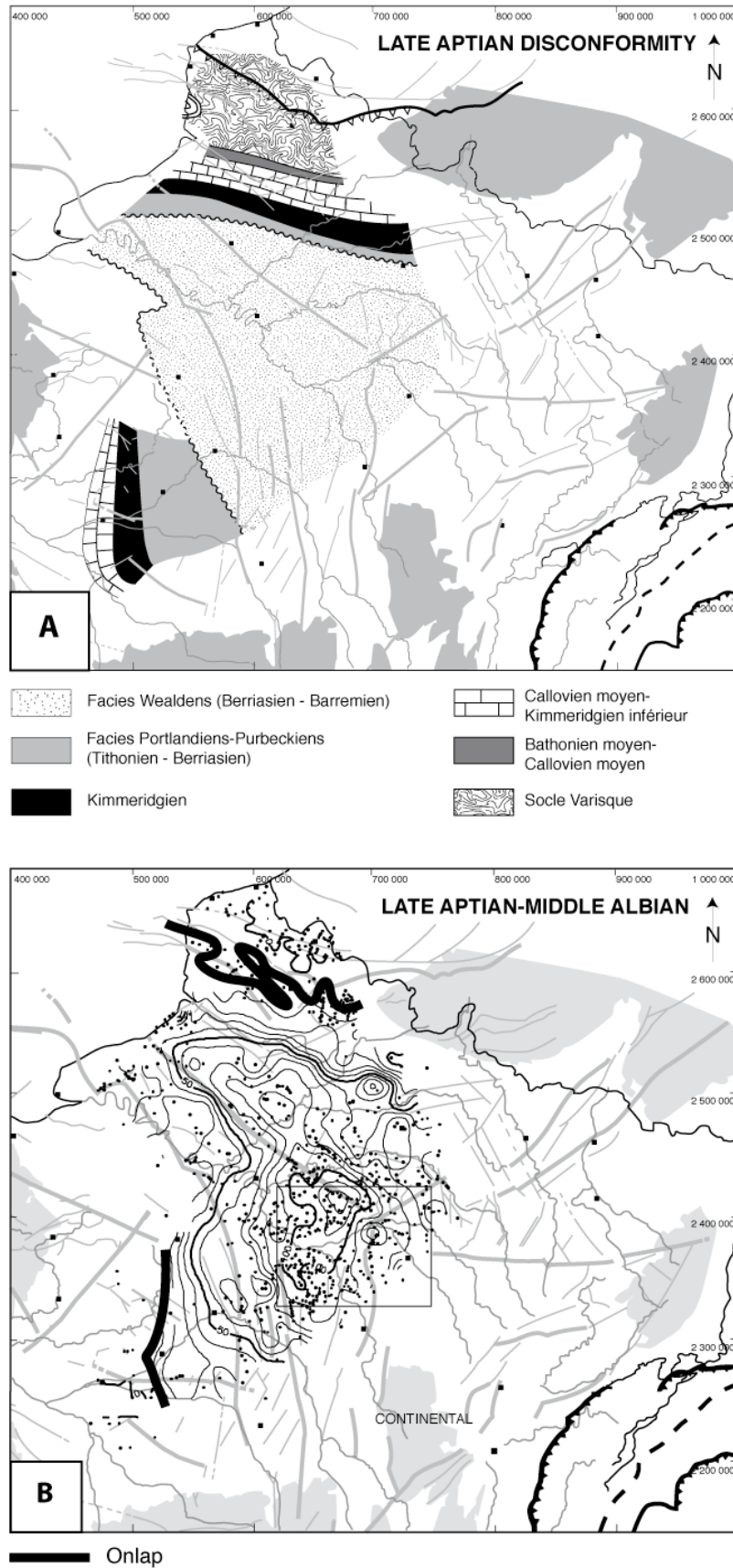


Figure A. 29: Carte de l'inconformité fini-Aptien (A) et carte d'isopaques de l'intervalle Aptien-Albien (B). Elles montrent:
A la géométrie acquise après la phase autrichienne
B, l'existence d'une zone de subsidence maximale dans le centre du bassin, d'orientation NW-SE, et l'onlap des dépôts albiens sur les bordures Ouest et Nord-Est.

1.2. Evolution du Nord-Ouest de l'Europe au Crétacé supérieur

Les traits majeurs de l'évolution tectonique de l'Europe du Nord-Ouest au Crétacé supérieur sont (figure A. 30) :

- la fin de la séparation de Laurasia : l'ouverture de l'Atlantique se poursuit dans le domaine nord. La séparation entre Laurentia, le Groenland et la Scandinavie (Fennoscandia) est achevée à la limite Paléocène-Eocène (Ziegler, 1990) ;
- la poursuite de la convergence Afrique-Europe, associée à une rotation dans le sens anti-horaire. La collision alpine débute au niveau des Carpathes et de l'est des Alpes durant le Sénonien et le Paléocène (Ziegler, 1990). La formation des Alpes occidentales, postérieure, imprime une contrainte compressive de direction NNW-SSE. Le début de la déformation pyrénéenne est enregistré quant à lui dans l'est des Pyrénées et en Cantabrie durant le Santonien-Campanien. Il imprime une contrainte compressive N-S.

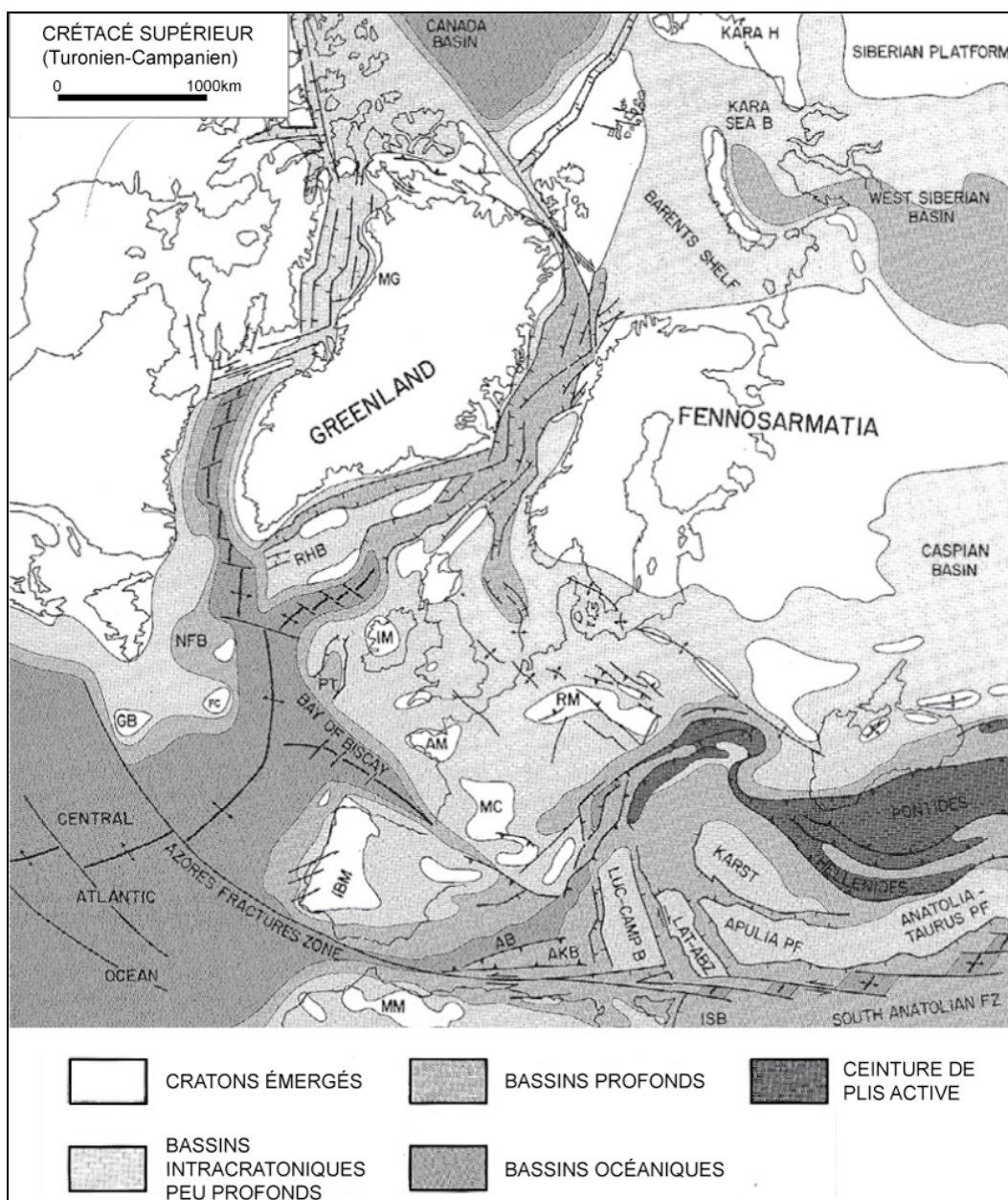


Figure A.30 : Carte tectonique de l'Europe de l'Ouest au Crétacé supérieur (d'après Ziegler, 1990) montrant le contexte géodynamique durant le dépôt de la Craie, l'ouverture de l'Atlantique Nord et le début des compressions pyrénéenne et alpine.

Plusieurs phases de déformation affectent l'Europe du Nord-Ouest durant le cycle alpin.

- Il est traditionnellement admis (Ziegler, 1990) que les déformations du Crétacé supérieur sont restreintes à une zone située entre la zone de Tornquist au nord-est et le Massif Londres-Brabant à l'est (figure A.31a). Pour la plupart des auteurs, la partie la plus occidentale de l'Europe n'est pas affectée par les déformations alpines (sens large) avant le Paléogène (phase Laramide, figure A.31b), et est principalement déformée durant l'Oligo-Miocène. Ceci est interprété par Ziegler (1990) comme la conséquence d'une orogénèse plus précoce dans la partie est des Alpes et dans les Carpathes, la partie ouest des Alpes n'étant structurée qu'à partir du Tertiaire.
- Nous passerons en revue les différentes phases d'inversions des bassins de cette zone en essayant de préciser leur chronologie, avant de discuter de la présence/absence d'évidences de compression dans la partie la plus occidentale de l'Europe (dont le Bassin de Paris) durant le Crétacé supérieur.

1.2.1. Evolution des bassins situés à l'est du Massif Londres-Brabant au Crétacé supérieur

Le Crétacé supérieur débute dans tous ces bassins par une phase de « quiescence tectonique » poursuivant le ralentissement de l'activité tectonique observé à la fin du Crétacé inférieur. Pour exemple, dans la Mer du Nord, les failles qui contrôlent les mouvements durant la phase tardi-cimmérienne ne sont plus actives.

Dans l'ensemble de l'Europe de l'Ouest, on observe des subsidences régionales, qui correspondent à la relaxation des contraintes thermiques acquises durant l'histoire antérieure. Le Cénomaniens et le Turonien sont marqués par de faibles rejeux tectoniques, ceci à l'exception du Bassin polonais où une accélération de la subsidence est observée durant le Cénomaniens (Dadlez *et al.*, 1995). Cette dernière est interprétée par les auteurs comme la manifestation du début de la compression.

La phase sub-hercynienne voit le début de l'inversion des bassins. Le régime compressif est enregistré par une réactivation des structures antérieures, principalement d'origine varisque.

On observe les inversions principales :

- de tous les bassins situés au nord des domaines de socle Londres-Brabant, Rhin, Bohême :
 - Sole pit, (Van hoorn, 1987),
 - les bassins de l'Ouest de la Hollande et du Broad Fourteens (Nalpas *et al.*, 1996),
 - le graben de la vallée de la Ruhr (Rossa, 1986 ; Gras, 1995 ; Gras et Geluk, 1999),
 - les bassins de Basse-Saxe (Baldshuhn, 1991 ; Gemmer, 2003 ; Mazur et Scheck-Wenderoth, 2005),
 - les bassins de Altmark-Brandenbourg et de Hunsruck-Taunus (Anderle, 1987). Les massifs bordiers sont affectés par un uplift marqué qui affecte le Massif de Harz (Allemagne), le massif de Bohême (Malkovsky, 1987), le bloc lusitien (Tchéquie), et probablement le massif du Rhin (Ziegler, 1990).
- des parties néerlandaises et danoises du graben central de la Mer du Nord. L'inversion est plus faible dans le sud et le centre de ce graben.
- des bassins associés à la zone de Tornquist, (Norling et Bergström, 1987 ; Mogensen 1995 ; Hippolyte *et al.*, 1996 ; Erlström *et al.*, 1997), ainsi que du Bassin polonais (Lamarche *et al.*, 2003, 2005), également inversés pendant cette phase.

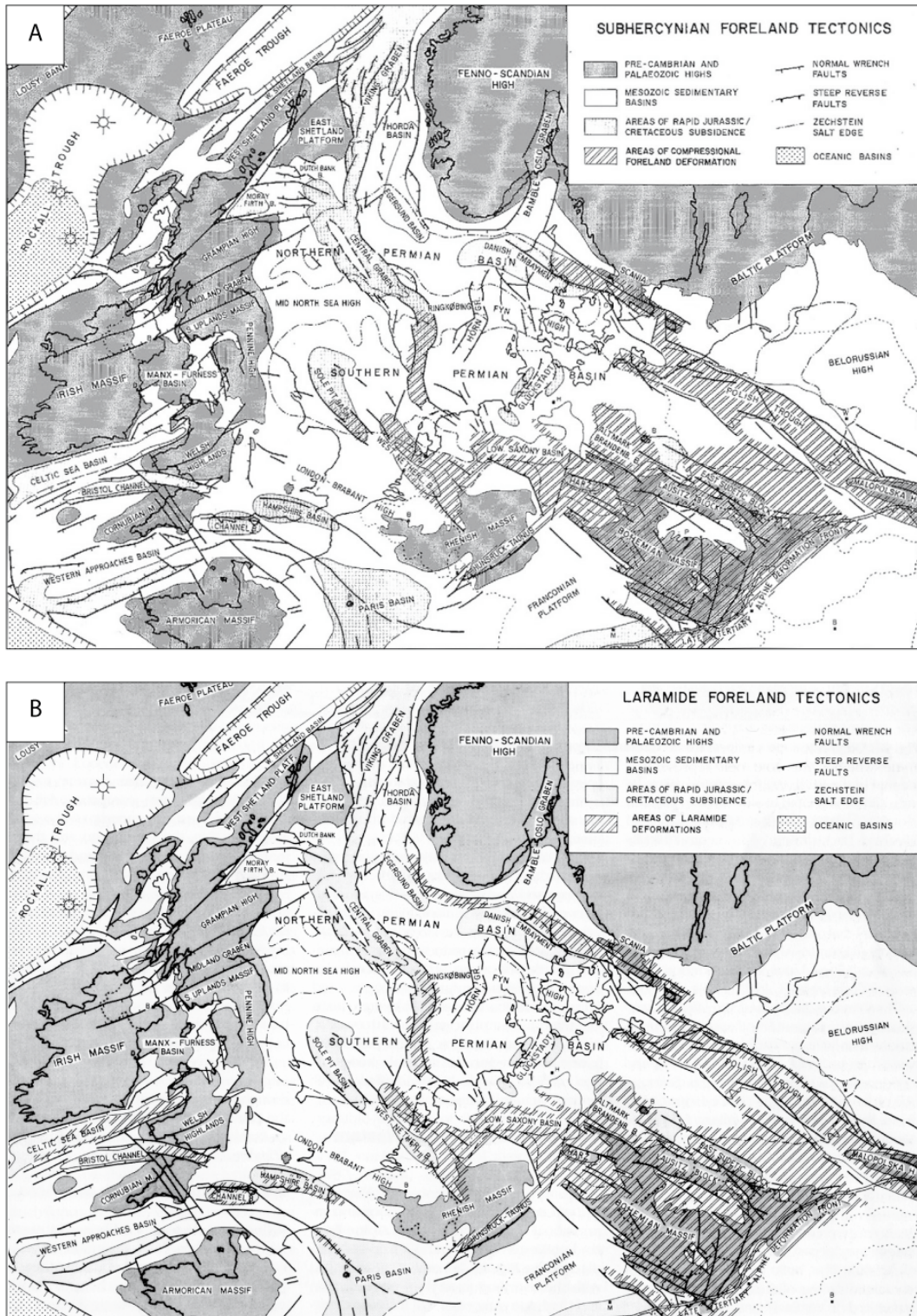


Figure A.31 : Cartes tectoniques de l'Europe du Nord-Ouest au Crétacé supérieur (A) et au Paléocène (B), d'après Ziegler (1990), montrant les inversions observées durant les phases subhercynienne (Crétacé supérieur) et Laramide (Paléocène).

Remarquer les différences entre les deux phases d'inversion, la phase sub-hercynienne provoquant de nombreuses inversions à l'est du Massif Londres-Brabant (Hollande, Allemagne, Pologne et sud de la Mer du Nord). En opposition les bassins du domaine anglo-parisien ne semblent pas être inversés durant cette phase mais pendant la phase Laramide postérieure.

1. Age de l'inversion sub-hercynienne

Ziegler rapporte cette phase à une période intra-sénonienne, plus précisément santonienne-campanienne.

Historiquement, la phase sub-hercynienne a été identifiée dans le bassin du même nom. Elle a été divisée en trois phases principales : Ilsede, Wernigerode, Peine.

- La phase Ilsede, d'âge coniacien, est marquée par un hiatus important à proximité du Massif de Harz et aux environs de Hanovre (Stille, 1924 ; Voigt, 1929 in Mortimore *et al.*, 1998). Elle est associée à d'importants remaniements gravitaires, et serait d'après Mortimore *et al.* (1998) complexe et multiphasée.
- La phase Wernigerode, d'âge santonien supérieur, est caractérisée par des discordances angulaires à l'intérieur de la zone à *Marsupites testudinarius* (Voigt, 1929 in Mortimore *et al.*, 1998). D'après Tröger (1992, in Mortimore *et al.*, 1998), cette phase de déformation s'étend du Santonien supérieur au Campanien inférieur.
- La phase Peine, datant de la fin du Campanien inférieur, est représentée par un hiatus de temps important et une discordance angulaire sur les dépôts du Crétacé inférieur, ainsi que par des slumps dans la partie la plus distale du bassin.

Plusieurs auteurs avancent un âge turonien supérieur à santonien pour le début de la phase d'inversion des grabens.

- Cette phase pourrait commencer dès le Turonien (Huyghe in Nalpas *et al.*, 1996), et est bien visible au Campanien dans le Broad Fourteens (Nalpas, comm. pers.).
- Les grabens de Basse-Saxe semblent débuter leur inversion au Coniacien (Baldshuhn, 1991). Le même âge d'inversion est avancé pour le Bassin Sole Pit (Betz *et al.*, 1987 ; Van Hoorn, 1987).
- Dans le graben de la vallée de la Rhur, l'inversion pourrait débuter au Turonien pour Rossa (1986). Gras et Geluk (1999) ont montré une accélération nette de la subsidence dans la zone bordière de ce graben (Peel Block) à partir du Coniacien. Le maximum de cette inversion s'enregistre d'après ces derniers au Santonien.

Ces exemples montrent que le début de la phase d'inversion des grabens est probablement proche d'un âge coniacien-santonien, donc contemporain de la réorganisation cinématique à 90 Ma. L'ensemble de ces événements sera récapitulé en fin de cette partie.

L'inversion liée à la phase sub-hercynienne est suivie d'une phase de quiescence à partir du Campanien supérieur. Celle-ci sépare la phase sub-hercynienne de la phase Laramide (Paléocène). Cette dernière affecte les bassins précédemment inversés, à l'exception du Sole pit (Ziegler, 1990).

1.2.2. Evidences d'une tectonique en compression à l'ouest du Massif Londres-Brabant

A l'exception des travaux de Roberts (1986), aucune phase d'inversion n'a été documentée dans les bassins situés à l'ouest du Massif Londres-Brabant. Nous discuterons ici des rares évidences de rejeu tectonique dans cette zone, et en particulier dans le Bassin de Paris.

Le début de l'inversion de ces bassins est couramment rapporté à la phase Laramide (Paléocène). Cette phase affecte le Bassin de Paris ainsi que les grabens de la Manche et de la Mer d'Irlande (figure A.31b). Elle est par ailleurs liée au début de l'exhumation du Sud de l'Angleterre (Doré *et al.*, 2004). Comme dans le reste de l'Europe, les contraintes compressives exercées sur les bassins sédimentaires préalablement en extension ont réactivé les structures dans le sens d'une inversion. Cette dernière est visible en particulier à travers le jeu de grandes structures telles que (celles de) les failles du Pays de Bray et de l'île de Wight. Des déformations dans le Bassin de Paris sont connues en base des sédiments tertiaires. La carte des isohypses du Tertiaire (figure A. 33, d'après Guillocheau *et al.*, 2000) montre en effet un début de structuration du Bassin de Paris caractérisé principalement par :

- un rejeu important de la faille du Pays de Bray dans sa partie nord ;
- un rejeu important de grandes failles de socle orientées NW-SE, associées à de nombreux anticlinaux selon cette orientation ;
- une synforme d'orientation NE-SW au niveau de la Touraine ;
- des antiformes NW-SE et NE-SW, respectivement au niveau de la Picardie et de la zone de cisaillement Nord-Artois.

Cette structuration en flexure est compatible avec la compression alpine (mais aussi pyrénéenne d'après le rejeu des failles NW-SE). Elle montre un début de la compression avant le dépôt des sédiments

tertiaires (post-thanétiens pour la plupart). Pour la plupart des auteurs, à l'exception de Mégnien (1980) et Curnelle et Dubois (1986), cette structuration correspond à la phase Laramide (Paléocène). Cependant les données d'inclusions de fluides (Guilhaumou et Gaulier, 1991) montrent au Crétacé supérieur un gradient géothermique supérieur de 25° par rapport à l'actuel. Une partie des illites des sables rhétiens montre une cristallisation autour de 80 Ma, suggérant donc un possible uplift campanien.

Les remarques suivantes sur la présence d'une phase compressive au Crétacé supérieur et la possibilité de l'enregistrer à partir des données disponibles actuellement.

Des contraintes géométriques faibles :

- Les périodes antérieures de l'évolution du Bassin de Paris sont relativement bien connues grâce à l'ensemble des données de subsurface interprétées, et à une stratigraphie bien établie. De telles données n'étaient jusqu'à présent pas disponibles dans la Craie.
 - Les diagraphies sont difficilement corrélables du fait de la faible compréhension de la sédimentation de la Craie.
 - Les données sismiques sont fréquemment affectées par de fortes variations de vitesse à l'intérieur de la Craie, interprétées comme d'origine diagénétique (Hanot et Renoux, 1991) qui rendent la correction difficile.
 - Par ailleurs, la stratigraphie de la Craie du Bassin de Paris est relativement mal établie.
 - Enfin, l'ampleur de l'érosion post-crétacée ne permet pas de considérer la géométrie de la Craie dans son ensemble, les épaisseurs actuelles de Craie étant largement modifiées par l'altération tertiaire.
- Les seules données permettant de contraindre la géométrie de la Craie sont des cartes d'isopaques (Hanot et Obert, 1992) entre le toit du Cénomaniens et le toit de la Craie sous couverture tertiaire (figure A. 32). On y observe une structuration NE-SW, avec une aire de subsidence plus étendue que la zone de préservation actuelle, associée à un épaissement très important des sédiments vers le sud-est du bassin. Ces données sont restreintes à la partie centrale du Bassin de Paris. Elle ne permettent pas de déduire clairement le régime tectonique qui affectait le bassin durant le Crétacé supérieur.

Des déformations probablement moins importantes qu'à l'Est du Massif Londres-Brabant :

- La structure actuelle du Bassin de Paris correspond à un flambage sous l'effet de la compression alpine, bien visible à travers une succession de plis de grande longueur d'onde, globalement orientés selon une direction perpendiculaire à la compression alpine. Le Bassin de Paris est marqué par une histoire thermique relativement longue (Le Solleuz *et al.*, 2004). En conséquence sa croûte, à la différence des grabens du pourtour de la Mer du Nord, est relativement épaisse. Les épaisseurs de la pile Jurassique moyen-Crétacé inférieur sont d'ailleurs largement inférieures à celle de ces grabens.
- D'après Ziegler (1987) et Nalpas (1994), il semble que la réactivation des différents grabens soit fonction de leur orientation par rapport à la direction de raccourcissement, ainsi que de leur amincissement. Les grabens n'ayant pas une croûte suffisamment amincie, sont en effet les moins affectés par l'inversion. On peut s'attendre à ce que le Bassin de Paris, dont la croûte était beaucoup plus épaisse, soit marqué par des amplitudes d'inversion beaucoup plus faibles que les grabens du pourtour de la Mer du Nord. Les contraintes, suffisantes pour inverser les grabens très amincis de Mer du Nord, ne l'étaient probablement pas pour provoquer de fortes inversions dans le Bassin parisien, celui-ci ne s'étant inversé de façon claire qu'uniquement lorsque les contraintes en provenance des orogènes ont augmenté.
- Ceci, allié à la faible résolution stratigraphique dans la Craie, et donc à l'absence de données 3D, pourrait expliquer l'absence de mise en évidence d'une tectonique compressive dans le Bassin de Paris.

Si une grande partie de l'inversion peut être attribuée au Tertiaire (Paléocène), certains indices semblent montrer l'existence d'une tectonique syn-sédimentaire durant le dépôt de la Craie, ce qui suggère que la structuration observable actuellement correspond à un paroxysme d'une phase de déformation qui avait commencé durant le Crétacé supérieur. Nous ferons ici l'inventaire de ces données dans le Bassin anglo-parisien en général, puis dans le Bassin de Paris en particulier.

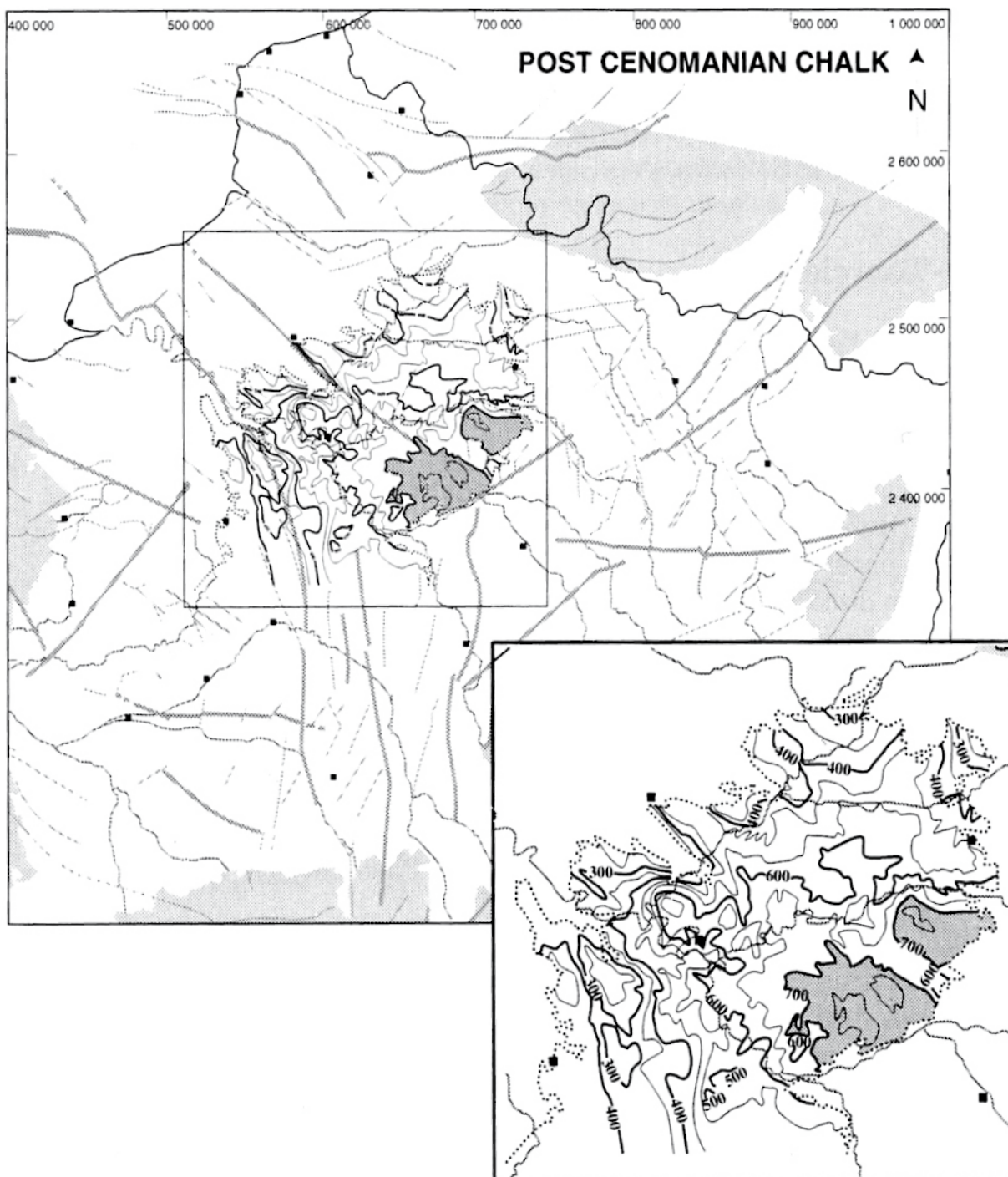


Figure A.32: Carte des isopaques entre le Cénomanién terminal (Marnes à *Actinocamax plenus*) et la discordance du Crétacé terminal (sous couverture tertiaire), d'après Hanot et Obert (1992).

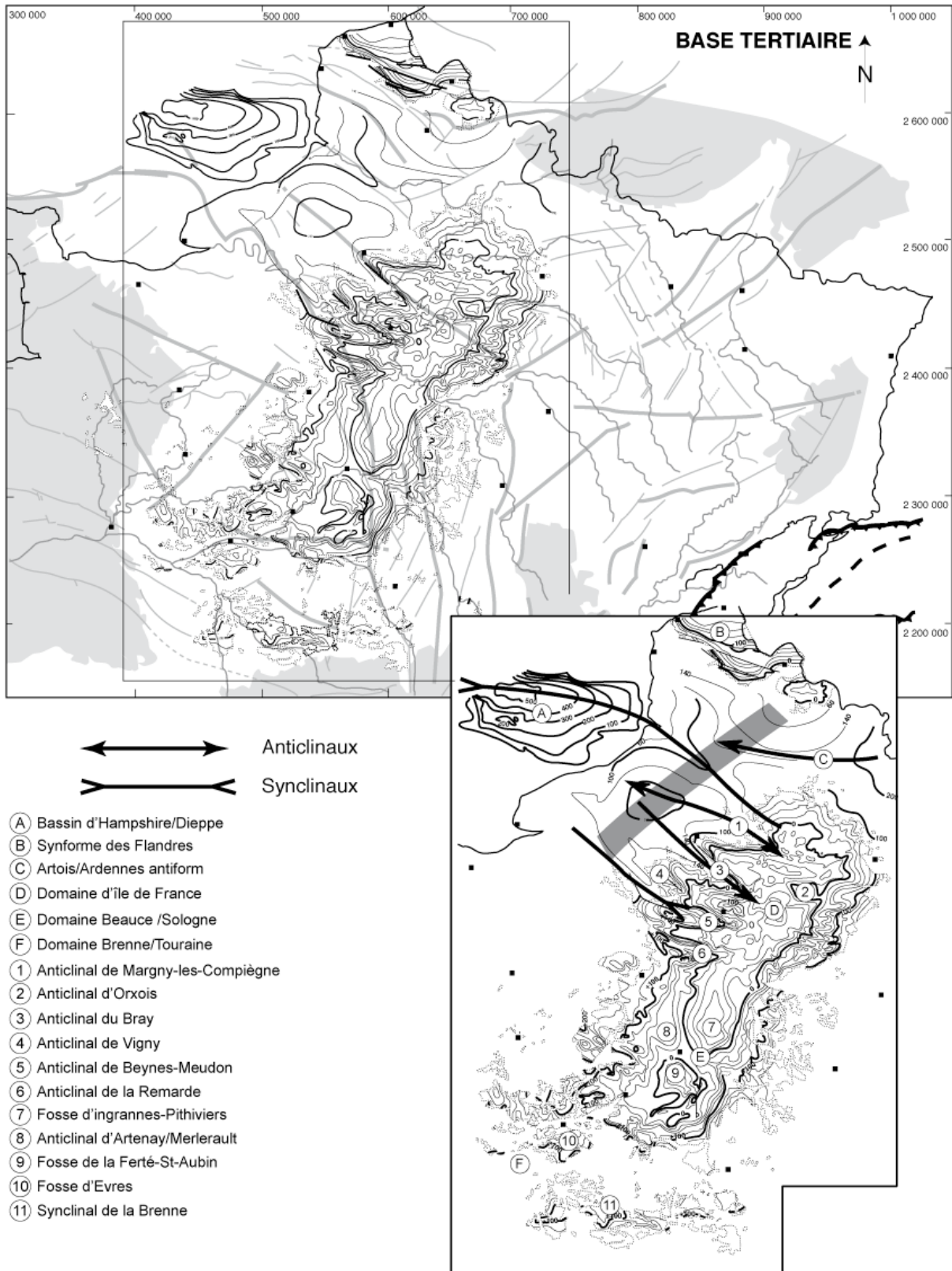


Figure A.33: Carte des isohypses de la base du Tertiaire, d'après Guillocheau *et al.* (2000) montrant la structuration du Bassin de Paris avant le dépôt des sédiments tertiaires.

1. Existence d'une tectonique syn-sédimentaire dans le Bassin anglo-parisien

Evidences en Angleterre

Comme nous l'avons signalé précédemment, les évidences d'une tectonique active durant le Crétacé supérieur sont relativement rares.

Plusieurs exemples de tectonique syn-sédimentaire montrant des structures de faible amplitude ont été reconnues en Angleterre :

- Dans la partie anglaise du Bassin anglo-parisien, les premières évidences d'une tectonique syn-sédimentaire ont été signalées dans le Campanien de Portsmouth (Gale, 1980).
 - Gale (1980) a montré des changements d'épaisseur liés au développement d'une terminaison périclinale (Sandown Pericline) de la faille de l'île de Wight. Les changements d'épaisseur et les géométries observés peuvent ressembler à ceux qui sont visibles à Etretat. Cette déformation avait été considérée comme liée à un effet très local, associée à une tectonique salifère. La présence de cette déformation, en association avec la faille majeure de l'île de Wight, largement inversée au Tertiaire, pourrait cependant suggérer l'existence d'un jeu tectonique le long de cet accident.
- Dans l'Est du Sussex, Mortimore et Pomerol (1991) ont montré, à proximité de Brighton, l'existence d'un dôme anticlinal (Holingbury Dome), caractérisé sur son sommet par une condensation marquée des dépôts d'âge turonien moyen à coniacien, ainsi que santonien supérieur à campanien inférieur.
 - Un jeu durant le Cénomaniens supérieur est également avancé, les auteurs montrant en effet un changement d'épaisseur et de faciès des Plenus Marls de part et d'autre d'un autre dôme anticlinal situé à proximité (Kingston anticline). Ils montrent par ailleurs, des discordances angulaire entre la base des Plenus Marls et la craie grise sous-jacente sur les flancs d'un autre dôme.
 - Des changements d'épaisseur des dépôts du Turonien inférieur sont également signalés.
- Sur l'île de Wight, une condensation des dépôts du Campanien inférieur (zone à Gonioteuthys quadrata) est également avancée, et associée à des différences d'épaisseur qui atteignent la cinquantaine de mètres.
- Ces structures sont associées à l'ensemble des figures et dépôts sédimentaires suivant :
 - des hardgrounds localisés sur le sommet des anticlinaux sont signalés, ainsi que des slumps, des loupes d'arrachement et des chenaux. Sur le flanc des anticlinaux de rares conglomérats à clastes de craie sont également signalés.
- Enfin, la présence de géométries de grande longueur d'onde telles que celles d'Etretat est interprétée par Mortimore et Pomerol (1997), sur la base des travaux de Gale (1980) sur des géométries comparables observées dans la région de Portsmouth, comme un critère marquant l'existence d'une phase tectonique. La reconnaissance de ces géométries au large de l'île de Wight, au sommet du Turonien et du Santonien a été utilisée pour proposer l'existence d'une tectonique à la limite Turonien-Coniacien et au Santonien supérieur (Mortimore et Pomerol, 1997). Cependant, aucune proposition d'un mode de construction de ces géométries sous l'influence de la tectonique n'a été proposé par ces auteurs.

Les principaux événements marquant une tectonique syn-sédimentaire seraient donc attribuables au Turonien-Coniacien, au Santonien supérieur et au Campanien inférieur. Des déformations d'âge cénomaniens supérieur sont également envisageables. Sur la base de ces âges, Mortimore et Pomerol (1997) ont rapproché ces déformations des différentes phases de la phase sub-hercynienne identifiée en Allemagne (cf. supra).

L'identification de ces événements est cependant peu appuyée par des données en trois dimensions permettant de contraindre la morphologie des dépôts. Par ailleurs, les autres données disponibles dans le Wessex ne semblent pas montrer de phases d'inversion importantes.

Chadwick (1985) enregistre un ralentissement de la subsidence dans le bassin du Wessex, pouvant suggérer un début d'inversion. A l'inverse, Underhill et Patterson (1998), sur la base de données sismiques, décrivent le Crétacé supérieur comme une période à faible variation d'épaisseur, qui peut être considérée comme synonyme « d'une séquence post-rift ». Il semble donc que ces événements tectoniques sont seulement d'extension locale.

Par ailleurs, leur mise en évidence repose essentiellement sur des observations de passages latéraux de faciès et de changement d'épaisseur qui sont comparables à ceux qui existent dans les géométries en ondulation du type de celles observées à Etretat (Kennedy et Juignet, 1974 ; Quine et Bosence, 1991). L'origine tectonique avancées pour ces variations repose donc sur l'interprétation de ces géométries à grande longueur d'onde en tant qu'objets sédimentaires induits par une activité tectonique. Ce postulat n'étant pas argumenté par une proposition de genèse de ces géométries, l'identification de ces différentes phases sera donc regardée avec circonspection, tant qu'un lien direct entre la tectonique et ces géométries n'est pas mis en évidence. Nous reviendrons largement sur l'interprétation de ces géométries dans le chapitre D.

Structuration associée et interprétation

Mortimore et Pomerol (1997) avancent, dans le Wessex et le Weald, la présence de plis en échelons d'axe WNW disposés en échelon selon une direction Nord-Sud (figure A. 34a). Les plis ont une longueur d'onde de 2 à 5 kilomètres. Mortimore et Pomerol (1997) avancent plusieurs variations d'épaisseur et de faciès (figure A. 34b) qui suggèrent que ces plis se sont structurés durant le Crétacé supérieur. Il est cependant difficile d'évaluer la validité de ces résultats étant donnée la rareté des données publiées par ces auteurs. La structuration observée est interprétée comme la conséquence d'une réactivation en surrection de horsts préexistants pour les anticlinaux, et à la reprise en subsidence de grabens pour les synclinaux. Cela suppose que la réactivation des structures reprend une structuration acquise durant la phase tardicimmérienne.

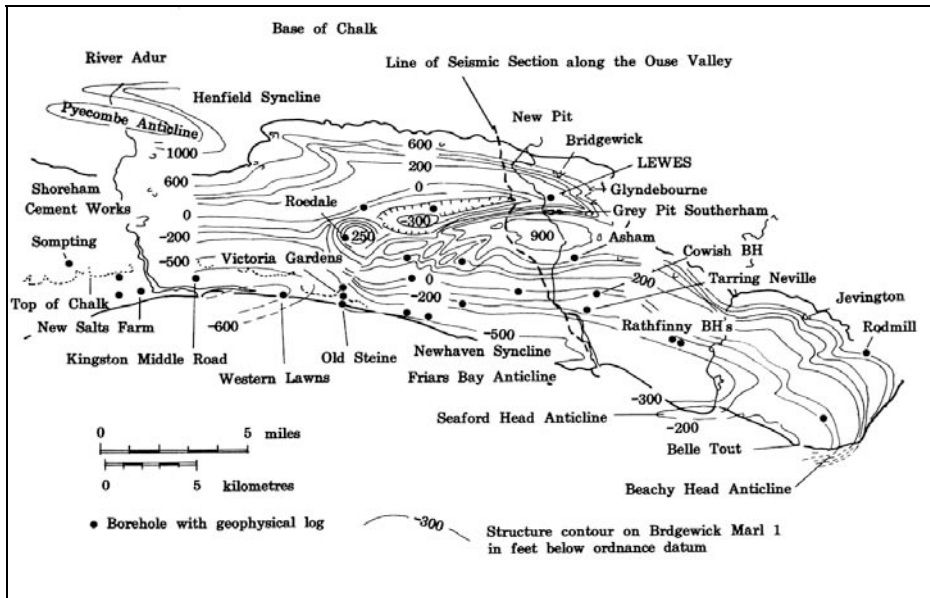


Figure A.34a : Isobathes des Bridgewick Marls 1 (Turonien supérieur) dans la Craie des South Downs, Est du Sussex, qui montrent la structuration complexe en anticlinaux, dômes et synclinaux, d'après Mortimore et Pomerol (1991).

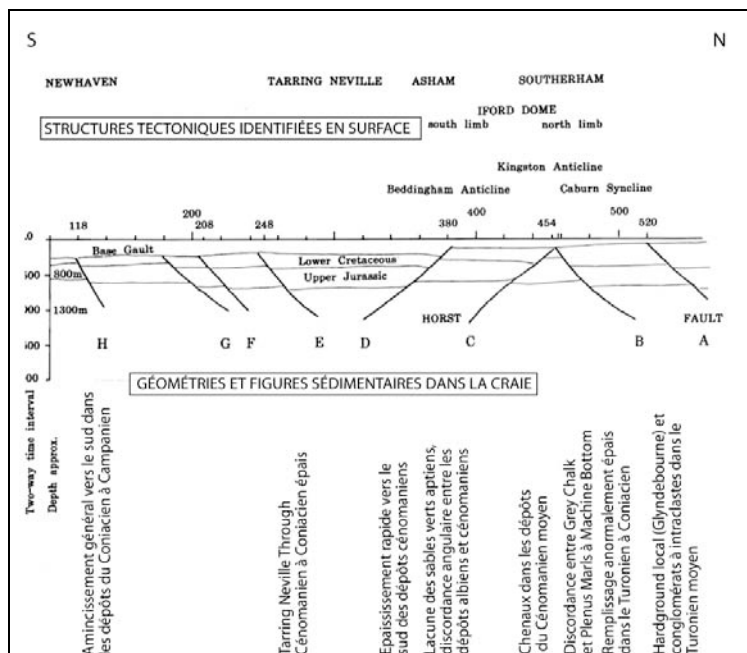


Figure A.34b : Profil sismique interprété le long de la vallée de l'Ouse montrant les failles sous-jacentes aux structures identifiées en surface, et les géométries et figures sédimentaires identifiées dans la Craie, d'après Mortimore et Pomerol (1991).

Evidences dans le Bassin parisien

Déformations cénomaniennes et turoniennes

En France, des évidences de tectonique syn-sédimentaire ont été reconnues dans le Cénomaniens du Nord du Bassin de Paris (Juignet, 1980 ; Juignet et Louail, 1987 ; Robaszynski, 1982).

En Haute-Normandie, Juignet signale une tectonique extensive globalement orientée E-W. Elle est marquée par des changements d'épaisseur selon les grands accidents de direction varisque que sont la faille Fécamp-Lillebonne (connectée au sud à la faille de la Seine) et la faille du Pays de Bray :

- À l'échelle du bloc situé entre ces deux accidents, Juignet signale par ailleurs deux zones en uplift d'axe N 140 : la ride de Lillebonne et la ride de Rouen. Ces rides sont associées à des changements d'épaisseur rapides et à des condensations, dans le Cénomaniens inférieur pour la première, dans le Cénomaniens moyen pour la seconde.
- Des variations latérales de subsidence à l'échelle des blocs semblent également envisageables au cours du Cénomaniens supérieur. En effet, les Plenus Marls montrent d'importantes variations d'épaisseur. Elles correspondent à plusieurs mètres d'épaisseur dans les dépôts situés quelques kilomètres à l'ouest de la faille du Pays de Bray alors qu'elles ne sont pas identifiables dans la région de Fécamp.
- D'après Juignet (1980), des différences de subsidence sont également soupçonnables entre les trois blocs de Haute-Normandie (de part et d'autre des accidents Fécamp-Lillebonne et Bray) au cours du Turonien inférieur et moyen. Des différences d'épaisseur importantes entre ces trois zones sont notées dans le Turonien inférieur et le Turonien moyen. Les épaisseurs maximales sont enregistrées dans le bloc situé à l'est de la faille du Pays de Bray (2,5 fois celle du bloc à l'ouest de la faille Fécamp-Lillebonne). Sur la base d'arguments similaires, Quine et Bosence (1991) estiment que le bloc situé à l'est de la faille Fécamp-Lillebonne était surélevé lors de la genèse des géométries en ondulation de la région d'Etretat (Coniacien).

Déformations post-turoniennes

Pour les dépôts post-turoniens ainsi que pour l'ensemble des dépôts du centre du Bassin de Paris, les évidences d'une tectonique syn-sédimentaire sont beaucoup plus disparates, et ce, pour les raisons que nous avons évoquées précédemment (faibles contraintes stratigraphiques, absence de corrélations de données de puits, difficultés à corriger les anomalies sismiques dans la Craie).

Les évidences les plus claires reposent sur les résultats tirés du profil ECORS Nord de la France (Monciardini, 1989) :

- Ce profil a montré l'existence de grandes structures anticlinales et synclinales d'une longueur d'onde de l'ordre de 50 à 100 kilomètres, ainsi que de rides et de sillons de longueur d'onde kilométrique. Ces structures ont tout d'abord été interprétées comme d'origine uniquement tertiaire (Masclé, 1980). La datation des données de forage à partir de la biostratigraphie des foraminifères benthiques a néanmoins révélé des lacunes de sédimentation et des condensations importantes sur plusieurs anticlinaux. Ces données suggèrent un début de structuration des plis durant le Crétacé supérieur
- Nous détaillerons ici les éléments suggérant une activité tectonique, dans l'ordre chronologique (figure A. 35).
 - A proximité de l'anticlinal de Mantes, des dolomitisations importantes affectent les craies du Turonien supérieur et du Coniacien. Elles sont accompagnées sur le flanc nord de l'anticlinal, d'une lacune des craies de la zone S/b (Coniacien moyen) et d'une nette condensation de celles des zones S/c et surtout S/d (Santonien inférieur) (de 2 à 3 m d'épaisseur pour une épaisseur régionale moyenne de 20 m).
 - Une condensation importante, de large extension géographique, a lieu au niveau de la limite Coniacien-Santonien dans les dépôts situés à proximité de ce même l'anticlinal de Mantes. Elle ne semble pas avoir été reconnue dans les forages situés plus au nord, ce qui suggère une condensation locale, donc non eustatique, qui pourrait être d'origine tectonique.
 - Les forages réalisés à proximité de l'anticlinal de Thieux montrent une condensation possible des craies du Santonien supérieur-Campanien basal, (zone S/f-S/g).
 - A proximité de la faille de la Somme, des craies dédolomitisées, passant latéralement à des craies phosphatées, sont visibles dans les dépôts du Santonien supérieur. En outre, ces affleurements de craies se rencontrent dans des cuvettes ravinantes orientées selon une direction hercynienne (Broquet, 1973). Bellier et Monciardini (1986), ainsi que Jarvis (1992), interprètent ces cuvettes comme des axes de pénétration préférentielle de courants marins bordés par des structures hautes, d'origine tectonique. Ceci suggère l'existence d'une zone haute dans la Somme au Santonien. En revanche, aucune évidence d'activité tectonique ne semble identifiable dans les dépôts contemporains de Montdidier et de Dreux.
 - Enfin, une lacune des craies de la base du Campanien supérieur (zone S/i) est signalée sur une structure monoclinale à pendage nord au nord de Dreux.

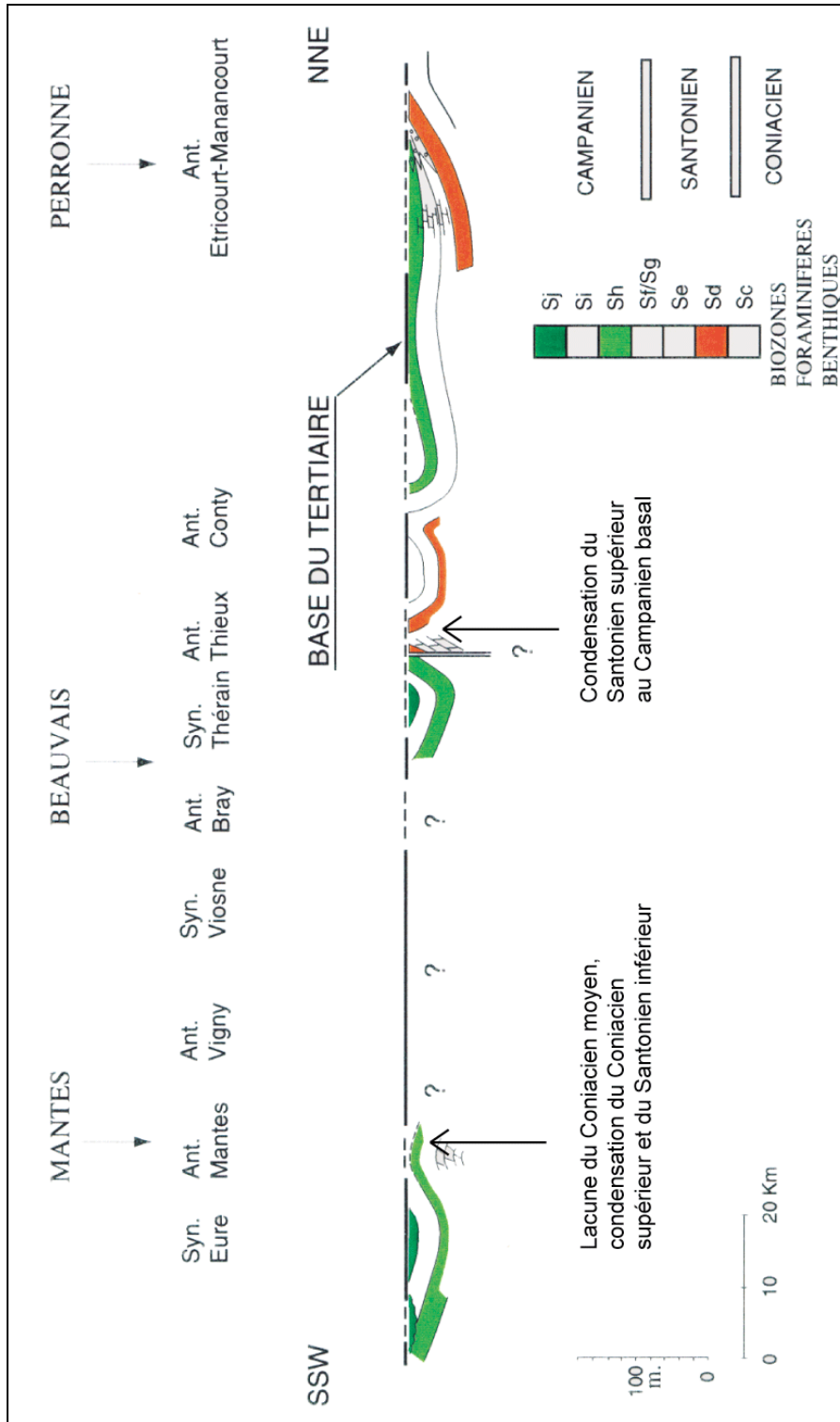


Figure A.35: Profil Eocene dans les dépôts du Crétacé supérieur, habillé en âge selon la biostratigraphie des foraminifères benthiques, d'après Monciardini (1989). Les lacunes et les condensations mises en évidence sont indiquées.

Hormis l'existence d'un haut fond dans la Somme, confirmé par de multiples données, ces observations sont une nouvelle fois très locales. Seuls des changements d'épaisseur sont visibles. Cependant l'association des zones condensées avec des anticlinaux actuels plaide dans le sens d'une origine tectonique pour ces condensations.

En conclusion, une activité tectonique, faisant déjà jouer les structures anticlinales au cours du Crétacé supérieur, est envisageable au cours du Coniacien, du Santonien supérieur-Campanien inférieur, du Campanien supérieur et peut-être au niveau de la limite Coniacien-Santonien. La genèse des plis de couverture de grande longueur d'onde caractéristiques du flambage du Bassin de Paris pourrait donc s'initialiser dès le Coniacien.

Ces phases de plissements ont des âges qui pourraient grossièrement correspondre à ceux des phases sub-hercyniennes identifiées en Allemagne. Cela confirmerait les rapprochements effectués par Mortimore et Pomerol (1997) et Mortimore *et al.* (1998).

1.2.3. Déformations d'âge Crétacé supérieur au front des orogènes alpins et pyrénéens

D'après Ziegler, les inversions de grabens observées à l'Est du Massif Londres sont directement en relation avec les premiers stades de structuration des Alpes et des Carpathes. Par ailleurs, l'absence de déformations en Europe de l'Ouest est d'après lui dû à une structuration plus tardive des Alpes occidentales.

Dans l'Europe de l'Ouest, les orogènes pyrénéen et alpin ne semblent qu'à un stade primaire de leur structuration durant le Crétacé supérieur. Nous discuterons ici rapidement de l'existence de contraintes compressives dans ces orogènes et dans leur avant-pays afin de discuter de la possibilité d'une tectonique en compression au Crétacé supérieur.

1. Pyrénées

La formation initiale des Pyrénées est largement contrôlée par l'évolution du rift du Golfe de Gascogne.

- L'ouverture du Golfe de Gascogne est marquée par les deux phases principales tardi-cimmérienne (début de la phase de rifting) et autrichienne. L'accrétion océanique débute durant l'Albien supérieur (Montadert *et al.*, 1979).
- Suit, d'après Brunet (1991) et Olivet (1996), une phase d'ouverture entre le Barrémien et l'Albien, suivie d'un mouvement décrochant senestre entre l'Albien moyen et le Coniacien, transtensif puis transpressif. Ce mouvement marque l'essentiel de la rotation anti-horaire de l'Ibérie.
- Ce décrochement se poursuit jusqu'à la grande réorganisation cinématique correspondant au début de la remontée de l'Afrique. Cette phase est datée de 90 Ma (Coniacien) par Olivet *et al.*, 1996).
- A la suite de cette convergence, la plaque ibérique se rapproche de la plaque européenne suivant une rotation anti-horaire (Olivet 1996) jusqu'au Miocène. Le mouvement relatif de ces plaques correspond à un mouvement N-S dans les Pyrénées orientales, NNW-SSE dans les Pyrénées occidentales.

Le mouvement de l'Ibérie depuis l'ouverture du Golfe de Gascogne est montré sur la figure A. 36.

Déformations compressives dans les Pyrénées

Dans les Pyrénées, l'essentiel de la compression se déroule au Tertiaire. Il est couramment admis que cela correspond à une compression N-S. L'âge de la compression pourrait varier entre le Crétacé supérieur et l'Eocène, le paroxysme de cette compression étant couramment considéré comme d'âge éocène. Selon Mattauer et Proust (1967), Mattauer et Séguret (1971) et Choukroune *et al.* (1972), la première phase orogénique aurait d'abord affecté la partie orientale de la chaîne pyrénéenne (centre et est des Pyrénées) et le domaine provençal au Crétacé terminal alors que l'ouest des Pyrénées restait en régime distensif. Durant le Crétacé supérieur, Choukroune (1976) avance des contraintes d'axe NE-SW dans les Pyrénées orientales, et d'axe N-S en Provence.

On observe la croissance d'anticlinaux entre le Santonien supérieur et le Maastrichtien dans les Pyrénées orientales (Vergès et Garcia-Senz, 2001).

- Antérieurement, le long de la faille nord-pyrénéenne, on observe essentiellement un régime transpressif entre le Turonien et le Sénonien inférieur (Choukroune et Mattauer, 1978), associé à de nombreux bassins en transpression (Souquet et Peybernès, 1991). Souquet et Peybernès (1991) évoquent un début d'inversion de grabens dès l'Albien, associé au jeu transpressif (Vergès et

Garcia-senz, 2001). Sur le flanc sud des Pyrénées, Deramond *et al.* (1993) font débiter une tectonique en chevauchement dès le Turonien terminal.

- Dans le Bassin basco-cantabrique, pendant le Crétacé supérieur et le Paléocène, Cámara (1997) suggère une inversion tectonique à partir du Crétacé supérieur avec une direction de compression NW-SE.
- La plupart des auteurs s'accordent sur un début de la compression au Crétacé supérieur sans beaucoup préciser leur datation, les dates recevables les plus précoces étant à la limite Cénomanién-Turonien (Souquet et Déramond, 1989), au Santonien supérieur (Teixell, 1996) ou à la base du Campanien (Vergés, 1994).

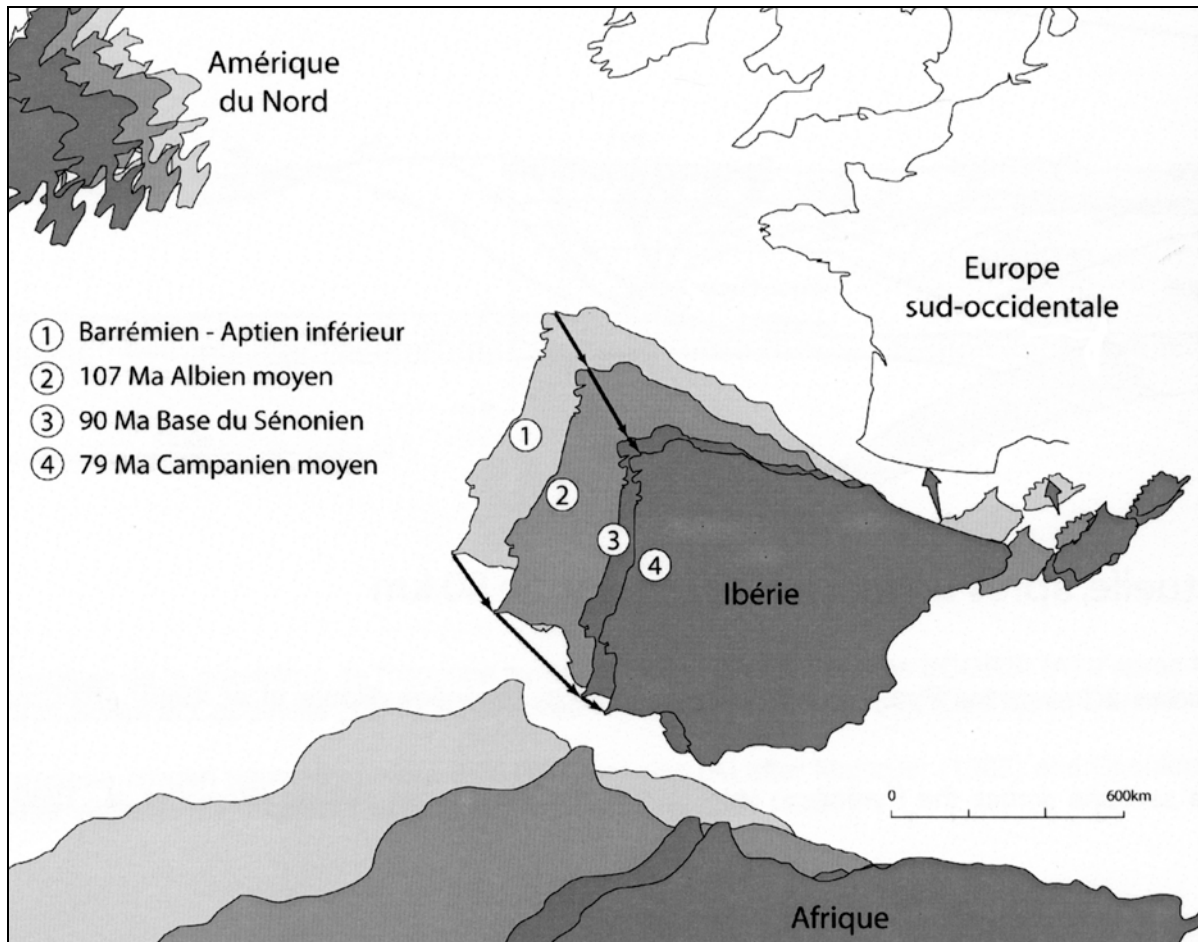


Figure A.36 : Mouvement des plaques par rapport à l'Europe fixe durant le Crétacé supérieur, compilé d'après Olivet *et al.*, 1996), repris de Serrano *et al.*, 2006.

Déformations compressives de l'avant-pays pyrénéen

Bassin d'Aquitaine et Golfe de Gascogne

Dans l'avant-pays pyrénéen, l'influence d'une tectonique compressive est peu observée. Au cours du Crétacé supérieur, un régime transpressif est avancé dans le Bassin d'Aquitaine par Desegaulx et Brunet (1991).

- Dans la marge nord de ce bassin, Platel (1996) montre au Turonien supérieur une réorganisation importante, associée à un soulèvement de têtes de bloc qui constitueront les futurs anticlinaux. Ce soulèvement est associé à une arrivée terrigène marquée, au développement de vallées incisées dans le Nord de l'Aquitaine au Coniacien et à une légère discordance angulaire en base du Coniacien.
- Par ailleurs, Platel montre une corrélation de ce mouvement avec des grandes phases d'évolution de la plate-forme nord-castillane (Floquet, 1991) (maximum de progradation des plate-formes) et de l'est des Pyrénées.
 - Dans cette région, Billotte (1985, 1993) identifie une discontinuité importante associée à un apport clastique important, ainsi qu'à l'existence de vallées incisées et d'une discontinuité en base du Coniacien.

- Enfin, il montre la présence d'une tectonique active durant cette période, caractérisée par un diachronisme important des événements sédimentaires. Ces grandes phases de progradation sont donc le produit d'un contrôle à grande échelle. Si elles correspondent à une chute importante du niveau marin (Haq *et al.*, 1988), les rejeux identifiés en Aquitaine et dans l'est des Pyrénées suggèrent un événement tectonique de grande longueur d'onde contemporain de cette chute. Enfin, la morphologie de la zone Nord-Aquitaine (orientée NW-SE) soulevée durant la fin du Turonien et le début du Coniacien, suggère un régime de contrainte orienté NE-SW.
- A la suite du Coniacien, des décharges terrigènes en provenance du sud du Massif central perdurent durant le Coniacien et le Santonien. La fin du Turonien supérieur correspond donc à une réorganisation complète du Bassin d'Aquitaine.
- Le centre du Bassin d'Aquitaine n'enregistre que peu de déformations durant le Crétacé supérieur. On observe cependant une augmentation des différences de taux de subsidences entre la bordure nord et le centre du bassin à partir du Coniacien (Platel, 1996). Cela suppose une flexure accentuée du bassin. Sa bordure sud est pendant cette période dominée par les dépôts du flysch noir débuté à l'Albien.
- Les premières discontinuités associées à une possible compression dans le Golfe de Gascogne sont attribuées au plus tôt au Maastrichtien par Thinon *et al.* (2001).

Provence et Bassin du Sud-Est

Dans la partie orientale des Pyrénées et en Provence, une déformation relativement précoce est observée. Elle est directement en relation avec la rotation des Pyrénées.

Dans le Bassin du Sud-Est, deux phases de plissements sont couramment différenciées: la phase Eoalpine d'âge pré-sénonien, et la phase pyrénéo-provençale d'âge crétacé supérieur à éocène supérieur (Debrans-Passard *et al.*, 1984).

Dans le Bassin de Basse-Provence, Philip *et al.* (1987) montrent l'existence d'un front de chevauchement dès le Turonien qui est mis en place selon des directions de compression N-S à NE-SW. Cette mise en place est suivie d'une reprise de la sédimentation (avec quelques rejeux coniaciens), dans des conditions de tectonique moins active durant le Sénonien.

- Le Turonien supérieur est marqué, dans la plus grande partie du Bassin du Sud-Est, par une décharge terrigène importante et l'installation de faciès continentaux sur la bordure sud-cévenole et en Provence (Debrand-Passard *et al.*, 1984). Ces faciès continentaux s'étendent selon une ligne NW-SE sur toute la bordure nord du Bassin d'Aquitaine, jusqu'au sud d'Agen. Ils correspondent donc ici aussi à une phase de structuration importante.
- Plus au nord, les premiers stades de plissement dans le Dévoluy sont rapportés à un âge turonien-sénonien (Huyghes et Mugnier, 1995) voire turonien à coniacien supérieur (Arnaud *et al.*, 1974). Les déformations du Dévoluy sont caractérisées par des axes E-W à NE-SW, traduisant une compression N-S à NW-SE (Meckell *et al.*, 1996). Cette phase de déformation est suivie par une reprise de la sédimentation, principalement d'âge campanien-maastrichtien, puis par une deuxième phase de plissement d'âge post-Maastrichtien supérieur à pré-Bartonien moyen.
- Le plissement et l'uplift du massif métamorphique du Pelvoux se produisent durant la première phase de déformation. La déformation de ce bloc est mise en relation avec une compression N-S, associée à une tectonique en transpression, en relation directe avec la rotation de l'Ibérie (Ford, 1995).

2. Orogène alpin

L'orogène alpin n'est au Crétacé supérieur que dans un stade primitif de convergence pendant lequel s'effectue la fermeture des différents domaines océaniques séparant les blocs continentaux qui parsemaient la Néotéthys. Dans la partie centrale des Alpes, l'ouverture du Golfe de Gascogne provoque, d'après Stampfli *et al.* (2001), un décrochement extensif sur le Sud de l'Europe qui conduit à la création d'un domaine océanique : le Valaisan, au Crétacé inférieur (Stampfli, 2001). L'ouverture de ce domaine provoque la séparation du micro-continent briançonnais de la marge européenne (Stampfli, 2001).

En réponse au déplacement de l'Ibérie, ce domaine océanique se ferme progressivement à partir du Turonien-Sénonien, en même temps qu'on observe les premières déformations dans le Bassin du Sud-Est. D'après Stampfli *et al.* (1998), la subduction de la croûte récente du Valaisan a probablement augmenté les contraintes intraplaques dans la plaque européenne au Crétacé supérieur.

Plus au sud, la convergence Afrique-Europe, résultant de l'ouverture de l'Atlantique-Sud, a pour conséquence la subduction du domaine Lanzo (ce domaine ouvert aux alentours de la limite Jurassique-Crétacé sépare le bloc austro-alpin de l'Apulie). Le premier épisode d'enfouissement du bloc austro-alpin sous l'Apulie est réalisé au Maastrichtien (Rosenbaum et Lister, 2005).

En conséquence, les évidences de compression importantes susceptibles d'affecter l'« avant-pays » de l'Europe de l'Ouest sont, à l'exception de la subduction du jeune océan Valaisan, relativement faibles dans la zone occidentale des Alpes.

La figure A. 37 récapitule la position des différentes plaques au Santonien et les régimes de contrainte susceptibles de s'exercer à cette période.

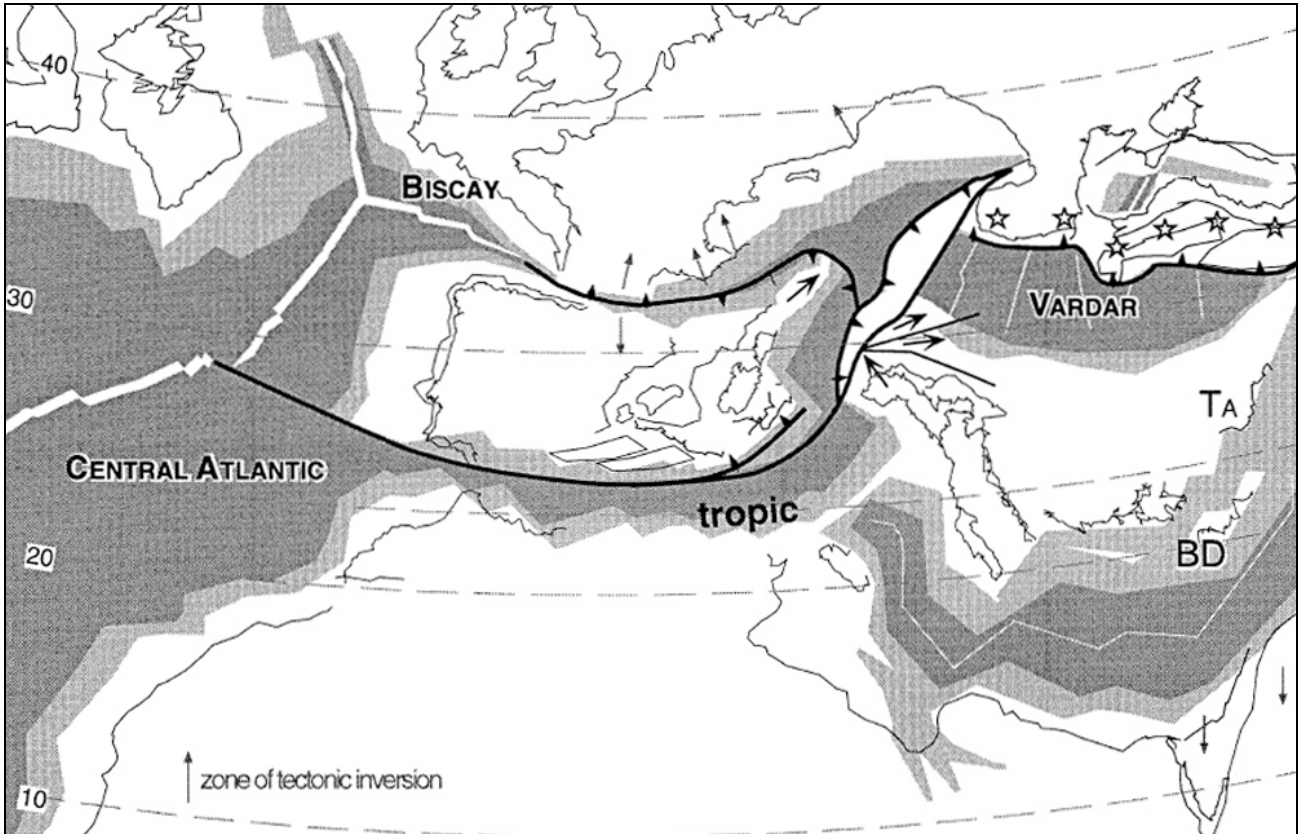


Figure A.37 : Reconstruction au Santonien montrant le mouvement de l'Ibérie, induisant la fermeture de l'océan Valaisan et la mise en place d'une tectonique compressive dans le Sud-Est de la France, d'après Stampfli *et al.* (1998).

1.3. Conclusions sur le contexte tectonique de l'Europe de l'Ouest et sur l'existence de déformations dans le Bassin de Paris

Les informations principales énoncées dans ce chapitre sont reportées sur la figure A. 38. Comme nous l'avons vu dans ce chapitre, les événements tectoniques susceptibles d'affecter le Bassin de Paris au cours du Crétacé supérieur sont :

- une influence des contraintes liées à l'ouverture de l'Atlantique Nord et du Golfe de Gascogne en particulier. Le début du Crétacé supérieur correspond dans le bassin de Paris à un stade d'évolution postérieur au rift du Golfe de Gascogne. Une influence directe de cette ouverture est d'ailleurs bien démontrée au Crétacé inférieur par la flexuration (NW-SE) du Bassin lors des phases tardicimmérienne et autrichienne (Guillocheau *et al.*, 2000) et par l'uplift du Massif armoricain considéré comme un épaulement de rift. Cette influence de l'ouverture du Golfe de Gascogne est susceptible d'être la contrainte principale affectant le Bassin de Paris, durant le Cénomaniens et possiblement pendant une grande partie du Turonien.
- à partir du Turonien supérieur-Coniacien, la géodynamique de l'Europe de l'Ouest qui évolue vers un régime compressif. Ce régime se traduit clairement à l'est du Massif Londres-Brabant par l'inversion des bassins sédimentaires, mais peu à l'ouest de celui-ci. Nous avons montré précédemment que des épisodes compressifs ont lieu au front des orogènes pyrénéens et alpins, en particulier au front du premier, mais que leur influence était peu mise en évidence dans le Bassin de Paris. Plusieurs explications sont évoquées pour cette absence :
 - l'absence de leur observation du fait de la faible résolution stratigraphique dans la Craie et de l'absence de restauration d'une géométrie 3D ;
 - le fait que le Bassin de Paris corresponde à une croûte relativement épaisse, à l'inverse des bassins largement inversés à l'est, ce qui induit que la déformation est probablement de moindre amplitude dans le Bassin de Paris ;
 - les contraintes moindres de la part de l'orogène alpin dans la partie la plus occidentale de l'Europe (Ziegler, 1990), qui est à un stade très précoce de la compression. Les contraintes les plus susceptibles d'affecter le Bassin de Paris sont celles dues à la rotation de l'Ibérie, qui déforment l'ouest de cette chaîne dès le Turonien ;
- l'affinement de la stratigraphie et la définition de la géométrie 3D du Bassin de Paris, qui seront quelques-uns des apports majeurs de ce travail.

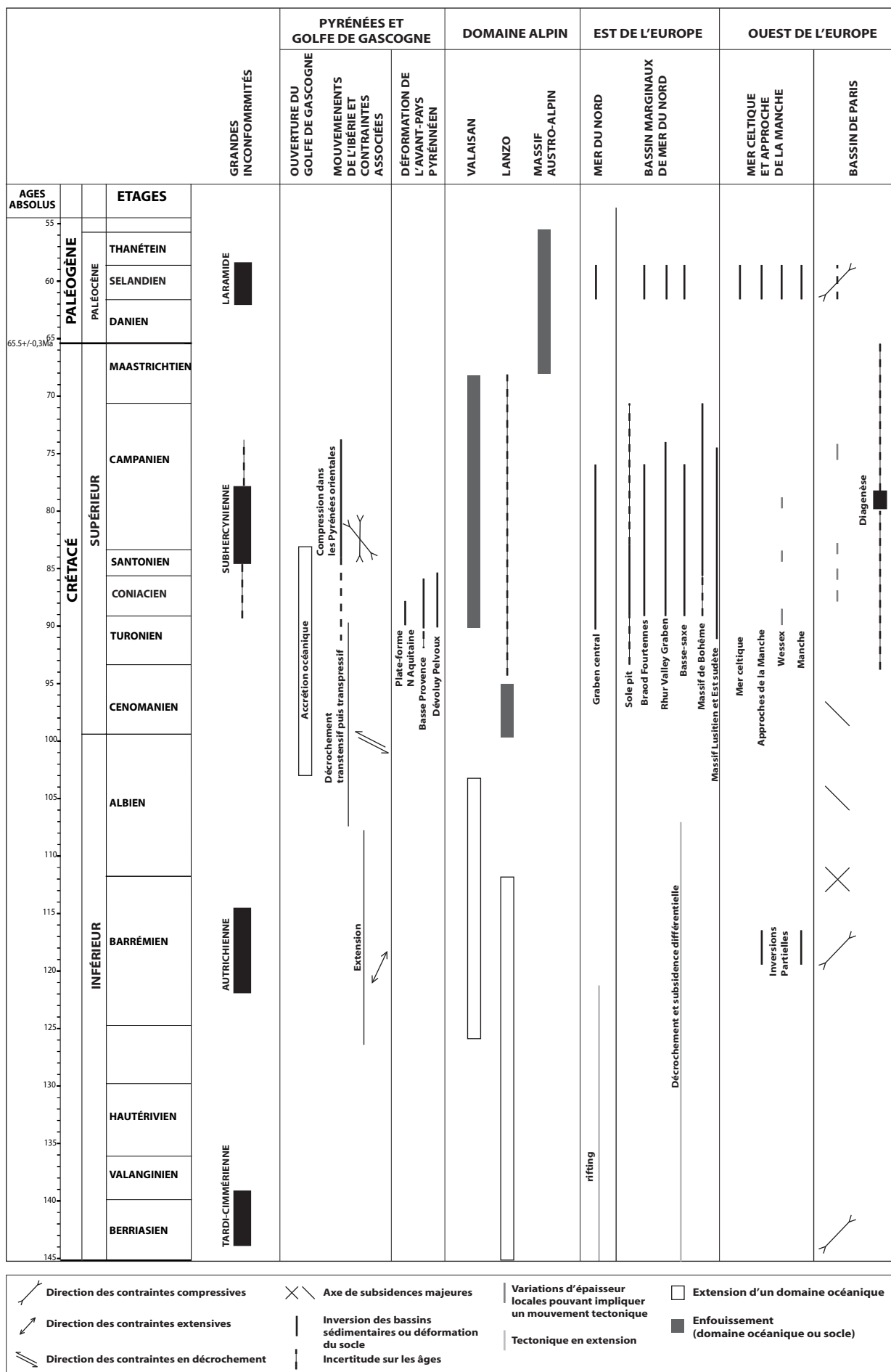


Figure A.38: Chronologie des événements géodynamiques majeurs de l'Europe de l'Ouest.
 Les références utilisées sont citées dans le texte.

2. Contexte eustatique du Crétacé supérieur

Il est généralement accepté que le Crétacé supérieur est une période de très haut niveau marin eustatique, considérée par Haq *et al.* (1988) comme le plus haut niveau des temps phanérozoïques. Notre présentation du contexte eustatique se basera principalement sur le commentaire de cinq chartes principales qui sont :

- la charte de Haq *et al.* (1988) recalée par Hardenbol *et al.* (1997) ;
- la charte de Hancock (1990 et 1993) bâtie essentiellement sur les dépôts de Grande-Bretagne ;
- la charte de Sahagian *et al.* (1996) élaborée sur la plate-forme russe ;
- la charte de Gale *et al.* (2004) établie par corrélation entre la Grande-Bretagne et l'Inde ;
- la charte de Miller *et al.* (2004, 2005) élaborée à partir des dépôts du New Jersey.

Ces différentes chartes sont basées sur des méthodes différentes d'estimation du niveau marin eustatique :

- Haq *et al.* (1988) et Sahagian *et al.* (1996) se basent principalement sur la quantification de l'onlap côtier via l'interprétation de profils sismiques.
- Gale *et al.* (2004) ont une approche similaire : celle-ci vise à quantifier les fluctuations eustatiques à partir des variations d'incision et d'enneigement d'une zone côtière du Sud de l'Inde. L'origine eustatique des séquences est prouvée par la corrélation de séquences entre le Sud de l'Angleterre et le Sud de l'Inde.
- Hancock (1990) et Hancock *et al.* (1993) s'appuient essentiellement sur une analyse faciologique des dépôts (craie) de Grande-Bretagne. Cette étude, contrairement aux autres courbes présentées, n'attribue pas une quantification altimétrique aux variations de niveau marin, mais propose une approche semi-quantitative des amplitudes des différentes variations, quantifiées selon des unités variant de 1 à 12. Ces unités sont ici recalées de façon à obtenir des amplitudes comparables à celles mises en évidence dans les autres chartes eustatiques.
- Enfin, Miller *et al.* (2004) se basent sur une mesure d'accommodation sur les dépôts du New Jersey pour proposer une charte eustatique.

2.1. Comparaison des différentes chartes

Les différentes courbes (figure A. 39) montrent deux périodes de haut niveau marin eustatique durant l'intervalle Cénomaniens-Turonien moyen, et durant le Campanien. Elles sont séparées par une période de plus bas niveau marin durant le Turonien supérieur-Coniacien inférieur suivie d'une remontée plus ou moins progressive durant la fin du Coniacien et le Santonien.

Dans le détail, les chartes, élaborées dans des régions différentes du globe, diffèrent entre elles. Ceci montre bien que la composante tectonique n'est pas entièrement extraite dans chacune d'entre elles. Chacune des chartes, malgré les corrections de subsidence appliquées par les auteurs, reste donc uniquement caractéristique d'une région plus ou moins étendue du globe. Il est important de distinguer les erreurs dans l'élaboration des différentes chartes, les variations dues à des particularités régionales et enfin les événements qui se retrouvent à l'échelle du globe. Seuls ces derniers sont clairement d'origine eustatique. La mise en relation des différentes chartes permet de comparer les différentes tendances identifiées par les auteurs et de mettre en évidence plusieurs points importants.

Nous discuterons rapidement des tendances observées à l'échelle du Crétacé supérieur, des amplitudes des variations avancées par les auteurs puis des variations à plus petite échelle temporelle.

2.1.1. Variations à grande échelle

A l'échelle du Crétacé supérieur, plusieurs points communs et divergences sont notables entre les différentes courbes

1. La tendance générale des courbes

La courbe d'Hancock (1990) et Hancock *et al.* (1993) correspond à une grande tendance transgressive s'achevant dans le Campanien supérieur. Cette courbe est construite à partir de l'évolution des faciès de la Craie en Grande-Bretagne, sans correction de la tectonique et de l'isostasie. L'absence de correction des composantes de la subsidence, et en particulier de la subsidence thermique long terme, pourrait en partie expliquer la transgression continue observée.

La courbe de Haq *et al.* (1998) est globalement caractérisée par un haut niveau global, les hauts niveaux du Cénomaniens-Turonien et du Campanien supérieur étant séparés par une chute brutale du niveau marin au Turonien.

La courbe de Miller *et al.* (2004) montre deux périodes de haut niveau attribuées au Cénomaniens-Turonien et au Campanien, séparées par une période de plus bas niveau bien marquée.

La courbe de Sahagian *et al.* (1996) s'arrête au début du Campanien. Dans l'intervalle Cénomaniens-base Campanien, elle a une forme proche de celle de Miller *et al.* (2004).

Le nombre des séquences identifiées varie largement entre les auteurs, en fonction de la hiérarchisation des séquences choisie par ceux-ci et ne sera pas discuté ici.

2. Les amplitudes des variations eustatiques

Les amplitudes des variations de la charte de Haq *et al.* (1988) sont très élevées, incluant des variations de 100 m et plus, à l'intérieur de séquences de troisième ordre. Ceci est particulièrement visible durant les phases de chute du niveau marin (la chute du Turonien supérieur dépasse les 140 m d'amplitude). Les valeurs avancées par les autres auteurs (Miller *et al.*, 2004 ; Sahagian *et al.*, 1996 ; Gale *et al.*, 2004) sont comparables entre elles et d'amplitude moindre. Elles ne dépassent pas 70 m à l'échelle du Crétacé supérieur et sont inférieures ou égales à 50 m à l'échelle des variations de troisième ordre.

Une surévaluation de l'amplitude des chutes eustatiques par les auteurs de la charte de Haq *et al.* (1988) est probable. Les chutes principales du niveau marin, du Cénomaniens moyen et du Turonien supérieur, identifiées par ces auteurs par Haq *et al.*, (1988) correspondent à des variations climatiques importantes (Paul *et al.*, 1994 ; Wiese et Voigt, 2001 ; Pucéat *et al.*, 2004). Elles sont probablement associées à des augmentations importantes du flux sédimentaire. Or, du fait que la charte de Haq *et al.* (1988) a principalement été construite à partir de l'étude sur des marges grasses, un flux important aura pour conséquence une avancée très amplifiée des profils de dépôts et une surestimation de l'amplitude de chute du niveau marin. Ceci pourrait expliquer en partie les valeurs très importantes observées sur la charte de Haq.

3. Position des MFS majeures

La position des MFS majeures varie selon les études :

- la MFS majeure du Crétacé supérieur est d'âge turonien inférieur pour Haq *et al.* (1988) et Sahagian *et al.* (1996) ;
- pour Hancock (1990), la MFS majeure de l'intervalle Cénomaniens-Turonien est d'âge turonien moyen (le Turonien inférieur correspondant d'après celui-ci à une phase de chute du niveau marin). La MFS majeure de l'intervalle Campanien se situe dans le Campanien supérieur ;
- enfin Miller *et al.* (2004) positionnent la MFS majeure du Crétacé supérieur au niveau du Cénomaniens moyen.

2.1.2. Variations à l'échelle d'un ou de plusieurs étages

Dans le détail, les points suivants peuvent être mis en évidence :

1. Cénomaniens-Turonien

A l'échelle du Cénomaniens, qui est l'un des étages les plus travaillés, on observe les différences et points communs suivants entre les auteurs :

- La position de la MFS majeure de l'intervalle Cénomaniens-Turonien est, nous l'avons vu précédemment, différente selon les auteurs.
- Une transgression continue de la base jusqu'au sommet du Cénomaniens, est avancée par Gale *et al.* (2004). Ceci est globalement en accord avec Sahagian *et al.* (1996), Hancock (1990) et Haq *et al.* (1988). A l'inverse, Miller *et al.* (2004) placent une MFS majeure au début du Cénomaniens moyen. Ils avancent ensuite une chute progressive, s'achevant dans le Turonien supérieur.
- Gale, Sahagian, Hancock et Haq considèrent tous le Cénomaniens moyen comme une phase de relativement bas niveau marin. Gale inscrit à l'inverse des autres auteurs, cette phase de bas niveau marin dans une grande tendance transgressive. L'ensemble du Cénomaniens moyen correspond à une période de relativement bas niveau marin pour Hancock (1990). Le plus bas niveau du Cénomaniens moyen est identifié, soit durant le début du Cénomaniens moyen (zone à Inerme) pour Gale *et al.* (2004), soit autour de la limite entre les zones à Rhotomagense et à Jukesbrownei pour les autres auteurs. Une chute du niveau marin est identifiée par tous les auteurs dans la partie supérieure du Cénomaniens moyen.
- De la même façon, une chute de moindre ampleur est identifiée par tous les auteurs durant la fin du Cénomaniens supérieur (zone à Geslinianum ou zone à Judii suivant les auteurs).

AGES ABSOLUS	ECHELLE BIOSTRATIGRAPHIQUE INTÉGRÉE (OGG et al., 2004)									
	ÉTAGES	ÉCHELLE COMPOSITE DES MACROFOSSILES	AMMONITES	NANNOFOSSILES CALCAIRES	FORAMINIFÈRES PLANCTONIQUES					
70-75 Ma	U	<i>B. lanceolata</i> <i>Belammina "fangei"</i> <i>Bel. "imicola"</i>	<i>Mastozoeras livati</i>	Zones (Sissingh, 1977) Bio-événements Transilivus phaeolus Aspid. parvus (f. parca) Bukh. magnus (f. f. f.) Eliell. chinus Quadrum trifidum Quadrum sasighii Gentoth. adaluis	Zones Bio-événements Globotrunc. ganseri Globotrunc. aegyptica Gav. G.C.					
						M	<i>Belammina mucronata</i>	<i>Basitychoceras polylocum</i>	CC23 CC22 CC21 CC20 CC19	Globotrunc. calcitrans Globotrunc. ventricosa G.C.
80-85 Ma	M	<i>Mastodermis</i> <i>Tintinninus socialis</i> <i>Micreas concipium</i>	<i>paraplutum</i> <i>gulficus</i> <i>P. serato-magnatus</i> <i>Gaurimarga</i> <i>Peritridium</i> <i>Em. praecoxianus</i>	<i>Aspid. parvus parvus</i> <i>Coboceras</i> <i>L. coynei</i> <i>Lanthiporus</i>	CC17 CC16 CC15	D. asyrtica D. conyaria				
							85-88.5 Ma	U	<i>Micreas concipium</i>	<i>paraplutum</i> <i>gulficus</i> <i>P. serato-magnatus</i> <i>Gaurimarga</i> <i>Peritridium</i> <i>Em. praecoxianus</i>
88.5-89.3 Ma	M	<i>Micreas concipium</i>	<i>paraplutum</i> <i>gulficus</i> <i>P. serato-magnatus</i> <i>Gaurimarga</i> <i>Peritridium</i> <i>Em. praecoxianus</i>	<i>Aspid. parvus parvus</i> <i>Coboceras</i> <i>L. coynei</i> <i>Lanthiporus</i>	CC10 CC9	D. conyaria D. asyrtica D. conyaria D. asyrtica				
							89.3-90 Ma	U	<i>Micreas concipium</i>	<i>paraplutum</i> <i>gulficus</i> <i>P. serato-magnatus</i> <i>Gaurimarga</i> <i>Peritridium</i> <i>Em. praecoxianus</i>
90-93.5 Ma	M	<i>Micreas concipium</i>	<i>paraplutum</i> <i>gulficus</i> <i>P. serato-magnatus</i> <i>Gaurimarga</i> <i>Peritridium</i> <i>Em. praecoxianus</i>	<i>Aspid. parvus parvus</i> <i>Coboceras</i> <i>L. coynei</i> <i>Lanthiporus</i>	CC4 CC3 CC2 CC1	D. conyaria D. asyrtica D. conyaria D. asyrtica				
							93.5-95 Ma	U	<i>Micreas concipium</i>	<i>paraplutum</i> <i>gulficus</i> <i>P. serato-magnatus</i> <i>Gaurimarga</i> <i>Peritridium</i> <i>Em. praecoxianus</i>
95-99.6 Ma	M	<i>Micreas concipium</i>	<i>paraplutum</i> <i>gulficus</i> <i>P. serato-magnatus</i> <i>Gaurimarga</i> <i>Peritridium</i> <i>Em. praecoxianus</i>	<i>Aspid. parvus parvus</i> <i>Coboceras</i> <i>L. coynei</i> <i>Lanthiporus</i>	CC-2 CC-3	D. conyaria D. asyrtica D. conyaria D. asyrtica				
							99.6-100 Ma	U	<i>Micreas concipium</i>	<i>paraplutum</i> <i>gulficus</i> <i>P. serato-magnatus</i> <i>Gaurimarga</i> <i>Peritridium</i> <i>Em. praecoxianus</i>

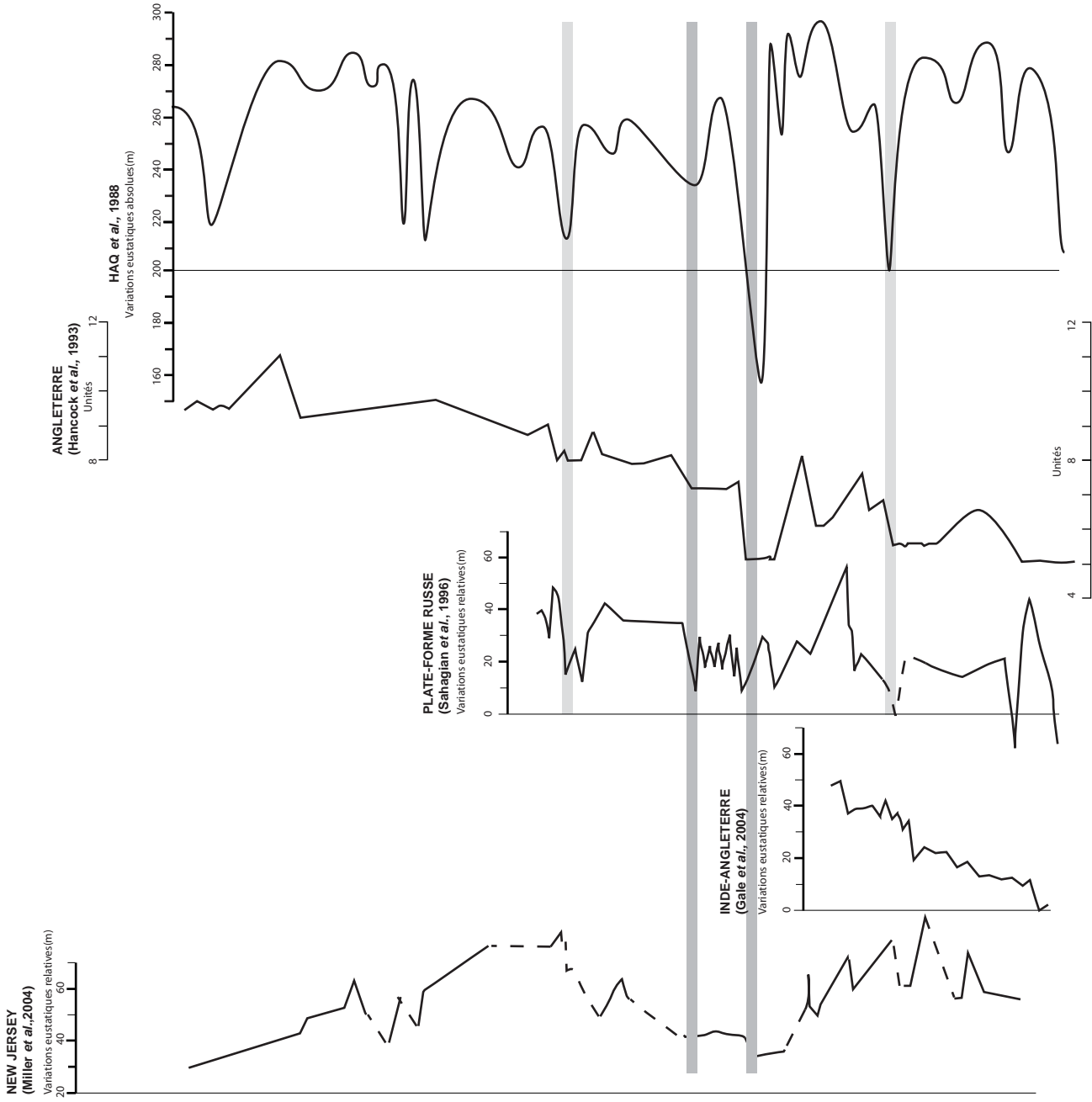


Figure A.39: Comparaison des différentes chartes eustatiques pour le Crétacé supérieur, recalées par rapport à l'échelle biostratigraphique utilisée dans ce travail

--- INCERTITUDE SUR L'ÂGE

--- Zones d'incertitudes des courbes de Miller et al. (2004) et Sahagian et al. (1996)

--- Chute du niveau marin contemporain d'après toutes les courbes

--- Chutes du niveau marin contemporain d'après Sahagian et al. (1996), Hancock (1990) et Haq et al. (1988)

2. Turonien supérieur-Campanien

Tous les auteurs placent une chute majeure du niveau marin dans le Turonien supérieur.

Tous s'entendent pour faire figurer au-dessus de cette chute, une période de relativement bas niveau marin jusqu'au Coniacien moyen.

Une transgression, dont la magnitude est variable suivant les auteurs, a lieu aux alentours de la limite Turonien-Coniacien.

De la même façon, une grande tendance transgressive s'observe dans toutes les courbes, à partir du Coniacien moyen.

Cette grande tendance s'achève soit au début du Campanien d'après Miller *et al.* (2004), soit dans le Campanien supérieur d'après Haq *et al.* (1988) et Hancock (1990).

- A l'intérieur de cette tendance transgressive, les variations avancées par les auteurs diffèrent largement dans l'intervalle Coniacien moyen-Santonien supérieur, ceci à l'exception de Hancock (1990) et Sahagian *et al.* (1996) qui identifient tous deux une légère chute durant le début du Santonien, suivie d'une transgression dans le Santonien inférieur à moyen.
- Une phase de chute au troisième ordre est identifiée par tous les auteurs autour de la limite Santonien-Campanien. Elle est légèrement antérieure d'après Miller *et al.* (2004), mais la datation de cette séquence dans le New Jersey souffre d'une incertitude biostratigraphique importante.

Les courbes eustatiques de la plate-forme russe (Sahagian *et al.*, 1996) et de la Grande-Bretagne (Hancock, 1990) présentent une similitude frappante. Les seuls points de différence se trouvent au début du Cénomaniens et au Turonien inférieur et moyen.

- Sahagian *et al.*, (1996) identifient une MFS importante au sommet de l'Albien puis un intervalle cénomaniens correspondant à un relativement bas niveau marin jusqu'au début du Cénomaniens supérieur. A l'inverse Hancock (1990) place l'Albien supérieur dans une période de relativement bas niveau marin, suivie d'une transgression importante durant le Cénomaniens inférieur.
- De la même façon, la position de la MFS majeure de l'intervalle Cénomaniens-Turonien diffère (Turonien inférieur d'après Sahagian *et al.*, 1996 ; Turonien moyen selon Hancock, 1990).

Hormis ces légères différences, la forte similitude des deux courbes suggère qu'elles sont représentatives d'une grande partie de l'Europe du Nord, et donc que des conditions tectoniques très similaires affectaient la plate-forme russe et la Grande-Bretagne. Ces courbes fournissent donc une courbe de référence particulièrement intéressante pour l'étude du Bassin de Paris.

En conclusion, l'ensemble des auteurs s'entend pour identifier deux phases de haut niveau marin durant les intervalles Cénomaniens-Turonien et Campanien, séparées par une phase de niveau marin plus bas durant le Turonien supérieur-Coniacien inférieur. Les positions des MFS majeures de ces intervalles varient cependant largement suivant les auteurs.

Nous retiendrons les points suivants :

- Les événements communs (eustatiques) sont :
 - l'existence d'une phase de bas niveau marin, voire d'une chute durant le Cénomaniens moyen ;
 - la présence d'une chute durant le Cénomaniens supérieur ;
 - une chute majeure au Turonien supérieur, suivie d'une période de relativement bas niveau durant le Coniacien inférieur. On notera que la chute du Turonien supérieur correspond à un événement climatique (refroidissement, donc probablement global) mais aussi à une phase de réorganisation cinématique importante affectant l'Europe et l'Atlantique-Nord (cf partie III). Cette phase est donc susceptible d'affecter tous les lieux d'élaboration des chartes eustatiques. Une surestimation de l'amplitude de cette chute dans toutes les courbes est alors envisageable ;
 - une transgression depuis le Coniacien moyen jusqu'au Campanien (l'âge de la MFS de cette tendance variant suivant les auteurs), à l'intérieur de laquelle une chute est bien identifiée autour de la limite Santonien-Campanien.
- On notera par ailleurs que la MFS du Turonien inférieur, considérée par Haq *et al.* (1988) comme la MFS majeure du Crétacé supérieur, n'est considérée comme telle que par Sahagian *et al.* (1996). Elle est considérée par Miller *et al.* (2004) comme une MFS d'ordre inférieur, tandis que Hancock (1990) considère cette période comme une phase de chute du niveau marin.
- Les amplitudes de la charte de Haq *et al.* (1988) sont régulièrement de deux fois supérieures à celles des autres courbes. Les valeurs de ces dernières semblent donc les plus valides.
- La similitude des courbes dans l'intervalle Turonien supérieur-base Campanien amène à considérer qu'un signal eustatique est effectivement identifié durant cet intervalle, ce qui n'est pas le cas pour les dépôts antérieurs.

Chapitre B.
Sédimentologie de la Craie

B. Sédimentologie de la Craie

Les trois zones d'études principales (Touraine, Normandie, Centre du Bassin (Craie 700 et Yonne) ont fait l'objet de la définition de trois modèles de faciès différents. Ces trois zones d'étude correspondent à trois zones paléogéographiques différentes, reconnues précédemment pour le Cénomaniens et le Turonien (Juignet et Louail, 1987 ; Robaszynski et Alcaydé, 1982). Le Sud Ouest du Bassin de Paris, et en particulier la Touraine peut être considéré comme une zone proximale, la Normandie comme une zone intermédiaire, le centre du Bassin de Paris correspond à une zone plus profonde. La Normandie montre le plus grand nombre d'affleurements et permet à la faveur du jeu des grands accidents Fécamp-Lillebonne et Pays de Bray, de corréler différentes coupes distantes de plusieurs dizaines de kilomètres. Cette zone nous a permis de proposer un modèle de faciès de la Craie à des profondeurs intermédiaires (article, prêt à soumettre à *Sedimentary Geology*). Les deux autres zones d'étude permettent de compléter le modèle de faciès dans une position proximale (Touraine), ainsi que dans une position plus distale (Centre du Bassin). Nous présenterons donc tout d'abord le modèle de faciès établi en Normandie, puis nous le compléterons à ses deux extrémités par l'étude des deux autres zones.

A waterdepth model for the Normandy Chalk (Cenomanian-Middle Coniacian, Paris Basin, France) based on shell concentrations, hiatal surfaces and metric-scale cycle records.

Eric LASSEUR ^{a*}, François GUILLOCHEAU^a, Cécile ROBIN^a, Franck HANOT^b, Denis VASLET^b, Renaud COUEFFE^c and Didier NERAUDEAU^a

^a *Géosciences Rennes, UMR 6118, Université de Rennes I, 35042 Rennes cedex, France.*

^{*}*Corresponding author (e-mail): eric.lasseur@univ-rennes1.fr*

^b *BRGM, 3, avenue Claude Guillemin, BP 6009, 45060 Orléans Cedex 2, France*

^c *BRGM, Parc de la vatine, 10 rue sakharov 76130 Mont-Saint-aignan, France.*

To be submitted to *Sedimentary Geology*

Abstract

We propose a waterdepth model for the Chalk of the Paris Basin, based on the lateral variations of the high-frequency metre-scale cycles, which are characteristic features easy to identify in the field. The studied outcrops are the Cenomanian - Middle Coniacian cliffs of Normandy. The main result of this study is to highlight the importance of storm activity in the deposition of the Chalk. The waterdepth model is based on storm-induced shell concentrations observed within the two components of the metre-thick cycles: the depositional member itself and the top hiatal surface.

Six types of shell concentrations are defined, along with seven types of depositional facies making up the depositional units, as well as eight types of hiatal surface. Three cycle associations, differing in their thickness and the amount and type of non-carbonate constituents, can be identified in the Lower to Upper Cenomanian, the Upper Cenomanian to Lower Turonian and the Middle Turonian to Middle Coniacian.

A waterdepth profile model for all these cycles is based on the shell concentrations and a “depth” equivalence is proposed between the three cycle associations (lateral “facies” substitution diagram). This model is tested using paleocological data (irregular echinoids) and by correlating field sections in terms of stacking patterns. Most of the studied deposits were accumulated above the storm wave base (upper offshore zone).

Keywords: Chalk; Late Cretaceous; Paris Basin; Depositional facies; Shell concentrations; Hiatal surfaces; Cycles; Storm deposits; Paleocology; Echinoids.

1. Introduction

Chalk is the characteristic deposit of the Late Cretaceous in Northwest Europe. However, its sedimentology, as well as its depositional environment, is still relatively poorly known. The Chalk has long been considered as monotonous, pure pelagic sediment, mainly deposited by settling (Robaszynski *et al.*, 1982). Recent studies (Kennedy, 1987; Surlyk, 1997) pointed out that the Chalk can be deposited in environments ranging from shelf-sea (Denmark cliff outcrops) to deeper settings under the effect of gravity-driven currents (Central North Sea).

Few sedimentological studies have been carried out on the classical Chalk outcrops of Normandy (Paris Basin) since the work of Quine and Bosence (1991). These authors defined thirteen facies based on textures and faunal contents. They focused on the large-scale lenticular stratal geometries (few hundreds of

metres wide) of the Etretat cliffs, which are interpreted as resulting from strong unidirectional bottom currents. Unfortunately, they did not propose any facies zonation along a waterdepth profile. Therefore, while their facies model successfully described these geometries, it is difficult to use it to define facies changes through time and space. Such an approach depends on a definition of stratigraphic cycles, leading to a 3D reconstruction of the geometry of the Chalk by correlations based on the principle of stacking patterns (Van Wagoner *et al.*, 1988, 1991).

The present study aims to propose such a sedimentological model, based on observations of the Normandy cliffs (Paris Basin-NW France). Chalk is a highly bioturbated sediment, and consequently the primary sedimentary structures are poorly preserved. Another characteristic feature of the Chalk is the occurrence of cycles ranging in thickness from a few tens of centimetres to the metre-scale. Chalk-marls alternations are well known in the Cenomanian deposits of the Anglo-Paris Basin. Other cyclicities have been highlighted, such as chalk-hardground cycles in South Britain (Kennedy and Garrison, 1975), or chalk-chert cycles in Normandy (Juignet, 1980). These cycles are usually capped at their top by various hiatal levels, termed “omission surfaces”, “nodular chalk” and “hardgrounds” by Kennedy and Garrison (1975). These syn-sedimentary lithifications are picked out by pene-contemporaneous precipitation of flint (Juignet, 1980). For the Cenomanian deposits, chalk-marl cycles have been correlated over large areas (Gale, 1995). These cycles therefore correspond to the elementary stratigraphic units of the Chalk.

The purpose of this study is to define a waterdepth profile model of the Chalk based on the lateral variations of these high-frequency cycles and their two components, the depositional lower part and the top hiatal surface. This waterdepth model is based on the signature of metre-scale cycles, and is calibrated using the preserved shell concentrations within both the depositional and the hiatal members. Shell concentrations closely reflect the hydrodynamics of the sedimentary environments, and thus the waterdepth at the time of deposition (Kidwell *et al.*, 1986; Fürsich & Oschmann, 1993). We present here the results of a study carried out on the Cenomanian to Middle Coniacian deposits of the Normandy cliffs. The validity of this waterdepth profile is then tested using paleoecological data and stratigraphic correlations, based on event stratigraphy and stacking patterns.

2. Geological setting.

2.1. Basin evolution and Cretaceous paleogeography (Fig. 1)

The Paris Basin is an intracratonic (sag) basin, mainly characterized by thermal subsidence taking place from the Triassic to the early Late Cretaceous, being the consequence of Permian tectonic extension (Brunet and Le Pichon, 1982, Le Solleuz *et al.*, 2004). The sedimentary infilling of the Paris Basin records the main geodynamic events of the western part of the Eurasian plate, from the opening and closure of Tethys to the different stages of opening of the Atlantic Ocean (Guillocheau *et al.*, 2000).

After Early Cretaceous siliclastic deltaic and estuarine sedimentation (Wealden and Greensand facies), resulting from the Biscay Bay opening (Guillocheau *et al.*, 2000), the Cenomanian corresponds to the progressive development of a carbonate platform with deposition of Chalk. Deltas were still active in the southwestern part of the basin, fed by erosion of the Armorican Massif (Juignet, 1974) that represents the remnant of the rift shoulders. In this setting, during the Cenomanian, Chalk was accumulated in Normandy at a distance of less than 200 km from deltaic deposits (Juignet and Louail, 1987; Fig. 1). The Early Turonian corresponds to a major flooding of the basin margins (Armorican Massif and Ardennes), with onlaps occurring onto both of these basement domains. At that stage, the basements were planed down and there was no deltaic input. From the Turonian to the Maastrichtian, Chalk sedimentation became dominant all over the Paris Basin.

2.2. Stratigraphy and tectonic framework (Fig. 2 and 3)

Cenomanian to Middle Turonian deposits are well dated by ammonites and inoceramid faunas (Juignet and Breton, 1992, Robaszynski *et al.*, 1998). For the Middle Turonian to Middle Coniacian sediments, we refer to echinoid biostratigraphy (Juignet and Breton, 1992) and event stratigraphy based on the identification of marker beds (Mortimore and Pomerol, 1987; Amédéo and Robaszynski, 2001). Over the studied time interval, five main lithological units can be defined (Fig. 2) that we can tie into both French and English (see Fig. 2) lithostratigraphies.

- The Early Cenomanian is recorded by glauconitic marly chalks with numerous hardgrounds (« Craie glauconieuse » Formation, Juignet, 1974).

- Middle Cenomanian to Late Cenomanian (*Calycoceras naviculare* zone) deposits correspond to an alternation of marly and flinty chalks (« Craie de Rouen » Formation, Juignet, 1974).
- End-Cenomanian (*Metoicoceras geslinianum* zone) and Early Turonian deposits correspond to nodular, more or less marly chalks with numerous hardgrounds (« Craie d'Antifer » Formation, « Craie du Cap-Fagnet » Member (= lower part of the « Craie du Tilleul » Formation), Juignet, 1974).
- Middle Turonian deposits correspond to slightly grey chalks with marly layers called « Craie du Val-St-Nicolas » Member (= upper part of the « Craie du Tilleul » Formation) and « Craie de Senneville » Formation of Juignet and Breton, 1992).
- Late Turonian to Middle Coniacian deposits correspond to slightly grey chalks with several levels of hardgrounds and nodular chalks (« Craie de St-Pierre-en-Port » Formation, Juignet, 1991).

The Normandy cliffs extend across three different tectonic blocks separated by two NNW-SSE-trending major discontinuities, the Fécamp-Lillebonne and the Pays-de-Bray faults (Fig. 3). From West to East, the data for the three sections used here (Fig. 3) are compiled from i) the St Jouin-Bruneval section (Upper Albian to Middle Turonian), between the two major faults (Fécamp-Lillebonne and Pays-de-Bray), ii) the Fécamp-Veuiltes section (Upper Cenomanian-Lower Campanian), immediately east of the Pays de Bray fault, and iii) the Penly section (Lower Turonian to Middle Coniacian).

3. The metre-scale cycles of the Normandy Chalk

3.1 Description of the St Jouin-Bruneval section: identification of metre-thick cycles (Fig. 4)

The St Jouin-Bruneval outcrop is a 15 m-thick section of the “Craie Glauconieuse” Formation of Early Cenomanian age. Three different types of hiatal surface are encountered (Fig. 4): hardgrounds, firmgrounds and softgrounds. These hiatal surfaces separate cycles (or stratigraphic units) ranging in thickness from 0.3 to 1.4 m. In terms of grain-size, the cycles can be coarsening-upward or homogenous, being composed of Chalk that can be defined as a bimodal bioclastic carbonate sediment. The finer-grained component (silt-size) is made up of two types of bioclasts: i) intensely broken bioclasts and ii) calcispheres, foraminifers and siliceous sponge spicules. The ratio between those two types of bioclasts changes through time, with predominant broken bioclasts in the Cenomanian (60%) and calcispheres in the Middle Turonian (60-70%). The coarser-grained component (fine to coarse-grained bioclastic sands) is made up of more or less broken bioclasts, dominated by echinoderms and inoceramids, but also containing brachiopods, bryozoans and sponges. The siliciclastic component, mainly clay and quartz, accounts for less than 5 to 10% of the whole sediment. Two contrasting types of metre-scale cycles can be observed in the St Jouin-Bruneval section (Fig. 4).

The coarsest-grained cycle is a 1.4 m-thick unit composed of coarsening-upward member, grading from medium to coarse-grained bioclastic sands and from packstone to packstone-grainstone, capped at the top by a hardground. The coarsening-upward member is moderately bioturbated with numerous *Thalassinoides*. Both the coarsening-upward member and the hiatal surface contain shell concentrations composed of disarticulated, broken, loosely to densely packed bioclasts.

The finest-grained cycle is a 0.6 m-thick unit composed of coarsening-upward member, grading from silts to very fine-grained sands and from mudstone-wackestone to wackestone, capped at the top by a softground. The coarsening-upward member is highly bioturbated with *Chondrites* and *Zoophycos*. Some shells are preserved, including some more or less broken, dispersed to loosely packed bioclasts.

To summarize, the **elementary stratigraphic units** of the Normandy Chalk are made up of cycles from a few tens of cm to about one metre in thickness, each composed of two members: (1) a **depositional** interval, mostly coarsening-upward and (2) a condensed horizon, the **hiatal surface** (hardgrounds, firmgrounds and softgrounds). These cycles correspond to the elementary stratigraphic units that have been correlated across Western Europe (Gale, 1995), exhibiting a time duration compatible with the variation of Milankovitch's orbital parameters (Gale *et al.*, 1999). They correspond to the high-frequency cycles called parasequences (Van Wagoner *et al.*, 1988; 1991, etc.) or genetic units (Homewood *et al.*, 1992), which are the elementary stratigraphic units of the sequence stratigraphic nomenclature (6th-order cycles).

3.2 The different cycle associations of the Normandy Chalk

For the same mean grain-size of the depositional member and a given type of hiatal surface, the metre-scale cycles show a time-evolution in their mean lithology and detailed facies succession. This can be explained by a variation of the siliciclastic supply and/or carbonate production, reflecting a change of the preservation rate (accommodation space available) of the metre-scale cycles through Cenomanian to Middle Coniacian times.

The Cenomanian deposits (West Melbury and Zig Zag Chalk Formations of the English lithostratigraphy, Fig. 2) correspond to a flinty chalk with frequent chalk-marl alternations, associated with a more or less abundant siliciclastic component (clay and quartz). The thickness of the metre-scale cycles varies from 0.3 to 1.5 m.

The Lower Cenomanian-Lower Turonian deposits (Holywell Nodular Chalk Formation, Fig. 2) are nodular chalks with numerous hardgrounds. The siliciclastic component is poorly developed. The thickness of the metre-scale cycles is around 0.1 to 0.8 m, which is less than for the Cenomanian and Middle Turonian cycles. The Early Turonian is a period of low preservation of these metre-scale cycles.

The Middle Turonian-Middle Coniacian deposits (New Pit Chalk and Lewes Nodular Chalk of the English lithostratigraphy, Fig. 2) correspond to white to slightly grey chalks with little or no siliciclastic supply. Most of the clay layers are bentonites (Wray, 1999). The thickness of the metre-scale cycles varies from 0.3 to 1.3 m.

Let us now consider the example of a metre-scale cycle with a depositional member made up of fine-grained bioclastic sands with a wackestone-packstone texture, and a hiatal member corresponding to a firmground with an erosional top. Whatever their age, all these cycles are of coarsening-upward type. In the Cenomanian, the cycles typically have a thickness of 0.8 m, and the depositional member, which is moderately bioturbated by *Thalassinoides*, has a marly base. In the Lower Turonian, the average cycle thickness is 0.4 m, while the depositional member is composed of grey chalk, extensively bioturbated by *Thalassinoides* (nodular shape) with no siliciclastic component. In the Middle Turonian-Middle Coniacian, the cycles exhibit a typical thickness of 0.8 m.

As a result, we need to build three models of metre-scale cycles for each time interval and discuss their spatial equivalence along a waterdepth profile.

3.3. Methodology.

As stated above, the objective of this paper is to build a waterdepth profile model based on the zonation of the different types of metre-scale cycles and their two components: the depositional member and the hiatal surface. The key point is the occurrence of shell concentrations and erosional surfaces associated with both the depositional members and their overlying hiatal surfaces. The texture of the shell concentrations, the nature and the shape of the erosional surfaces, but also the occurrence of sedimentary structures such as HCS or grading, are used to characterise the type and the velocity (“energy”) of the flow regime controlling deposition. These hydrodynamic characteristics provide a means of ranking the depositional environments along a waterdepth profile. One of our objectives is to localise the storm wave base along this relative waterdepth profile. To achieve this, we need to identify storm deposits within this extensively bioturbated sediment and recognise the type of metre-scale cycle associated with the ?end/waning of storm-related activity.

This waterdepth model proposed should be consistent with the information provided by the different trace fossil associations. For this purpose, we use the characteristic ichnofacies recognised in the Chalk of Northwestern Europe, which allow us to differentiate shelf from deep-sea chalks and estimate the relative waterdepth of the shelf (Ekdale and Bromley, 1984).

This study was carried out in four steps: (1) analysis of the different types of shell concentrations, (2) study of the different chalk (depositional) facies and hiatal surfaces, (3) characterisation of the depositional processes controlling the formation of the shell concentrations, depositional facies and hiatal surfaces and (4) definition and ranking of the different metre-scale cycles along a waterdepth profile. This waterdepth profile model was tested using two different approaches: echinoid paleoecology and stratigraphic correlations based on event and sequence stratigraphy.

4. The different components of the cycles

4.1 Shell concentrations (SC, Fig. 5)

Shell concentrations are a common feature in depositional facies as well as sediments located just above the hiatal surfaces, being composed of layers of more or less fragmented bioclasts with a thickness ranging from few mm to a few tens of cm. We use the term “shell” here in a broad sense, i.e. including biomineralisations formed by the following invertebrates: bivalves, echinoids, brachiopods, bryozoans and serpulids. Shell concentrations show a range of different textures, whether the setting is depositional or not, thus providing a useful record of the hydrodynamics of the depositional environment (Fürsich and Oschmann, 1993). They indicate (1) the occurrence of flows, (2) their steadiness/regularity (3) their velocity (« energy ») and sometimes (4) their type, unidirectional or oscillatory (Fürsich and Oschmann, 1993). As mentioned above, the use of these criteria forms the basis of the relative waterdepth estimation. The identification and classification of shell concentrations are based on the criteria defined by previous authors (Kidwell *et al.*, 1986; Kidwell, 1991; Kidwell and Holland, 1991; Fürsich and Oschmann, 1986, 1993):

- (1) the extent (or rate) of **fragmentation** of the bioclasts (ranging from disarticulated to broken shells - slightly to intensely fragmented), their **preservation** (abrasion, corrosion, borings and/or encrustations) and the effect on **grain-size** (mean, modal distribution and sorting index),
- (2) the **packing** of the bioclasts (Kidwell and Holland, 1991), from dispersed to densely packed,
- (3) the **bedding** and **sedimentary structures**, such as intensity of bioturbation and, when hydrodynamic sedimentary structures can be identified, i) the occurrence of shell beds, indicating non-permanent vs. permanent flow conditions, ii) the nature of erosional surfaces, a good tool for distinguishing between oscillatory and unidirectional flows, etc.

In our classification and interpretation of the shell concentrations, we take into account the nature of the primary shells, e.g. with easily broken single-piece tests, such as echinoids, or strong shells with two valves, such as some thick bivalves including the inoceramids.

Nine types of shell concentrations (Fig. 5) are identified in the Cenomanian to Middle Coniacian Chalk of Normandy. Their characteristics are summarized in Table 1. They are divided into two groups, labelled SC1 to SC6 for concentrations found in both depositional members and hiatal surfaces, and SCa and SCb for those specific to certain hiatal surfaces.

From SC1 to SC6, the mean **grain-size** decreases, passing from coarse to medium-grained sands, with packstone-grainstone textures in SC1 and SC2, to silt-grade chalks with textures ranging from wackestone to mudstone in SC4 to SC6. The silt-size grains can be made up of intensely broken bioclasts and/or microfaunas (mainly calcispheres, foraminifers and sponge spicules for the Cenomanian). The sorting of the shell concentrations with a dominantly fine-fraction is relatively good for SC4 and poor for SC6.

The **fragmentation** of the coarsest bioclasts also varies from SC1 through to SC6. Shells are nearly all disarticulated from SC1 to SC4. By contrast, complete articulated specimens are dominant in SC6 and can sometimes occur in SC5. The fragmentation changes greatly according to the type of primary shells (Table 1). Shells are moderately to intensely broken for SC1 and SC2, where thick “shells” such as inoceramids and bryozoans are common. Bioclasts are nearly all intensely broken for SC3 and SC4, being mainly composed of thin shells. The fragmentation decreases progressively from SC4 and SC5 through to SC6. Rare complete “shells” can occur in SC5, but are dominant in SC6. Shells frequently show evidence of abrasion in SC1 and SC2, sometimes in SC3, but never in SC4 through to SC6. Highly fragmented silt-sized bioclasts (mainly echinids) make up most of the fine-grained component of SC3b. Microfaunas occur for the first time in SC3a. The ratio between microfaunas and highly fragmented bioclasts increases from SC3a to SC6. Microfaunas account for more than 50 % of the whole sediment in SC4 and SC5.

The **grain-size (or modal) distribution** shows a more complex evolution. SC1 and SC2 are characterized by a bimodal distribution, with a coarse-grained class (shells larger than 1 cm, mostly 2-5 cm) and a finer-grained class (0.5 to 5 mm). SC3 is characterized by an unimodal to bimodal distribution, with a coarse-grained population (shells) ranging from 0.5 to 10 mm. From SC4 to SC6, the grain-size distribution changes from bimodal (in SC4 and SC5) to plurimodal (in SC6). SC6 is composed of bioclasts ranging from dominantly silt-grade (calcispheres, foraminifers and rare macrofaunal debris) to non-fragmented shells of varied grain-size (up to 10 cm).

The **packing** varies from loose to dense in SC1 and SC2, being loose in SC3 and SC4 and dispersed to loose in SC5. Bioclasts are scarce to dispersed in SC6.

Most of the shell concentrations show clear **bedding**, *i.e.* an alternation of fine-grained chalks and shell beds with a thickness ranging from few cm to 15-20 cm. The bioturbation increases in intensity from SC1 through to SC6. This increasing bioturbation can explain the scarcity or absence of bedding in SC5 and SC6. The bedded shell concentrations, *i.e.* SC1 to SC4, frequently display distinct erosional surfaces at their base. They correspond to flat or slightly undulating/wavy surfaces ($\lambda = 1$ m), with large troughs or small scours extending over a few tens of cm (Goldring and Aigner, 1982; Flood, 1983). The depth of the troughs, and hence the intensity of erosion, decreases from SC1 (3-5 cm) to SC3 (1-2 cm). Despite being rather uncommon, some structures can occur locally that correspond to wavy (SC1, $\lambda=1$ m, $h=10$ cm) or planar laminations (SC2, SC3a), as well as small-scale HCS (SC3b, SC4 scarce, $\lambda=50-80$ cm). Normal grading can occur in SC1 through to SC4. Thin (mm-scale) tabular shell layers with crude laminations can be observed in SC4 and SC5 (mainly in thin section). These shell layers are systematically graded, and the coarsest grains are made up of 2 mm-sized intensely broken bioclasts (SC4).

SCa and SCb only occur above the hiatal surfaces, showing marked differences with the other types of shell concentration, *i.e.* SC1 to SC6. SCa corresponds to a plurimodal and poorly sorted shell bed (wackestone-packstone to packstone-wackestone) with diversified bioclasts ranging in size from a few mm to several cm. The preservation of the shells is highly variable, ranging from poorly preserved to bored and/or encrusted, with some possibly phosphatised to better preserved material. Packing is dispersed to loose. No bedding is observed and bioturbation is moderate. These shell concentrations frequently show a flat erosive base with superimposition of small-scale troughs. SCb is a bimodal shell bed (packstone-wackestone), better sorted than SCa, with less diversified bioclasts ranging in size from 5-10 cm (inoceramids) to 2-10 mm (small bivalves). Shell preservation is better. Packing is more pronounced, from loose to dense. The bedding is more distinct, with a preferential occurrence of bioclasts along planar crude laminations. No erosion occurs at the base of the shell bed.

4.2. Depositional facies (DF).

Seven depositional facies can be defined, mainly based on the type of shell concentrations they contain. The shell content decreases from DF1 to DF7. The depositional facies range from coarse-grained highly bioclastic chalk (DF1 and DF2), through fine-grained moderately bioclastic chalk (DF3 to DF5) and, finally, to silt-grade “muddy” chalk (DF6 and DF7). DF1 is characterised by shell concentrations of type SC1 grading to SC2, while DF2 contains SC2 sometimes alternating with SC3 and SC4. DF3 is characterised by SC3a and SC3b (in the Cenomanian, this only applies to SC3a), DF4 by SC4, DF5 by SC5 and DF6 by SC6. DF7 typically lacks any shell concentrations.

The fauna type and diversity change from DF1 to DF7. The abundance and diversity of the benthic fauna are maximal for DF1, DF2 and DF3, but very low for DF7. Echinoderm fragments are among the major constituents of facies DF1 to DF4. Inoceramids and other bivalves are present in DF1 through to DF6. While bryozoans are abundant in DF1 and DF2, some can also occur in DF3 to DF5 and they are absent in DF6 and DF7. The abundance of microorganisms (mainly calcispheres, foraminifers and sponge spicules, typical of the Cenomanian) increases from DF4 to DF7, reaching about 60 % of the bioclastic content in DF4 and up to 95 % in DF7 (Table 2). Foraminifers are particularly abundant in DF5 and DF6. Rare non-biogenic grains are present from the Cenomanian up into the Lower Turonian. In the Cenomanian, DF1 and DF2 contain iron oxide ooids as well as grains of quartz, glauconite and micas (Tab.2). This relatively coarse-grained population is absent from DF4 to DF6, where the only siliclastic component is represented by micas. The intensity of bioturbation increases across the range of depositional facies. From DF1 to DF4, the bioturbation is weak to moderate and the trace fossils are mainly represented by *Thalassinoides*. From DF5 to DF7, the bioturbation increases from moderate to strong. *Thalassinoides* progressively decreases in abundance, whereas *Planolites*, *Teichichnus* and *Zoophycos* become more common. *Thalassinoides* becomes dominant again in DF6 and DF7.

4.3. Hiatal surfaces (Fig. 6)

In this study, we recognize three classical types of hiatal surface: hardgrounds, firmgrounds and softgrounds (Fig. 6). The increasing firmness of the substratum going from the softgrounds to the hardgrounds indicates an increase in duration of the hiatus and hence the degree of condensation (Goldring, 1995). This evolution is independent of the waterdepth at which these different types of hiatal surfaces formed.

The **hardgrounds** of the Normandy Chalk correspond to more or less distinct surfaces overlying bioturbated indurated layers that are 30 to 60 cm thick. They show the classical characteristics of hardgrounds (Bromley, 1975; Fürsich, 1995): i) borings, ii) encrusting faunas (oysters, serpulids), iii) chalk intraclasts (granule to pebble-sized), sometimes coated by mineralisations and iv) a mineralised upper crust. In the context of this study, we did not carry out a petrographic study of the cement to determine the occurrence of syn-sedimentary lithification. Four types of hardgrounds are defined (Fig. 6) based on the morphology of their top surface (erosional or not), the occurrence of different sizes of chalk clasts, the extent and type of mineralisation and the type of shell concentrations at their top. In all these hardgrounds, we find *Thalassinoides* (mainly stenomorphic) as the dominant ichnospecies. They are characterised by a change of the burrow shape through time during the progressive lithification of the sea floor. The burrowers have to adapt to this lithification by walking around the already indurated earlier burrows. The first generation of burrows shows a simple lenticular shape, whereas the later ones display a more complex pattern. The occurrence of stenomorphic *Thalassinoides* is a good indicator of early lithification of the substratum (Bromley, 1975).

- **Type-1 hardgrounds** (HG1) are characterised by an indistinctly/poorly mineralised (iron oxide) top surface, sometimes encrusted by oysters and serpulids, and overlain by two types of intraclasts. These latter comprise i) branched, glauconitic and iron-coated intraclasts (“concretions”), ranging in size from 10 cm to a few tens of dm, ii) granule to pebble-sized subangular to subrounded intraclasts that may or may not be coated. The branched coated intraclasts (“concretions”) result from the in situ reworking of indurated *Thalassinoides*, which are more or less coated, derived from the underlying lithified layer. The subangular to subrounded intraclasts indicate a longer transport with multiple reworking events. Whatever their origin, the intraclasts can be clast-supported or isolated (“floating”) in a coarse-grained bioclastic chalk matrix containing shell concentrations of type SC1, SC2 and sometimes SCa.
- **Type-2 hardgrounds** (HG2) are characterised by a sharp erosive top surface, which is planar or with trough scours (10-20 cm deep and a few metres wide). The top surface, frequently mineralised by iron oxide and glauconite, can be bioturbated by *Skolithos* and bored by various organisms. The troughs are infilled by granule- to small pebble-sized intraclasts, that may or may not be coated, frequently overlain by SCa shell concentrations.
- **Type-3 hardgrounds** (HG3) are characterised by a sharp, more or less erosive, top surface with possible mineralization by iron oxide and phosphate (dominant). HG3 is characterised by numerous holes, corresponding to unfilled or non-indurated *Thalassinoides* burrows. Based on the morphology of the top surface, we can define two subtypes of HG3 that are both characterised by a flat erosional top surface. However, in the case of HG3a, we observe some small scours a few centimetres deep (3-5 cm reaching 10 cm) and a few tens of cm wide. Although borings are frequent, they are better preserved in HG3b. This implies that i) the flat surface of HG3b records little erosion and ii) the small scours apparent on the flat surfaces of HG3a suggest an higher erosion rate. HG3a scours are filled by angular granule to pebble-size intraclasts, more or less clast-supported, which are overlain by shell concentrations of type SC2 and sometimes SC3a. HG3b is overlain by SCa and SC3a shell concentrations, associated with dispersed granules.
- **Type-4 hardgrounds** (HG4) have a clearly distinct and very irregular top surface. There are no iron oxide or phosphate mineralizations, and intraclasts are absent. Towards the top irregular surface, the bioturbated and indurated layer passes upward into branched lithified *Thalassinoides* burrows filled by the overlying fine-grained chalk with SC4 and SC5 shell concentrations.

The two field criteria of hardgrounds, which indicate syn-sedimentary lithification of the sea floor (borings and encrusting organisms), were not systematically found in the four types of hardgrounds defined here. The common feature in these four hardgrounds is the occurrence – just below the top surface - of an indurated layer with stenomorphic *Thalassinoides*, indicating early lithification. Hardgrounds with no mineralised crust, and which also lack borings, encrusted faunas or intraclasts, can be interpreted as poorly developed hiatal surfaces corresponding to the incipient hardgrounds of Bromley (1975). On the contrary, hardgrounds with a well-developed mineralised crust indicate a longer duration of sedimentary condensation.

The **firmgrounds** correspond to distinct surfaces overlying (10-20 cm) bioturbated layers that exhibit two types of burrows (mainly *Thalassinoides*), namely, deformed and undeformed. The deformed burrows indicate compaction, which is characteristic of firmgrounds. The uncompacted and undeformed burrows are produced in dewatered sediments. Such incompletely dewatered sediments are characteristic of firmgrounds (Taylor *et al.*, 2003). Stenomorphic *Thalassinoides* indicating induration of the sediment are not systematic and occur just below the surface. Although firmgrounds are characterized by the *Glossifungites* ichnofacies,

this association is frequently difficult to observe (Taylor *et al.*, 2003). Two main types of firmgrounds are identified here (Fig. 6).

- **Type-1 firmgrounds** (FG1) are chiefly characterised by a planar to wavy/undulating top erosional surface, with an amplitude of a few cm and a wavelength of 20-30 cm, with possible superimposed small scours (2-3 cm deep and 10 cm wide). Their surface is overlain by distinct shell concentrations (SC3a and SCb) with frequent chalk intraclasts (granule-sized).
- **Type 2 firmgrounds** (FG2) are characterised by a more irregular top surface with no evidence of erosion. Their surface is overlain by SC4 and SC5 shell concentrations .

The **softgrounds** correspond to distinct surfaces overlying (10-20 cm) *Thalassinoides*-bioturbated layers characterised by poorly distinct, highly deformed burrows. Those burrows were formed in not totally dewatered sediments, later deformed by compaction (Taylor and Goldring, 2003). Two types of softgrounds are defined here (Fig. 6).

Type-1 softgrounds (SG1) are characterised by a planar erosional top surface and/or small-scale scours similar to those of FG1, overlain by SC3a and SCb shell concentrations .

Type-2 softgrounds (SG2) are characterised by the absence of erosion or shell concentrations. Endobenthic echinoids are preserved in life position within the underlying sediments.

4.4. Interpretation (Fig. 7a)

The bedding pattern of the shell concentrations, an alternation of fine-grained chalk with layers of shells, indicates that they record discontinuous transient flow conditions (episodic flows). The occurrence of erosional surfaces at the base of some shell concentrations implies deposition by transient flows, while the erosional activity/intensity indicates high flow regime conditions (episodic high « energy » flows). The presence of HCS and small troughs indicates that these episodic flows have an oscillatory component (Sherwood and Greenwood, 1989; Myrow & Southard, 1991, 1996; Cheel & Leckie, 1993). This suggests that most of the Normandy Chalk facies were deposited under the action of storms, i.e. by transient episodic oscillatory flows (Goldring & Bridges, 1973). This is in good agreement with the environmental data provided by the faunas that suggest typical shelf conditions (Monciardini, 1978; Juignet and Breton, 1992). Storms are effectively the main influence on depositional processes in the open shelf, apart from tides and oceanic circulation.

The episodic nature of the shell concentrations, the lack of reworking by permanent flows suggests that all the shell concentrations were deposited below the fair-weather wave base, i.e. in the offshore zone (Reineck & Singh, 1973). The storm wave base, i.e. water depth below which there is no storm-related deposition, can be located at the transition between SC5 and SC6, where we no longer observe any evidence of current activity (mainly mudstone facies, no shell concentrations, etc.). SC1 to SC5 were deposited in the upper offshore, while SC6 was deposited in the lower offshore, i.e. below storm wave base. Because of the increase in bioturbation from SC 1 to SC6, the transition between upper and lower offshore is sometimes difficult to identify. This is in good agreement with the progressive rise in the abundance of the *Zoophycos* ichnospecies in SC5 and SC6, which indicates an increase of the paleodepth (Ekdale and Bromley, 1984). Moreover, an increased paleodepth is suggested by the increase in microfaunas such as calcispheres, sponge spicules and planktonic foraminifers, which become more abundant from SC3 to SC6.

Located between the fair-weather and the storm-wave bases, the **upper offshore zone** is characterised by episodic deposition by storm-related flows. Since the velocity of storm-related flows decreases with increasing waterdepth, we would expect to see changes in the texture/grain-size of the shell concentrations as well as the nature of the erosional surfaces associated with the depositional members and hiatal surfaces. The erosional surfaces are flat to undulating with hummocky shape (on the scale of several metres), containing different types of troughs and scours, cutting down to depths of 1-2 cm to 10-20 cm over a width of 5 cm to a few metres. With increasing depth of depositional setting, the erosional surfaces evolve from flat (high-flow regime conditions) to undulating (decreasing flow regime) and eventually disappear (Myrow & Southard, 1991). The associated troughs and scours record a decreasing depth of incision with increasing waterdepth. The main problem concerning the morphology of the hiatal surfaces is to assess the respective roles played by condensation (duration of the sedimentary break) and the hydrodynamics of the depositional environment, itself a function of the waterdepth. In this study, some hardgrounds, firmgrounds and softgrounds record a decrease in the duration of the sedimentary break from the hardgrounds to the softgrounds (Goldring, 1975). Because such surfaces can exhibit the same type of erosional structures at their top and similar shell

concentrations above, this means that they were formed in the same environment, at the same waterdepth, but with different durations of condensation.

From SC1 to SC6, the shell concentrations show the following trends.

- (1) The mean grain size changes from bimodal medium and coarse-grained bioclastic sand (SC1) to silt (SC6).
- (2) The packing changes from dense to dispersed.
- (3) The texture evolves from packstone-grainstone in SC1 to mudstone-wackestone in SC6.
- (4) The bed thickness decreases from 15-20 cm to a few centimetres, with no bedding structure in SC6.
- (5) The erosional surface evolves from relatively deeply incised troughs (3-5 cm) in SC1 to small scours (1-2 cm) in SC3, with no erosion in SC5 and SC6.
- (6) The depositional sedimentary structures change from planar to metre-scale undulations (SC1 and SC2) through small-scale HCS (SC3b and SC4) to possible storm-graded layers (SC4, SC5). In fact, the mm-thick tabular shell layers with crude laminations (SC4 and SC5) could correspond to the storm-graded layers defined by Aigner and Reineck (1982) and Aigner (1985).

All these data suggest that the storm flow velocity decreases with increasing waterdepth. The type SCa and SCb shell concentrations associated with the hiatal surfaces should also be placed somewhere along the profile of increasing waterdepth established for SC1 to SC6. In contrast to the other shell concentrations, SCa and SCb are characterised by slightly to moderately broken shells of relatively large size. This explains the difference of sorting and texture compared with SC1 to SC6. To fix their position on this waterdepth profile, we need to use the erosional surfaces at the base of the shell beds as well as the overlying sedimentary structures. SCa exhibits the same erosional structures as observed in SC2 and SC3a. In common with SC4, SCb does not show any erosional structures. Nevertheless, the packing and texture suggest that SCa is deeper than SC2, while the crude planar laminations of SCb indicate higher flow regime conditions than SC4. This suggests that SCa is more or less equivalent to SC3a, with SCb ranging from SC3b to cover part of SC4.

The depositional facies zonation (Fig. 7a) is based on the classification of shell concentration types, so it is assumed to follow the same order of increasing waterdepth, i.e.: DF1, DF2, DF3, DF4, DF5 and DF6.

Based on the types of shell concentrations, the nature of the erosional structures and the size and texture of the chalk intraclasts infilling the erosional structures, we can propose a waterdepth zonation of the hiatal surfaces (Fig. 7a).

The deepest hiatal surfaces in the upper offshore zone are FG2 and HG4, neither showing any evidence of erosion over the top surface. They are associated with SC4 and SC5, corresponding to the deepest shell concentrations.

All the other types of hiatal surfaces (HG1 to HG3; FG1 and SG1) show evidence of erosion. The least affected by erosion is SG1 (small scours, 1-2 cm deep), which is consistent with the occurrence of shell concentrations SC3a and SC4. FG1 and HG3b can be assigned to more or less the same waterdepth according to the shell concentrations (SCa and SC3b for HG3b; SC3a and SCb for FG1). The flat upper surface of HG3b suggests a higher erosion rate than for FG1, indicating a shallower environment.

The main problem is to rank the shallowest hiatal surfaces HG1, HG2 and HG3a in order of increasing waterdepth. This is due to the relative disparity between the interpretations provided by the shell concentrations and the erosional surfaces. Based on the shell concentrations, the shallowest type of hiatal surface should be HG1 (SC1, SC2, sometimes SCa) followed by HG3a (SC2, sometimes SCa) and then HG2 (SCa). However, HG2 shows erosional troughs that are deeper and larger than HG3a (HG2 10 cm deep, HG3a 5 cm deep). While HG1 is characterised by a poorly distinct coated top surface that is highly mineralised, it does not show any clear evidence of erosional structures. On the other hand, this type of hardground contains the highest abundance of intraclasts, as well as clasts of different sizes and roundness index. This paradox can be explained by a high rate of mineralisation and coating, due to a long duration of condensation with multiple phases of reworking that do not allow the preservation of flat highly erosional surfaces. These arguments suggest that the shallowest facies is HG1 and the deepest HG3a.

To summarise, we propose the following waterdepth profile for the hiatal surfaces, proceeding from the shallowest to the deepest: HG1, HG3a, HG2, HG3b, FG1, SG1 and HG4/FG2. The occurrence of hardgrounds in a shallower setting is well known in the Chalk, more particularly in Southern England (Kennedy and Garrison, 1975; Bromley and Gale, 1982; Hancock, 1989). Using detailed stratigraphic studies, Bromley and Gale (1982) have shown that proximal hardgrounds

pass seaward into nodular chalks (possibly corresponding to FG1 and HG4 in our study), and then to less indurated thicker chalk deposits (possibly corresponding to FG2 to SG2).

The **lower offshore zone**, located below the storm wave base, is characterised by the absence of storm flows. Only oceanic currents can exist in this zone. As a result, there are no episodic flows and hence no shell concentrations or erosion. These conditions correspond to the shell concentration SC6 associated with the depositional facies DF7 and firmground SG2, in which faunas are preserved in life position. The lower offshore zone is characterized by the trace fossil *Zoophycos*.

5. The different cycle associations.

5.1 The metre-scale cycles of the Lowery-Upper Cenomanian (Fig. 8)

Seven types of metre-scale cycles (Fig. 8) are defined within the Early Cenomanian-Late Cenomanian interval, and are here denoted as C1 to C7.

Their thickness varies from 0.3 to 1.5 m. The mean grain-size of their depositional member passes from medium to coarse-grained bioclastic sands (C1) to silts (C7), with textures comprised between packstone/grainstone (C1) and wackestone (C7). The depositional member of the C6 and C7 cycles are mainly unimodal with no coarse-grained component (more or less broken bioclasts).

The depositional members show a progressive change of the depositional facies from C1 to C7 (C1: DF1-2; C2 and C3: DF2-3; C4: DF3; C5:DF4; C6 and C7: DF5). According to the cycle association, the nature of the hiatal member changes from hardground (C1: HG1; C2: HG2; C3: HG3b) through firmground (FG1; C4: FG1; C5: FG2) to softground (SG2; C6: HG4b; C7: HG2).

5.2 The metre-scale cycles of the Upper Cenomanian-Lower Turonian (Fig. 9)

Four types of metre-scale cycles (Fig. 9) are defined for the Late Cenomanian-Early Turonian interval, which are here denoted CF1 to CF4.

Their thickness varies from 0.1 to 0.8 m. The mean grain-size of their depositional member ranges from medium to coarse-grained bioclastic sands (CF1) to silts (CF4), with textures comprised between packstone (CF1) and wackestone (CF4). The depositional member of the CF4 cycles has no coarse-grained component (more or less broken bioclasts).

The depositional members show a progressive change in their facies from CF1 to CF4 (CF1: DF1; CF2: DF2-3; CF3: DF4; CF4:DF5). From CF1 to CF4, the hiatal members change from hardgrounds (CF1: HG3a; CF2: HG3b and HG4) to firmground/softgrounds (CF3: FG1 and SG1; CF4: SG2).

5.3 The metre-scale cycles of the Middle Turonian-Middle Coniacian (Fig. 10)

Eight types of metre-scale cycles (Fig. 10) are defined for the Turonian-Middle Coniacian interval, denoted here as TC1 to TC8.

Their thickness varies from 0.3 to 1.3 m. The mean grain-size of their depositional member goes from medium-grained bioclastic sands (TC1) to silts (TC8), with textures comprised between packstone/grainstone (TC1) to mudstone/wackestone (TC8). The depositional members of the TC7 and TC8 cycles have no coarse-grained component (more or less broken bioclasts).

The depositional members show a progressive change of the facies from TC1 to TC8 (TC1: DF1 and DF2; TC2 and TC3: DF3; TC4: DF4; TC5: DF4 and DF5; TC6: DF5; TC7: DF6; TC8: DF7). From TC1 to TC7, the hiatal members change from hardgrounds (TC1: HG3a; TC2: HG3b; TC3) to firmgrounds (TC4: FG1; TC5: HG4; TC6 and TC 7: FG2), while TC8 shows no distinct hiatal surface.

5.4 Location along a waterdepth profile (Fig. 7b)

For each type of metre-thick cycle, we plot the depositional members and hiatal surfaces that can be matched up with the types of shell concentration (Fig. 7b).

Except for C7, CF1 and CF4, there is no discrepancy between the type of shell concentration and the waterdepth indicated by the type of depositional member or hiatal surface. Both C7 and DF4 exhibit the same difference, with the depositional member appearing shallower (DF5=SC5) than the hiatal surface

(SG2=SC6). This can be explained by the strong bioturbation of both SC5 and SC6, which makes it difficult to distinguish between these two facies.

For the three cycle associations shown in Fig. 7b, C1, CF1 and TC1 are the shallowest and C7, CF4 and TC8 are the deepest. However, within each association, the relative progression in waterdepth is irregular from one type of cycle to the next. Comparing waterdepths indicated by depositional members and hiatal surfaces, we observe offsets between C4 and C5, between TC1 and TC2, as well as between TC4 and TC5.

Ranking the different types of cycle belonging to the three associations in terms of waterdepth, we obtain the following profile: i) the shallowest cycle associations are C1 and CF1, followed by ii) TC1, C2, C3 and part of CF2 (C3 is slightly deeper than C2), iii) C4, TC2, TC3 and part of CF2 (TC3 is slightly deeper than TC2), iv) CF3, TC4, v) C5, vi) C6, TC5, TC6 (TC6 slightly deeper than TC5), vii) C7, CF4, viii) TC7 and ix) the deepest is TC8.

As previously discussed, the storm wave base, i.e. the boundary between the lower and upper offshore zones, can be placed between SC5 and SC6. This means that the lower/upper offshore transition corresponds to the position of C7 and CF4 in the Cenomanian and the Lower Turonian and the transition between TC6 and TC7 in the Middle Turonian-Middle Coniacian. For the C6 cycle association, this is in good agreement with the occurrence of very abundant pelagic foraminifera in the depositional member and abundant complete sponges above the hiatal surface.

6. Testing the waterdepth profile model.

We tested our waterdepth profile using two approaches, the first based on echinoid paleoecology, and the second by correlating field sections using both event stratigraphy and sequence stratigraphy.

6.1. Echinoid paleoecology (Fig. 11)

This test is based on the paleoecology of echinoids. Néraudeau and Floquet (1991), Néraudeau (1994, 1995) and Néraudeau and Villiers (1997) have proposed a paleowaterdepth zonation of echinids for the Late Cretaceous. The spatial distribution of echinids has been studied on two carbonate platform, the North-Castillan (NW Spain, Cenomanian to Santonian, Néraudeau et Floquet, 1991) and the North Aquitaine platform (SW France, Cenomanian, Néraudeau and Moreau, 1989), where depositional environments and paleogeographic maps had been established from biosedimentological studies (Floquet, 1991, etc.). In the present study, we define four main echinoid paleoecological associations (Fig. 11) and calibrate them to the present-day ecological waterdepth zonation of Peres and Picard (1964): i) the infralittoral zone (0-50 m) above the base of light penetration, ii) the circalittoral zone (50-150 m), and iii) the bathyal and abyssal zones (>150 m), corresponding to the continental slope and ocean basin, respectively.

The first association (*Nucleopygus* association), which is typical of the upper infralittoral zone, is characterised by regular and irregular echinoids with cassiduloids and holactypoids (*Catopygus* and *Nucleopygus* - cassiduloids, *Discoïdes* - holactypoids, *Hyposalenia* - regular echinoids). The second association (*Hemiaster* association) is dominated by the spatangoids (type echinoids: *Mecaster* and *Hemiaster* - spatangoids, *Discoïdes* - holactypoids, Néraudeau et Villiers, 1997), and is characteristic of the lower infralittoral-upper circalittoral transition. *Discoïdes* is a species common to both associations: it records the distal part of the *Nucleopygus* association and the proximal part of the *Hemiaster* association. The third association (*Micraster* association), characterised by the micrasterids, corresponds to the upper circalittoral and part of the lower circalittoral zone. The fourth association (*Echinocorys* association), dominated by the holasterids (*Holaster*, *Echinocorys* and *Offaster*), is typical of the lower circalittoral zone and circalittoral-bathyal transition (Néraudeau, 1994; Néraudeau and Villiers, 1997).

Since we failed to find sufficient numbers of echinoids in all the studied sections, it was not possible to document all the types of metre-scale sequences (Fig. 11).

The *Nucleopygus* association is encountered within C1-type cycles (*Catopygus obtusus* associated with *Discoïdes* and *Praemicraster*). The *Hemiaster* association is identified within CF2 cycles (*Hemiaster bufo* and *Discoïdes*). C2 cycles yield assemblages dominated by *Discoïdes*, which suggests a location at the transition between the *Nucleopygus* and the *Hemiaster* associations. The *Micraster* association is characteristic of TC3-type cycles. The occurrence of *Micraster* and *Echinocorys* in TC4-type cycles suggests a location at the transition between the *Micraster* and the *Echinocorys* associations. The *Echinocorys* association is identified within C7- (only *Holaster planus*) and TC7-type cycles.

This implies that C1 is the shallowest, while C7 and TC7 are the deepest of the studied cycle associations. We obtain the following zonation arranged in order of increasing water depth: C1, C2, CF2, TC3, TC4, C7/TC7. This relative waterdepth zonation is consistent with the interpretation based on sedimentological data (Fig. 7). According to the shell concentrations SC2 to SC5 (Fig. 7), the CF2-type cycles cover a wide range on the waterdepth profile. By using the echinoid assemblages, we can attribute these cycles to a narrower range extending from SC2 to SC3. On the other hand, the occurrence of two paleoecological assemblages (*Hemiaster* and *Micraster* associations) associated with the shell concentrations SC3 (divided into two subgroups) suggests a wide range on the waterdepth profile. Type-C7 and TC7 cycles deposited in the lower circalittoral zone actually represent the deepest facies, which is coherent with their interpretation in terms of a lower offshore setting.

6.2. Correlation of field sections using event stratigraphy and sequence stratigraphy (Figs. 12 and 13)

To test our waterdepth model, we correlated two Middle Turonian to Middle Coniacian sections located about 50 km apart: the Fécamp-Veulettes and the Penly sections (Fig. 13, see location on Fig. 3). These sections are located on either side of a major crustal fault of the Paris Basin, the Bray Fault (see Fig. 3), which was active during this period (Mortimore and Pomerol, 1987). This explains the difference of thickness between the sections. Two techniques were used for correlating event stratigraphy and sequence stratigraphy.

To test this water model, we first need to know the relative position of both sections along a waterdepth profile. The detailed paleogeography of the Paris Basin during the Middle Turonian-Middle Coniacian is poorly known. We only know, in broad outline, that shallower water environments were located in the southwest, towards the Armorican Massif, while deeper waters extended to the northeast towards the Ardennes (Robaszynski *et al.*, 1998; Alcaydé & Monciardini, 1982; Conard-Noireau *et al.*, 1982). This is supported by the occurrence of siliciclastic deltaic deposits in the southeastern Paris Basin during the Cenomanian (Juignet and Louail, 1987) as well as inner shelf deposits in the Touraine area (Robaszynski *et al.*, 1982; Rasplus *et al.*, 1987). The abundance of Senonian planktonic foraminifera in the Champagne region indicates deeper environments toward the northeast (Bellier *et al.*, 1986). This suggests that the Fécamp-Veulettes section in the west is shallower compared with the Penly section farther east, which should thus represent a deeper water environment. This is corroborated by the distribution of the different types of metre-scale cycles in each section. In the Fécamp-Veulettes section, there are no TC8 cycles corresponding to the deepest water lower offshore environments, whereas relatively shallow water TC2-type cycles are encountered. On the contrary, TC8 cycles are common in the Penly section, whereas no TC2-type cycles are identified. Based on our model, the Fécamp-Veulettes section seems shallower than the Penly sections.

Numerous markers beds, forming the basis of **event stratigraphy**, have long been correlated across the London-Paris Basins (Mortimore, 1986; Mortimore & Pomerol, 1987). These markers can be formed of bentonites (volcanic ash deposits), marly layers, hardgrounds or bioturbated levels with specific trace fossils. The Fécamp-Veulettes and Penly sections have been studied by Mortimore and Pomerol (1987), Juignet and Breton, (1992) and Amédéo *et al.*, (2001), who identified some event-related marker beds: bentonites (Glynde, Southerham, Bridgewick and Lewes Marls), marly layers (Shoreham marls) and hardgrounds (Navigation hardground). The correlated interval starts with the Glynde Marls (Middle Turonian) and ends with the Shoreham Marls (around the Early-Middle Coniacian boundary). Five marker beds are correlated between the two sections (Fig. 13).

The correlations based on **sequence stratigraphy** were carried out using progradational-retrogradational cycles at the scale of ten to a few tens of metres. The correlated time-lines correspond to the maximum flooding and flooding surfaces (MFS and FS), as well as the turn-around surfaces between retrogradation and progradation (MFS) and between progradation and retrogradation (FS, example Fig. 12). These cycles are defined on sedimentological criteria: a progradation is a shallowing-upward trend and a retrogradation is a deepening-upward trend. As a result, the MFS corresponds to the deepest facies and the FS to the shallowest. We can define a third type of surface, which is the downward shift (DS) occurring during the progradation, being the time-equivalent of the unconformity in marine environments. This surface records the time of maximum rate of relative sea-level fall (maximum rate of accommodation space removal) and corresponds to a sharp downward shift of the shoreline seaward (forced regression). The downward shift (DS)

corresponds to the inflexion point of the shallowing-upward trend. If such an inflexion is not observed, this means that i) no sea-level fall occurred, or ii) the amplitude of the sea-level fall was so high that the end of the progradation is missing on the section. To identify these different surfaces, we first need draw up a diagram of environmental changes through time for each section, based on our waterdepth model of metre-scale cycles. Because of the age of the studied interval (Middle Turonian-Middle Coniacian), we only used the data from cycle association 3 (TC1 to TC8). The nature of each metre-scale cycle between TC1 and TC8 is defined and plotted along the measured section (Fig. 13). To correlate the two sections, we match up the vertical patterns of metre-scale cycles fluctuating between the shallow (TC1) and the deep (TC8) end-members. This correlation technique uses the “stacking pattern of parasequences” (Van Wagoner *et al.*, 1988, 1990; Homewood *et al.*, 1992, 1999). These sequence stratigraphic correlations can be compared with the results obtained from event stratigraphy and biostratigraphy.

Five cycles are identified on both sections (Fig. 13). It is difficult to estimate the duration of accumulation of this interval of ten to a few tens of metres. Two approaches can be applied, based on i) the duration of the studied interval or ii) the mean subsidence rate of the Paris Basin during the Late Cretaceous. Based on the duration of the studied interval (Middle Turonian-Middle Coniacian, around 5 Ma according to the ICS 2004 stratigraphic chart), the duration of the cycles is between 0.7 Ma (10 m) and 2.1 Ma (30 m). Based on the mean subsidence rate of 12-20 m/Ma inferred from regional studies (Guillocheau *et al.*, 2000; Le Solleuz *et al.*, 2004), the duration of these cycles ranges from 0.5 Ma to 2.5 Ma.

The first cycle is only recorded by sedimentation at the end of retrogradation and the fifth cycle by the onset of progradation. The correlation of the MFS and FS recorded in the five cycles are in good agreement with event stratigraphy data (Fig. 13). MFS2 is located a few metres below the Southerham Marls. FS2 is bracketed between the Bridgewick Marls and the Lewes Tubular flints. MFS3 lies just above the Lewes Marls (within the Cuifail Zoophycos beds in the Penly section), while FS3 corresponds to the Navigation hardground. MFS4, FS 4 and MFS 5 cannot be validated by event stratigraphy because of the absence of identified marker beds. Three downward shifts are identified in cycle 2 (DS2), cycle 3 (DS3) and cycle 4 (DS4). DS4 is poorly recorded in the Penly section. DS2 is located between the Southerham Marls and the Bridgewick Marls, 5 m above the Caburn Marls in the Penly section. DS3 is located just below the Navigation hardground.

During the progradation of cycle 2 (MFS2-FS2), the trend from TC7 to TC1 in the Fécamp-Veulettes section passes laterally into a trend from TC8 to TC3 in the Penly section. During the progradation of cycle 3 (MFS3-FS3), the trend from TC6 to TC2 in Fécamp-Veulettes section passes laterally into a TC7 to TC3/4 trend in Penly section. During the progradation of cycle 4 (MFS4-FS4), the trend from TC6 to TC3 in the Fécamp-Veulettes section passes laterally into a TC5 to TC3 trend in Penly section. For MFS5, we do not observe change in the metre-scale cycle (TC5). The downward shift of cycle 2 (DS2) is located between TC5 and TC3 in the Fécamp-Veulettes section and between TC6 and TC4 in the Penly section. The downward shift of cycle 3 (DS3) is between TC5 and TC2 in the Fécamp-Veulettes section and between TC6 and TC3 in the Penly section (passing through a poorly defined metre-thick cycle: TC6-4). The downward shift of cycle 4 (DS4), is between TC5 and TC3 in the Fécamp-Veulettes section and between TC5 and TC3 (or TC4 and TC3, because of the poorly recorded downward shift) in the Penly section.

Various conclusions can be drawn from these observations.

- (1) There are lateral variations in the type of metre-scale cycles, which lead to lateral facies changes between the two sections.
- (2) The lateral variations in the type of metre-scale cycles, and hence the lateral facies changes, are irregularly distributed through time. From the retrogradation trend of cycle 1 to FS3 (Navigation hardground), and according to our model, the Penly section represents a deeper environment. From FS3 to DS4, the trend is reversed, and the Fécamp-Veulettes section appears deeper. Above DS4, there is no significant variation between the two sections.
- (3) Over 50 km, the distance between the two studied sections, the lateral variations in the type of metre-scale cycles are as predicted by the model. The observed variation is no more than that between adjacent zones on the waterdepth profile model, whether towards shallower or deeper zones: TC_n grades laterally into TC_{n+1} or TC_{n-1}.

7. Discussion: towards a waterdepth model for the Upper Cretaceous Chalk of the Paris Basin

Using the paleoecological depth zonation of the echinoids and correlating field sections by means of event and sequence stratigraphy, we are able to validate the sedimentological paleowaterdepth model based on metre-scale cycles.

The second objective of this work is to use these cycles association to define precisely the different environments in chalk and to assess to paleodepth.

Few studies have been carried out on the waterdepth of the storm wave base and its spatial variability in present-day environment, the facies variability in upper offshore is also poorly known. Therefore, sedimentological criterions will not be sufficient to estimate paleodepth.

However the sedimentological characteristics can be used to identify a broad environment zonation. The paleoecological zonation will then provide constraints for paleodepth estimation.

Three main cycle groups can be identified in upper offshore deposits

- The most proximal cycles (C1,C2, CF1, CF2 and TC1) are well sorted where erosion is frequently expressed by scours and undulating erosions. They correspond to frequent remobilisation by storms with a relatively high hydrodynamic energy.

- The most distal cycles of the upper offshore environment (C6-CF4 and TC5-TC6) are poorly sorted deposits, erosion dynamic is rarely expressed. Storm features are only storm graded layers. In this cycles, storm influence is relatively rare and storm related features express low hydrodynamic energy.

- C3 and C4 together with CF3 TC2, TC3 and TC4 display intermediate characteristic between these two end-members. Erosional features are observed, although most of the time, they are less expressed than in the most proximal deposits, texture range from wackestone-packstone to packstone. In these cycles storm expression is frequent, although hydrodynamic energy is lower than in the more proximal cycles.

Therefore, the cycles of the chalk represent three main zone in the upper offshore:

- An upper upper offshore where storm expression is frequent and storm intensity is relatively high.

- A middle upper offshore where storm still frequent but weaker

- A distal upper offshore where storm influence but rare and with low energy.

Echinoids paleoecology provides paleodepth calibration for these cycles

From echinoids paleoecology C1, C2 were deposited in the infralittoral zone, whereas CF2 correspond to the limit between infralittoral and circalittoral. The limit between infralittoral and circalittoral is the limit of light penetration. Assuming a 50m depth for this limit, C1 C2 and CF2 were deposited under a waterdepth of 50m and less. CF1 and TC1 are showing similar characteristics and were probably deposited under the same paleodepth.

Middle upper offshore cycles range from upper circalittoral (TC3) to the limit between upper and lower lower circalittoral. This limit is less precisely constrained than the former one, it can be positioned around 100 m with important error bars. We can therefore consider that the middle upper offshore cycles were deposited under depth between 50 and 100m.

No significant echinoids collect was made in the distal upper offshore cycles, C7 cycle corresponding to the limit between upper-lower offshore deposits yield lower circalittoral faunas. Paleodepth of this zonation is also imprecise but could up to 150m. This suggest a position of the storm wave base between 100 and 150m.

Although paleodepth are still relatively imprecise for deep deposits, paleoecological data helps to determine three different zones in the upper offshore, the shallowest ranging from the seafloor to around 50 m, the second to paleodepth to 50 to 100m and the third to more than 100m. The identification of three main domains in the upper offshore deposits is confirmed by paleoecological data.

Conclusion

The Chalk is an extensively bioturbated sediment, in which primary sedimentary structures are poorly preserved. The objective of this study is to build a waterdepth model for the Cenomanian to Middle Coniacian Chalk of Normandy, using the most characteristic features of this formation, the metre-scale cycles, which are easy to identify in the field. The main result of this study is to emphasize the important role of storms in controlling Chalk deposition. The record of this storm activity has been attenuated because of

bioturbation. In fact, the storm deposits correspond to shell concentrations. The waterdepth model presented here is based on shell concentrations preserved within the two components of metre-scale cycles: the depositional member and the top hiatal surface.

Six types of shell concentrations are defined. Seven types of depositional facies can be identified within the depositional members: six with shell concentrations, and one with in situ preserved faunas. Eight types of hiatal surface are recognised, including four hardgrounds, two firmgrounds and two softgrounds.

Three cycle associations can be defined, differing in their thickness as well as the amount and type of non-carbonate constituents, viz: i) cycle association 1 (C1 to C7) in the Lower to Upper Cenomanian, ii) cycle association 2 (CF1 to CF4) in the Upper Cenomanian to Lower Turonian and iii) cycle association 3 (TC1 to TC8) in the Middle Turonian to Middle Coniacian.

Based on the shell concentrations, we are able to define a waterdepth profile model for all these cycles, and can thus propose a “depth” equivalence between the three cycle associations (lateral “facies” substitution diagram). Most of the studied cycles were deposited above the storm wave base (upper offshore zone). Cycle C7 belonging to association 1, cycle C4 of association 2 and two cycles (TC7 and TC8) of association 3 were deposited below the storm wave base (lower offshore zone). This waterdepth model is tested and validated using two different approaches, (1) a paleoecological zonation based on the echinoids and (2) correlations of field sections based on event and sequence stratigraphy.

Three zonations can be recognised in the upper offshore deposits, we can therefore recognise upper offshore deposits, middle upper offshore deposits, and distal upper offshore deposits. The paleodepth of each of this sedimentological zone is constrained by paleoecological data.

The end result of the study is to obtain a waterdepth model that can be accessed in different ways, via shell concentrations, hiatal surfaces or the pattern of the metre-scale cycles, whatever their lithology. All these types of information are summarized on a lateral “facies” substitution diagram applicable for the Cenomanian to Middle Coniacian Chalk. By applying a stacking pattern sequence stratigraphic approach, this diagram can be used to correlate field sections and wells in order to establish 3D geometries for the Chalk at the scale of the Paris Basin. This will lead to a better understanding of the factors (climate, eustatic effects, tectonics and carbonate production) controlling Chalk deposition.

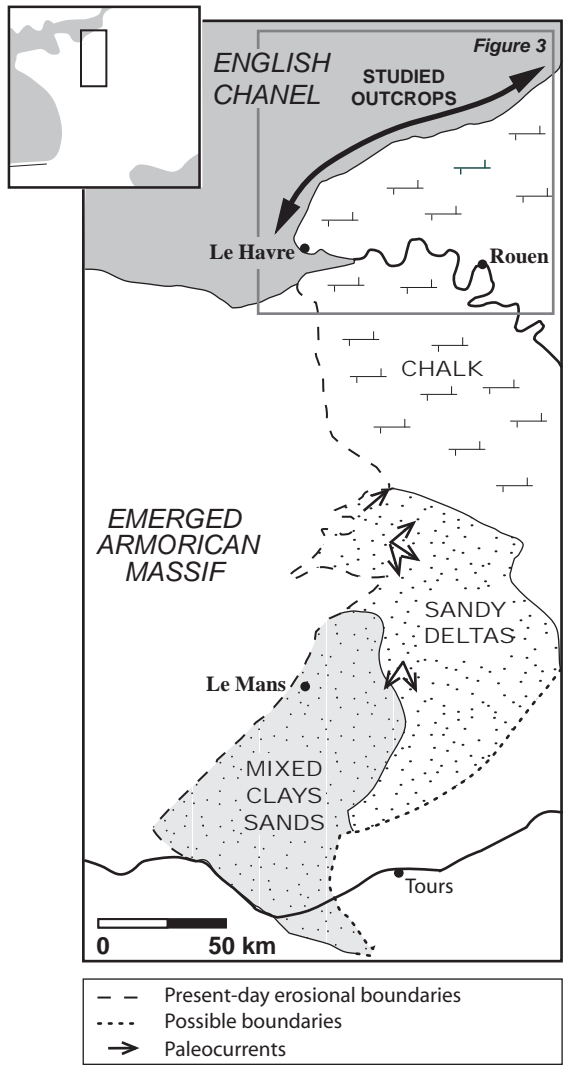


Figure 1

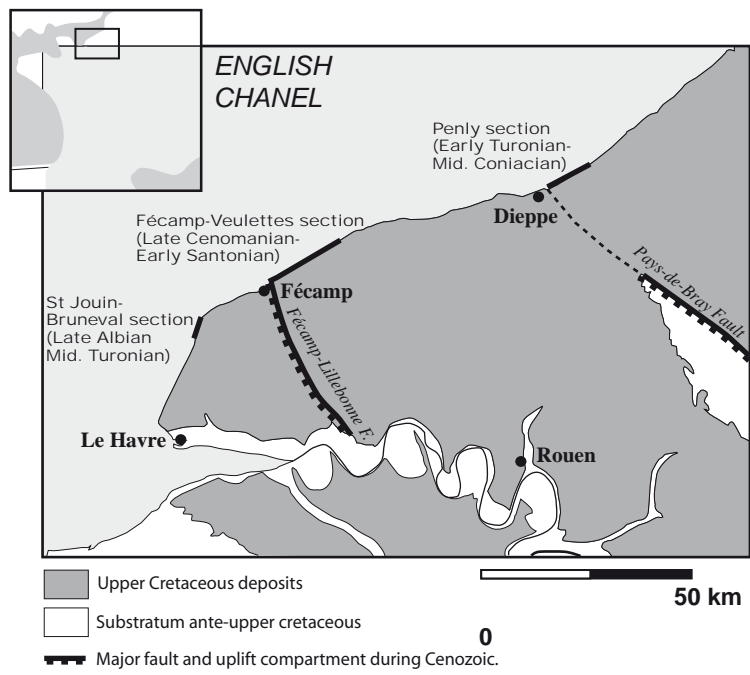


Figure 3

Figure 4

St Jouin - Bruneval

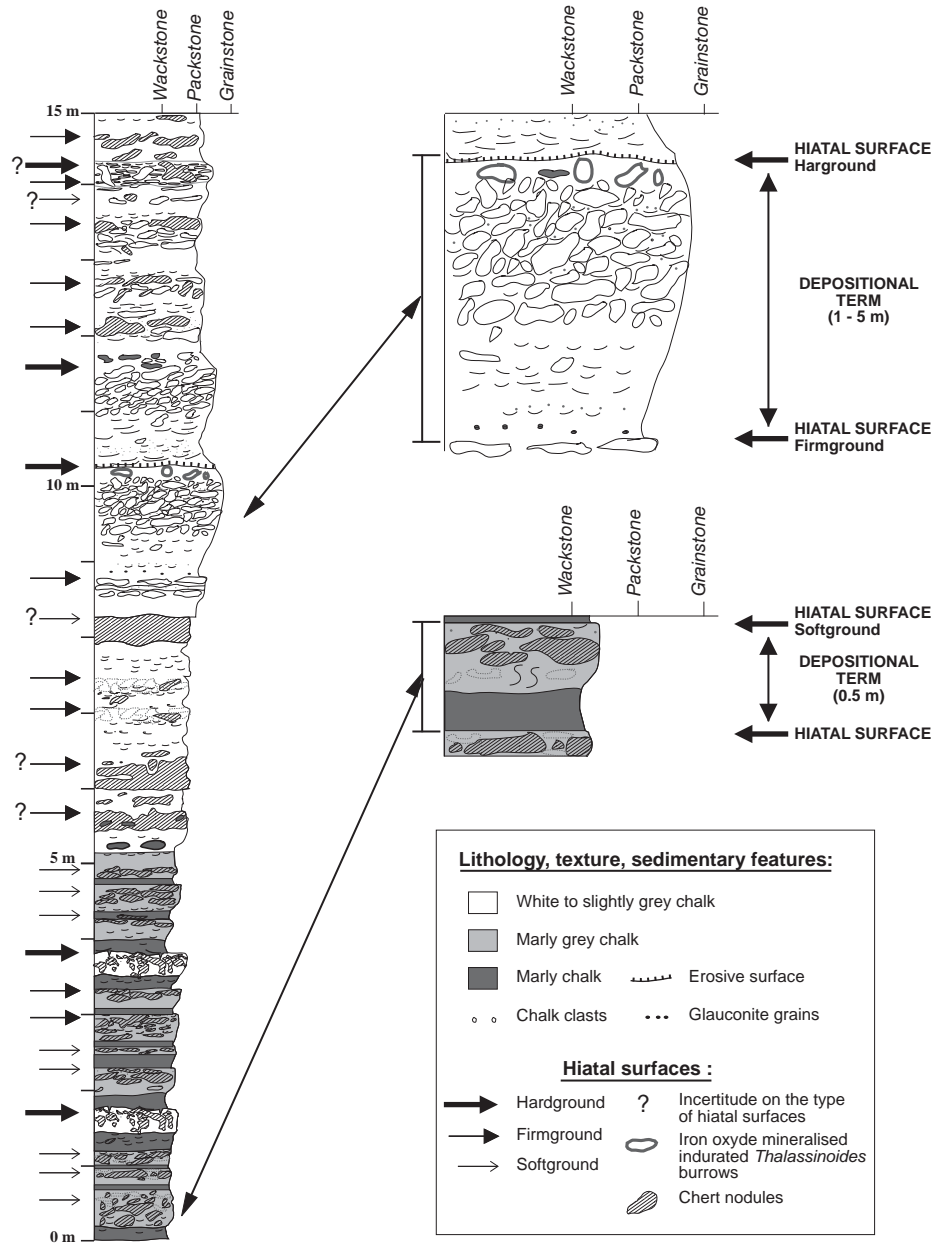


Figure 5

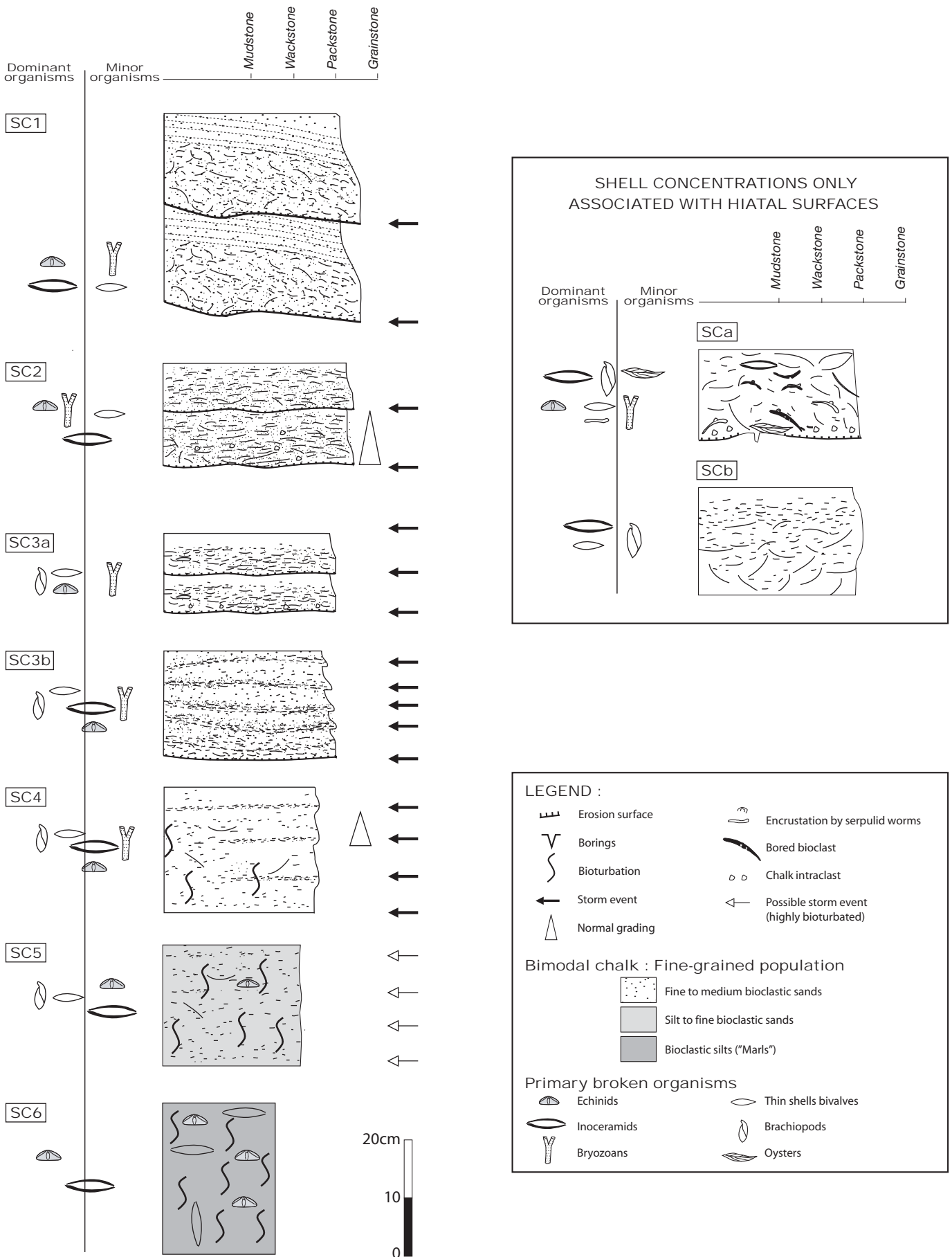


Figure 6

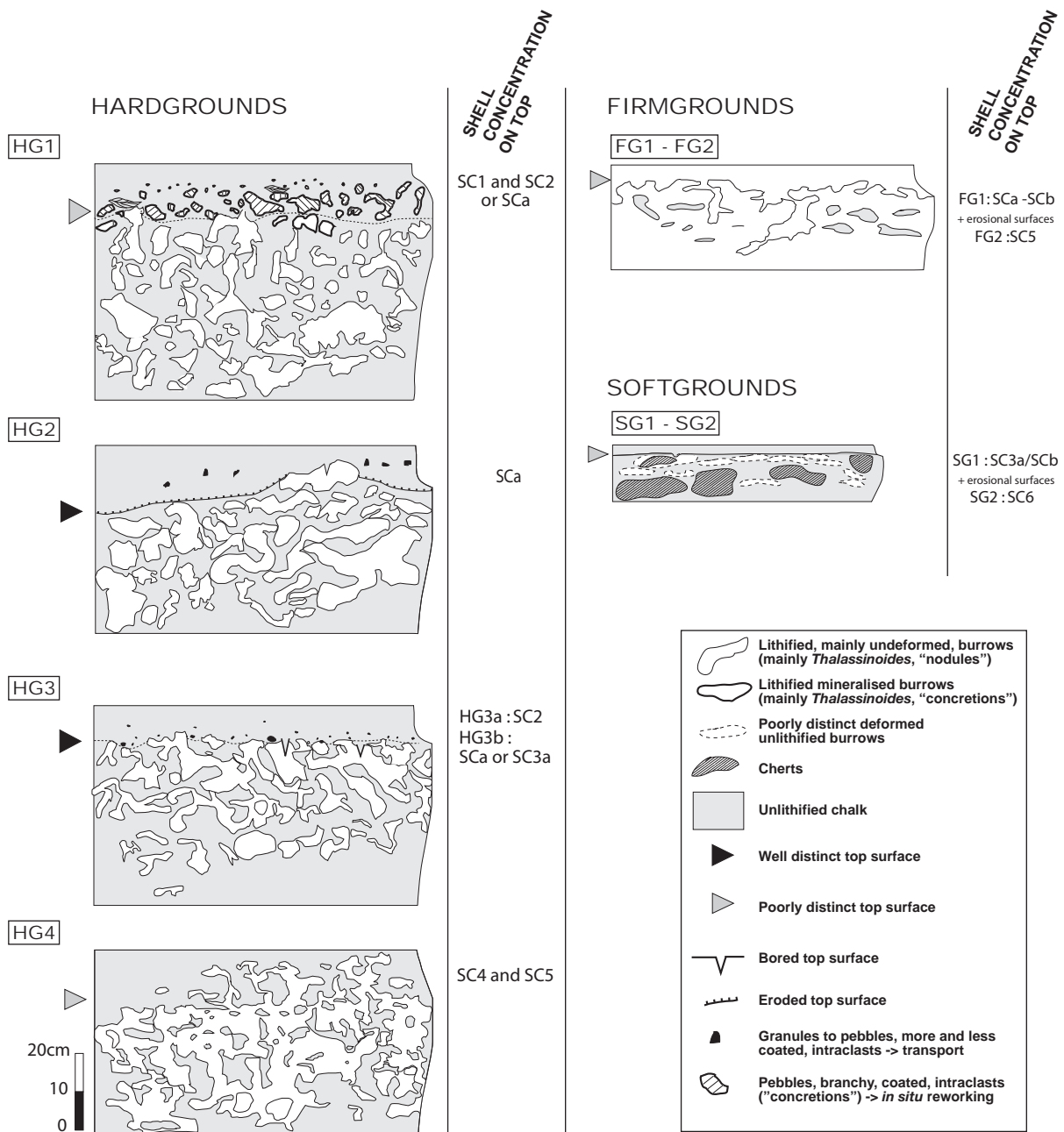
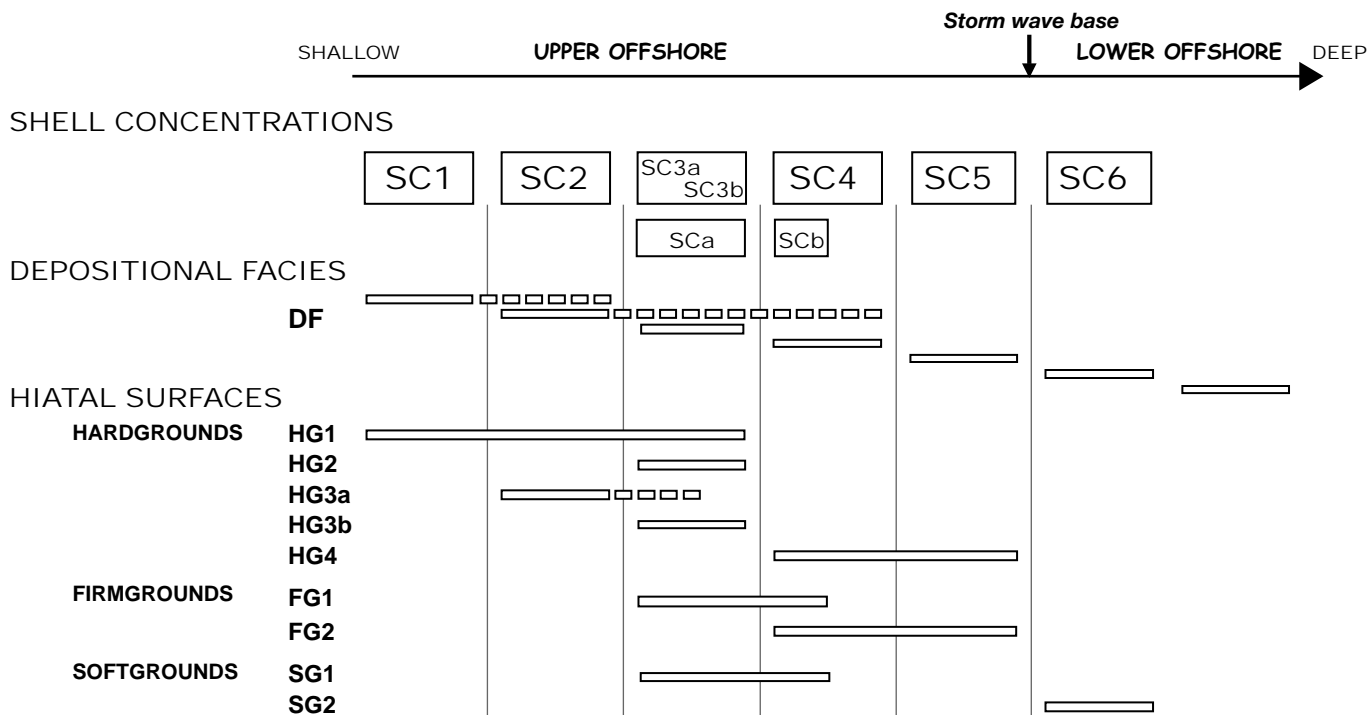


Figure 7

a



b

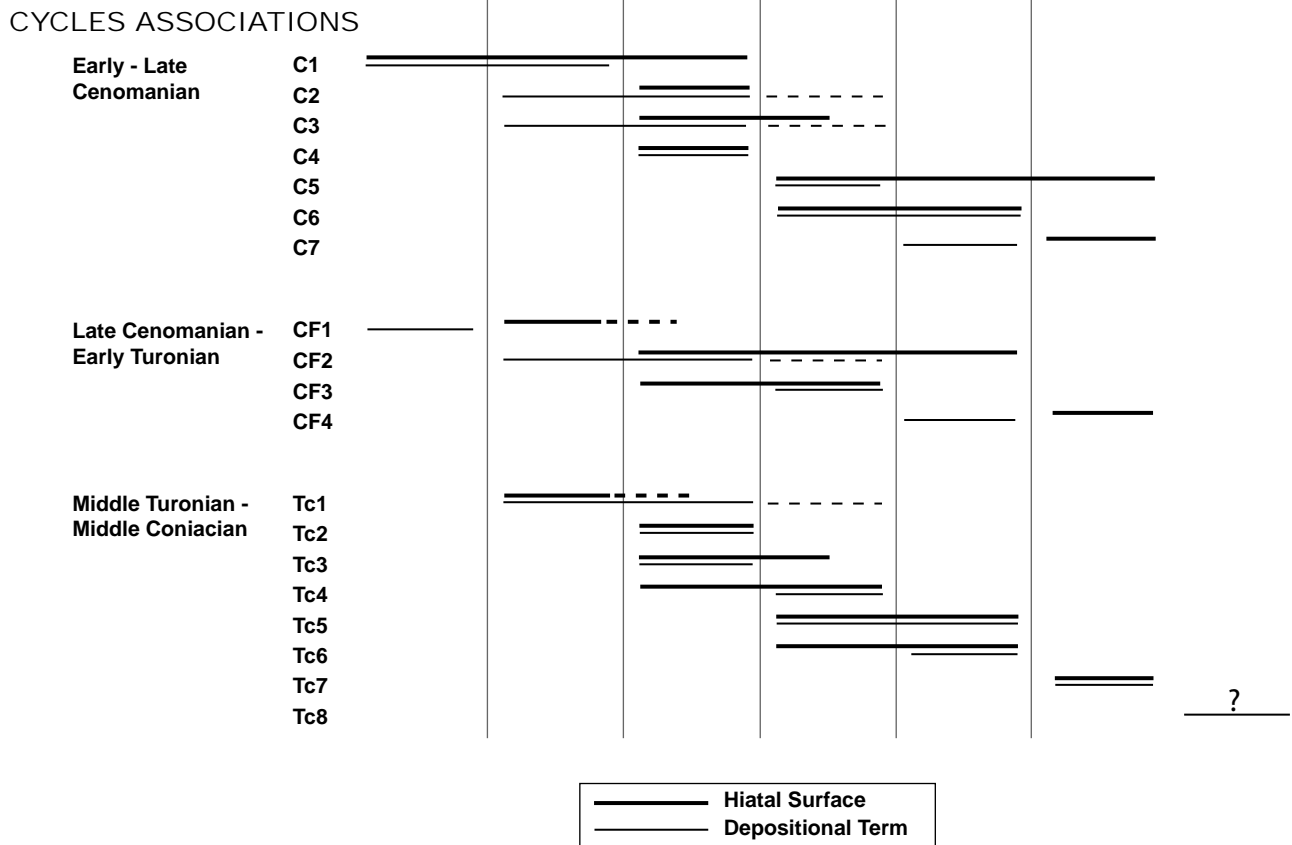


Figure 8

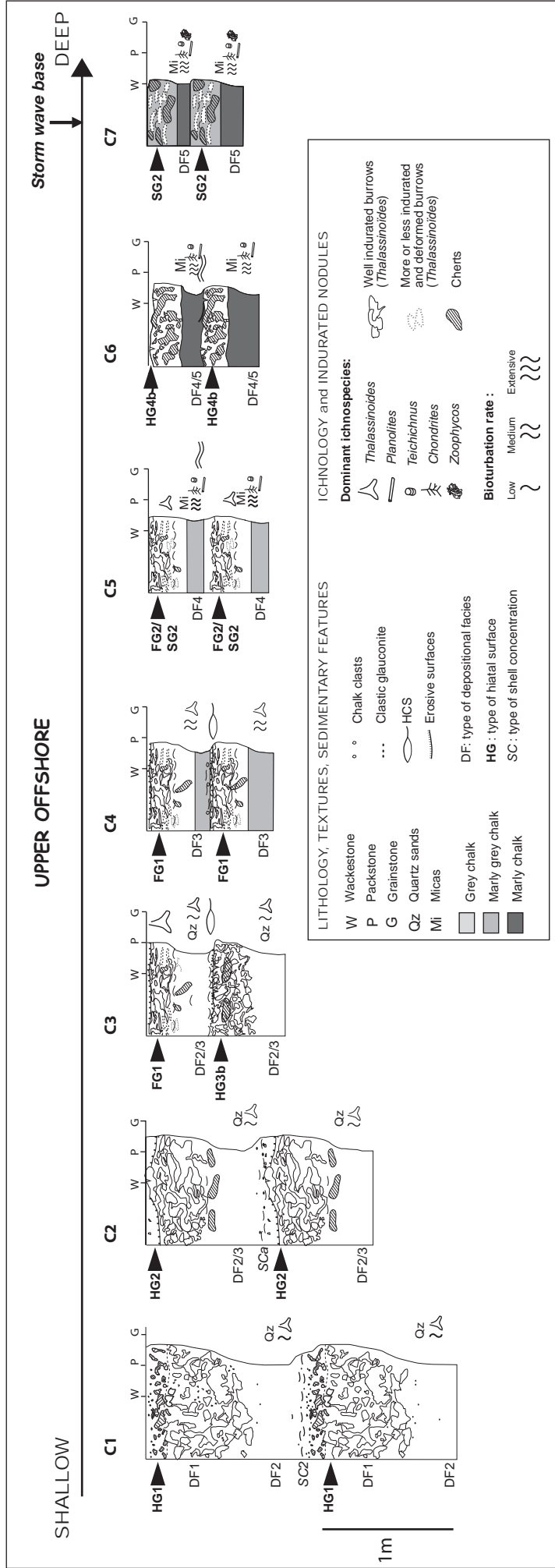


Figure 9

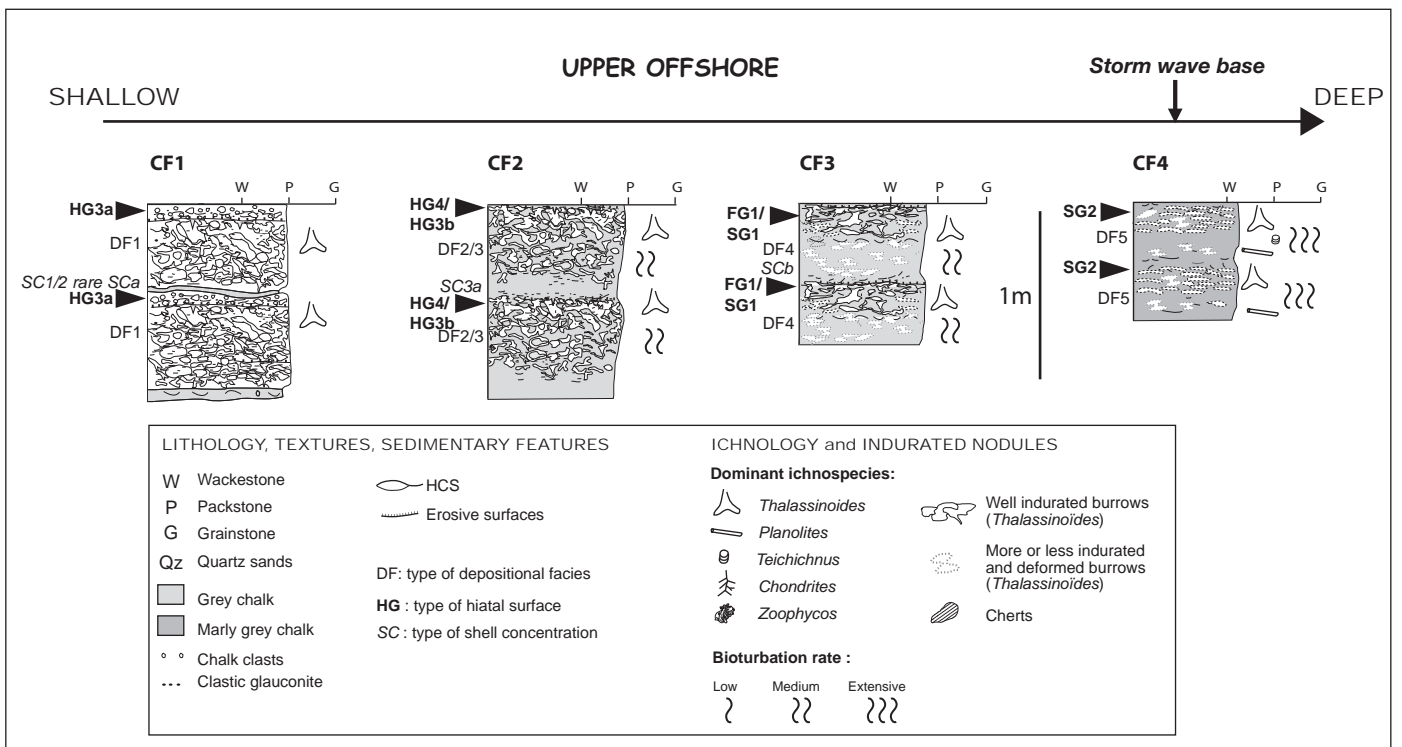


Figure 11

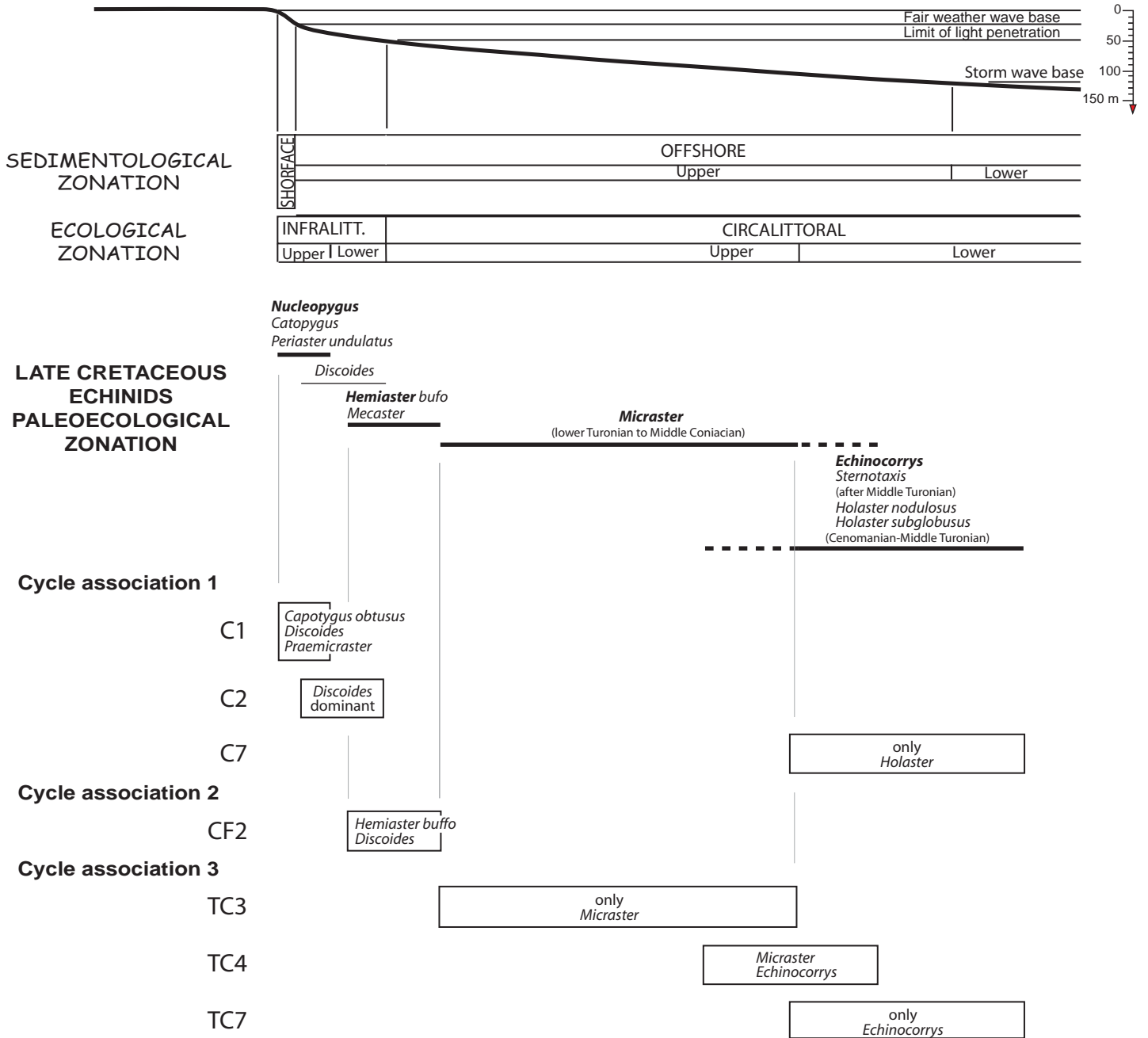
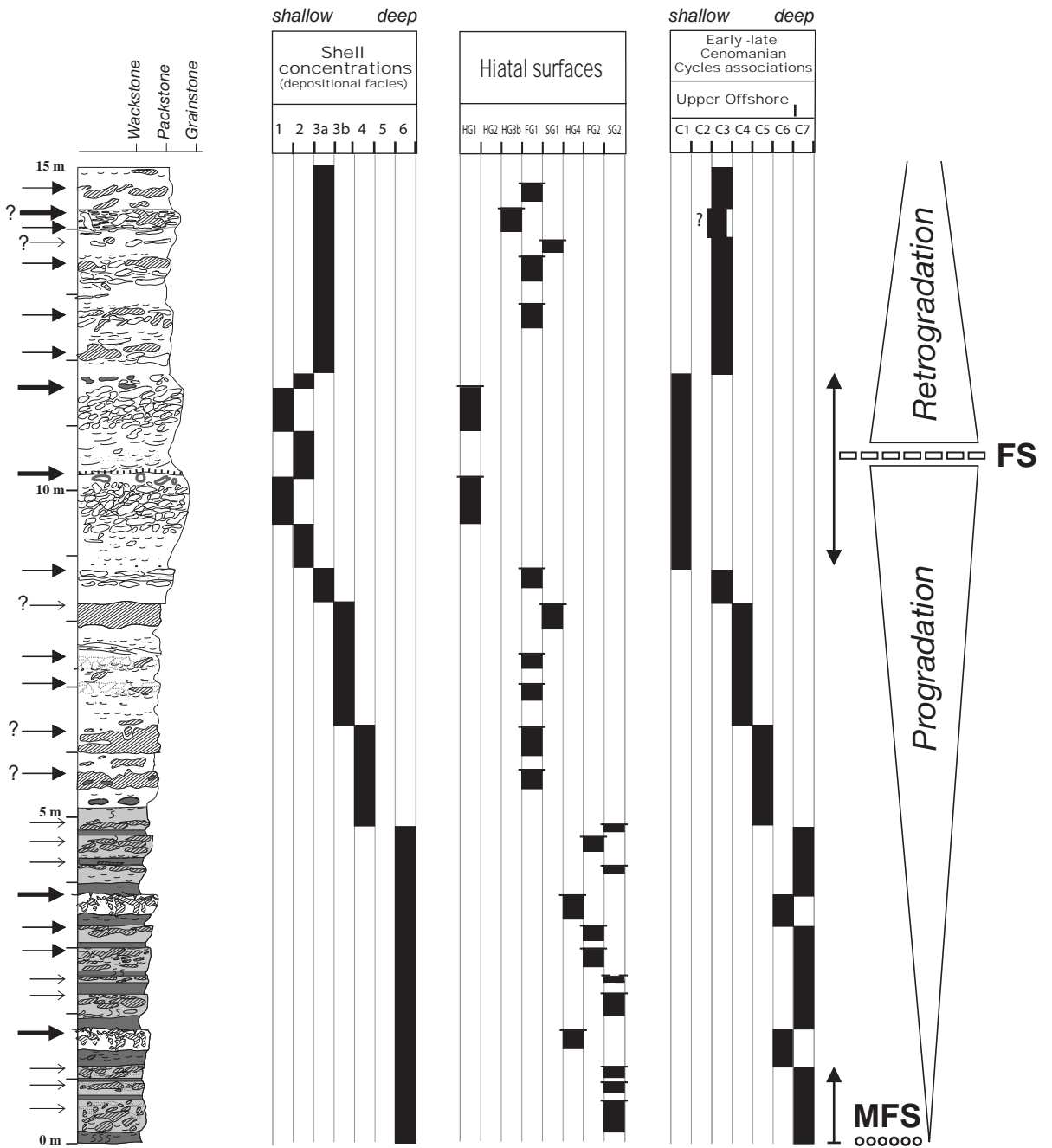


Figure 12

St Jouin - Bruneval



MFS : Maximum Flooding Surface FS : Flooding Surface

Table 1

	GRAIN-SIZE AND SORTING OF THE DIFFERENT GRAIN-SIZE POPULATIONS						TEXTURE			
	ORIGINAL BIOCLASTS	STATE OF FRAGMENTATION	MODALITY	COARSER FRACTION (highly fragmented macrofaunas)	FINER FRACTION (highly fragmented macrofaunas)	MICROFAUNAS		PACKING	SEDIMENTARY STRUCTURES	BIOTURBATION
SC1	Echinids dominated, bivalves (mainly inoceramids).	Disarticulated, broken (slightly for inoceramids, intensely for echinids) Abraded (Inoceramids)	Bi to plurimodal	Echinids: rare 5-10mm pieces Inoceramids: few mm and 2-5cm pieces.	Echinids: fine to coarse sand Non identified thin shell bivalves: 2-5mm pieces	Rare	Loosely to densely	Bedded (15-20cm thick) Erosional base : small scale furrows (=few tens of cm, amplitude = 2-4cm) superimposed on metric scale undulating Crude slightly undulating (=1m 10 cm amplitude).	Slightly bioturbated = Mainly <i>Thalassinoides</i>	PACKSTONE-GRAINSTONE
SC2	Bryozoans echinids dominated, bivalves (some inoceramids and thin shelled unidentified bivalvia)	Disarticulated, broken (slightly for bryozoans and inoceramids, intensely for echinids and thin bivalves)	Bimodal	Echinids: rare 5-10mm pieces Bryozoans and inoceramids: few mm and 2-5cm pieces.	Echinids: fine to coarse sand Non identified thin shell bivalves: 2-5mm pieces	Rare	Loosely to densely	Bedded (5-10cm thick) Erosional base : tabular with small scale undulations (furrows tens of cm, h=1-2cm Normal grading	Slightly bioturbated = Mainly <i>Thalassinoides</i>	PACKSTONE-GRAINSTONE
SC3a	Echinids, brachiopods and bivalvia dominated. Some bryozoans.	All intensely broken, (bryozoans frequently fragmented)	Unimodal to bimodal	Brachiopods and thin shelled bivalves 2 to 10mm.	Echinids fine to medium sand	Calcspheres and foraminifers sponge spicules in Cenomanian	Loosely	Crudely bedded (5cm thick) Planar Erosional base : poorly recorded, irregular undulations (l=10cm h=few cm)	Slightly bioturbated with local increases (patch) Mainly <i>Thalassinoides</i>	PACKSTONE
SC3b	Echinids, brachiopods and bivalvia dominated. Some bryozoans.	All intensely broken, (bryozoans frequently fragmented)	Unimodal to bimodal	Brachiopods and thin shelled bivalves 2 to 10mm.	Echinids and bivalvia fine to medium sand	Calcspheres and foraminifers sponge spicules in Cenomanian	Loosely	Bedded (15-20cm maximum thickness) Erosional base: planar to slightly undulating) Micro HCS (l= 50-80cm)	Slightly bioturbated = Mainly <i>Thalassinoides</i>	PACKSTONE
SC4	Bivalves, brachiopods, Echinids, some bryozoans	All intensely broken, (bryozoans frequently fragmented)	Bi to plurimodal	Rare bryozoans and inoceramids, some bivalvia brachiopods: mainly 2-5mm, rare 10-20mm)	Echinids thin bivalves and brachiopods: fine sand frequently arranged in planar layers or in microlum-achelles	Microfaunas (60%): Calcspheres and foraminifers, sponge spicules in Cenomanian	Loosely	Bedded (15-20cm maximum thickness) Erosional base: planar to slightly undulating) Micro HCS (l= 50-80cm)	Medium bioturbated	WACKSTONE-PACKSTONE
SC5	Few bivalves, brachiopods, echinids, some bryozoans	Mainly broken, some fragmented specimens (5-10%)	Bi to plurimodal	Rare bryozoans and inoceramids, some bivalvia brachiopods: mainly 2-5mm, rare 10-20mm)	Echinids thin bivalves and brachiopods: fine sand frequently arranged in planar layers or in microlum-achelles	Microfaunas (80%): Calcspheres, sponge foraminifers, sponge spicules in Cenomanian and aligned along planar mm thick layers	Dispersed to loosely	Structureless or crudely bedded	Medium to intensely bioturbated (<i>Thalassinoides</i> , <i>Planolites</i> , <i>Teichichnus</i> , <i>Zoophycos occur</i>)	WACKSTONE
SC6	Few bivalves, brachiopods, echinids, some bryozoans (10-20% of the volume)	Complete specimens, mainly articulated.	Plurimodal	Complete specimens of echinids and bivalvia (few cms)	Echinids and unidentified mollusk fragments less than 0,5mm.	Calcspheres, foraminifers and sponge spicules in Cenomanian (90%)	Rare to dispersed	Organism in life position or removed by bioturbation	Intensely bioturbated (<i>Planolites</i> , <i>Zoophycos</i> , some <i>Trychichnus</i>)	MUDSTONE-WACKSTONE
SCa	Echinids and Bivalves dominated (some inoceramids and oysters). Bryozoans and serpulids.	Disarticulated, broken (slightly for inoceramids, oysters, bryozoans and serpulids, intensely for echinids and thin bivalves) Shells varying from bored and/or encrusted to well preserved)	Plurimodal	Inoceramids and oysters 5-10cm pieces Bryozoans: 5-10mm pieces Serpulids: complete specimens encrusting bigger bioclasts.	Echinids and thin shelled bivalvia: fine sand	Calcspheres and foraminifers sponge spicules in Cenomanian	Dispersed to loosely	Bedded (10cm thick) Erosional base : tabular with small scale undulations (furrows w = tens of cm, h=1-2cm Structureless	Slightly to medium bioturbated = Mainly <i>Thalassinoides</i>	PACKSTONE-WACKSTONE TO WACKSTONE-PACKSTONE
SCb	Bivalves dominated (inoceramids and thin shelled bivalvia), echinids, brachiopods.	Disarticulated, broken (slightly for inoceramids, intensely for echinids, bivalves and brachiopods)	Bimodal	Inoceramids: 5 to 10cm Other bivalves and brachiopods: mainly 2 to 10mm, some 2-3cms.	Echinids and thin shelled bivalvia: fine sand	Calcspheres and foraminifers sponge spicules in Cenomanian	Loosely to densely	Crudely bedded (10cm thick) Tabular	Slightly to medium bioturbated = Mainly <i>Thalassinoides</i>	PACKSTONE-WACKSTONE

Plate 1

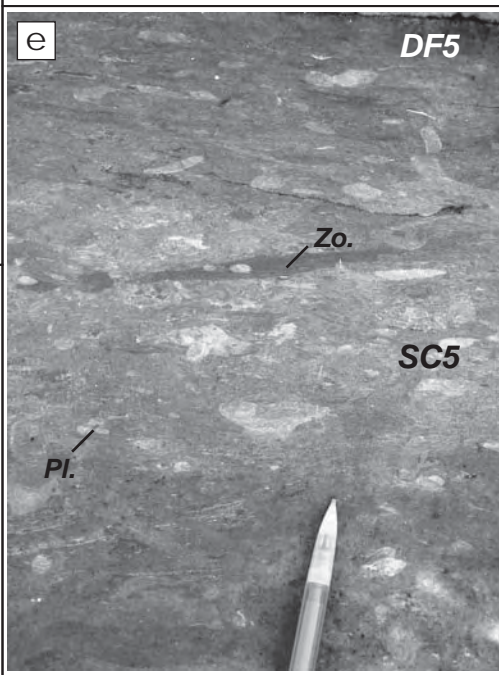
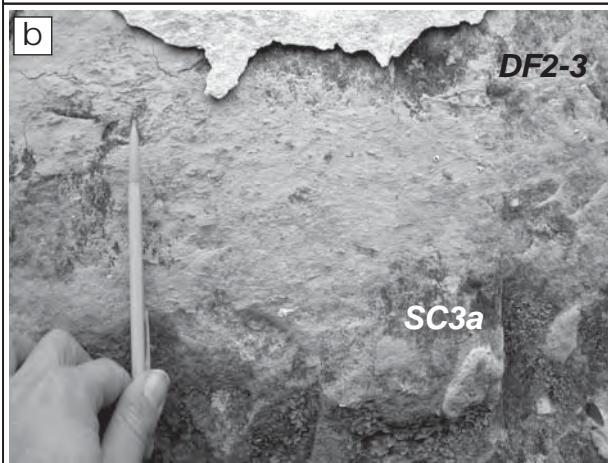
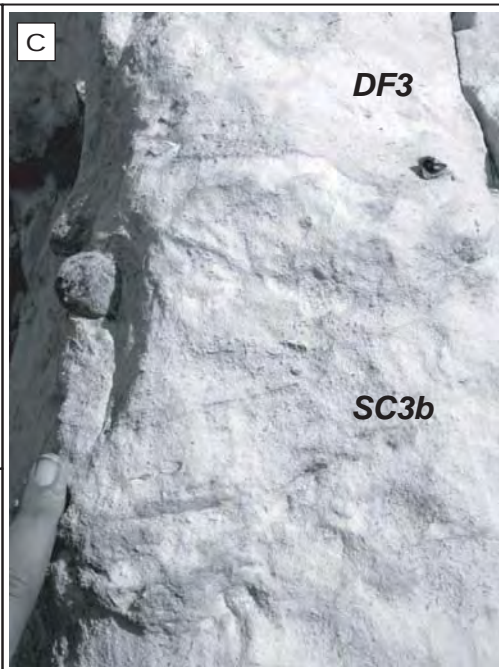
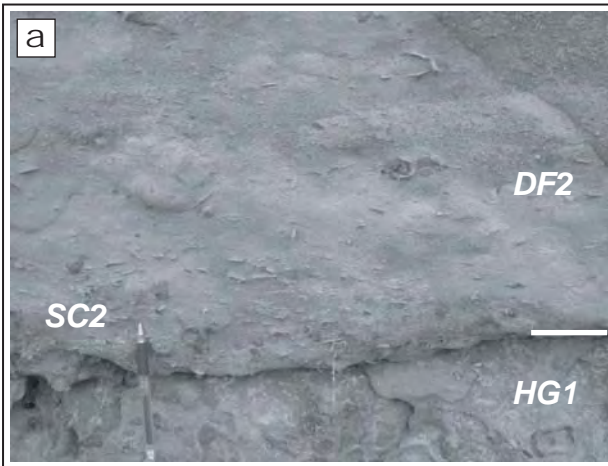


Plate 2

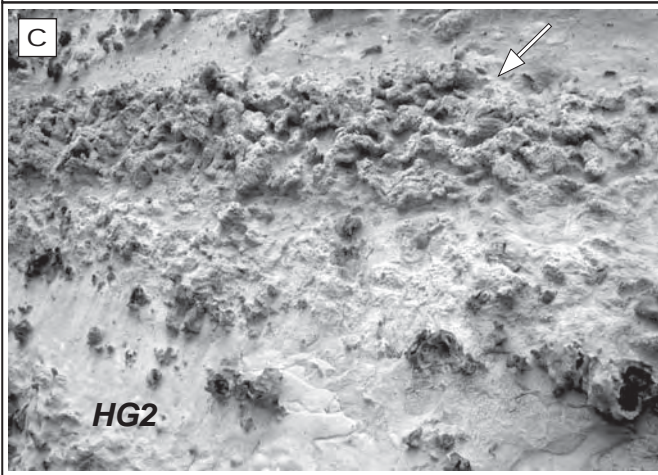
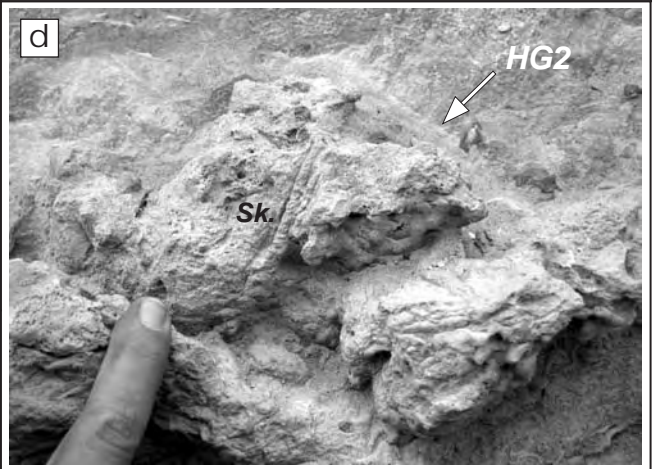


Plate 3

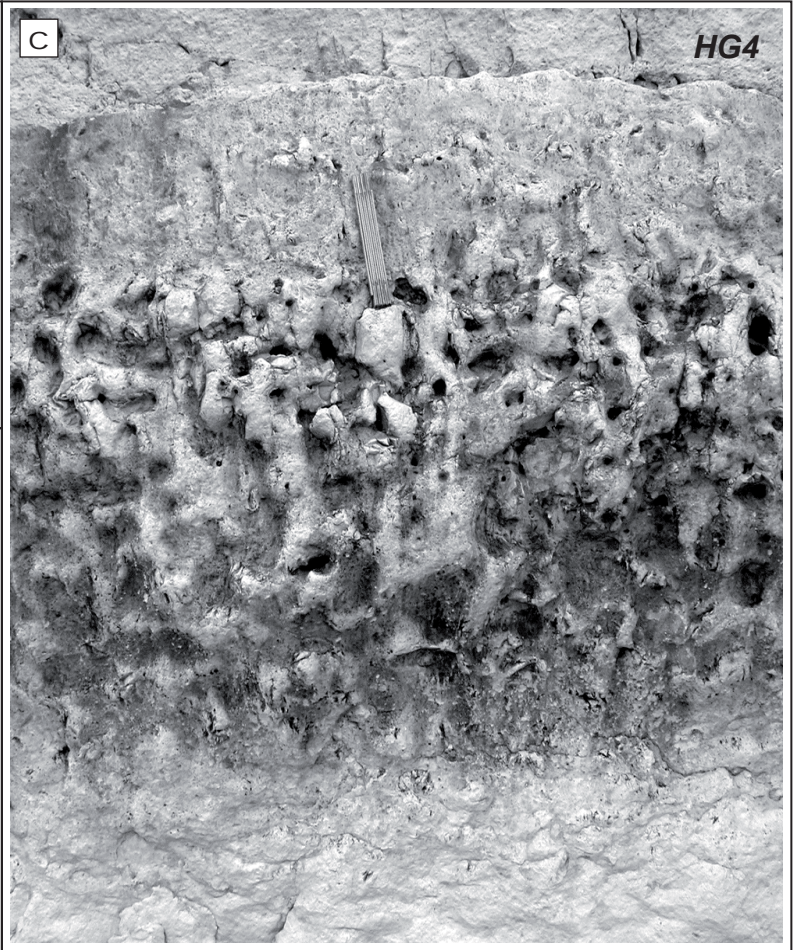
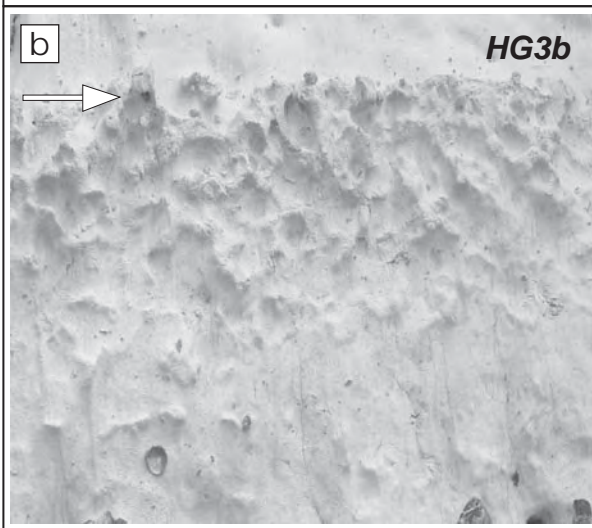
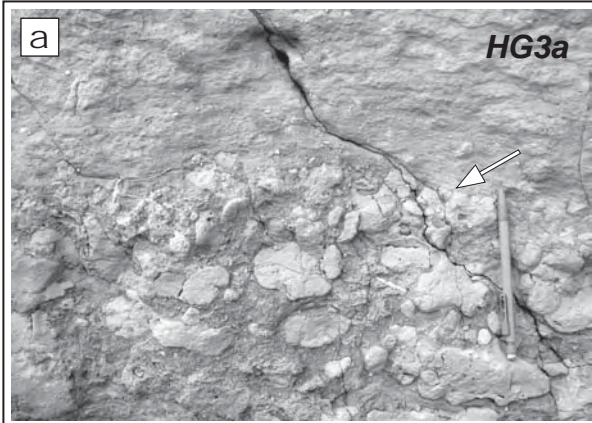


Plate 4

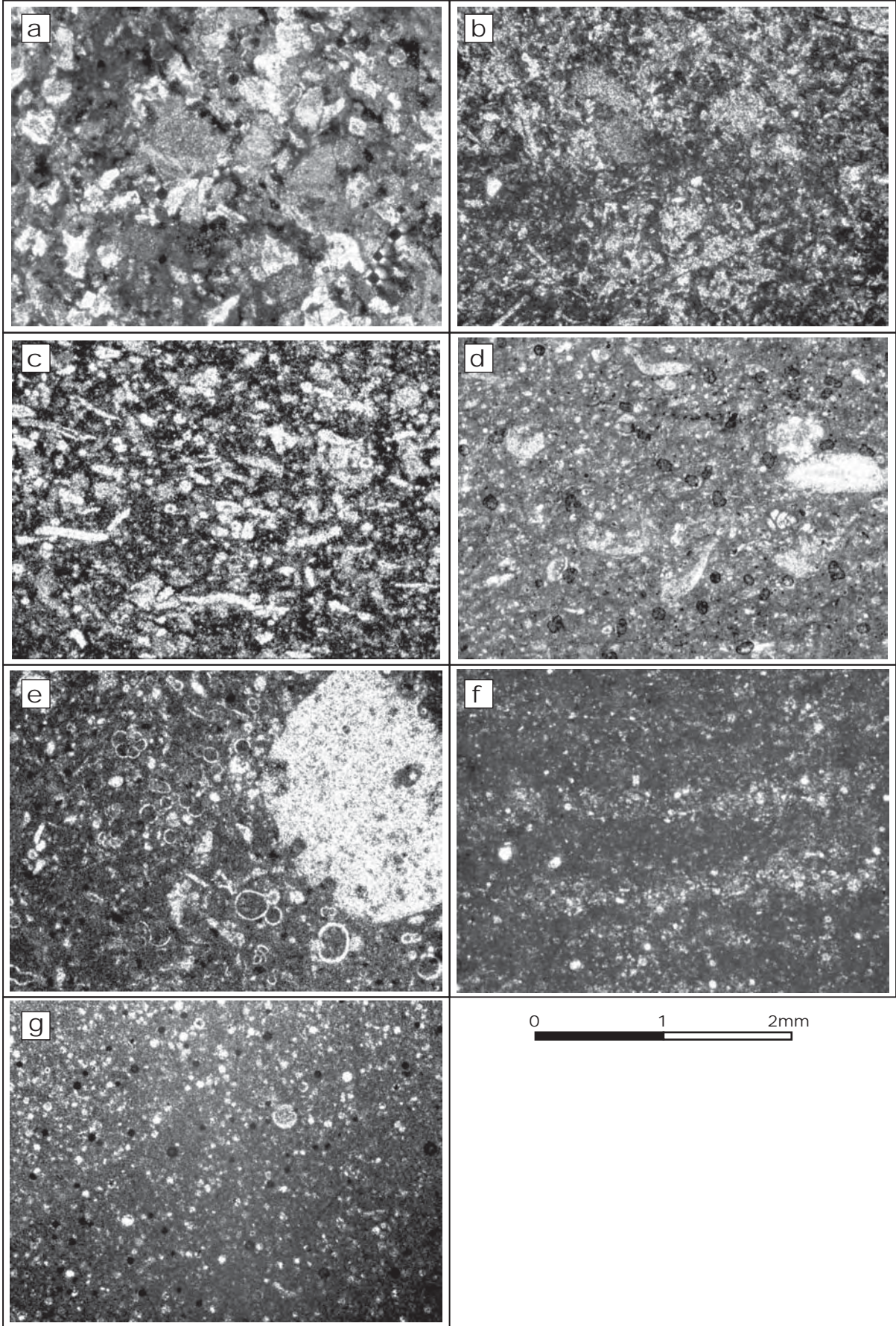


Table 2

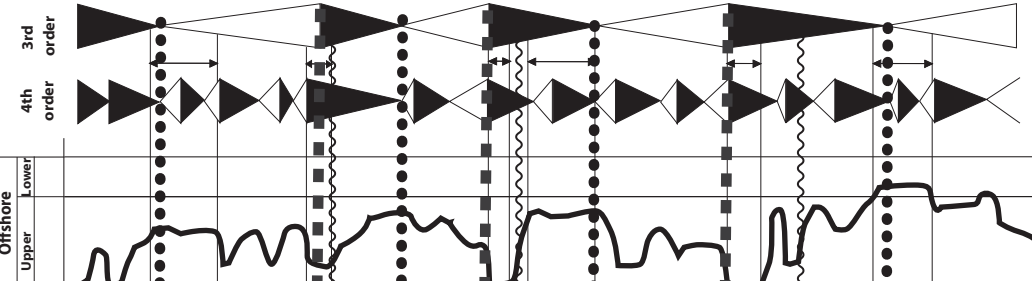
		MACROFAUNAS								
	TEXTURE AND MEAN GRAIN SIZE	NATURE: LESS THAN 5mm FRACTION	STATE OF PRESERVATION	RATIO/ WHOLE SEDIMENT	MICROFAUNAS	MACRO/MICROFAUNAS RATIO	OTHER ELEMENTS	SEDIMENTARY STRUCTURES		
SC1/DF1	MEDIUM SAND PACKSTONE -GRAINSTONE	Echinoderms +++ (up to 90%) Inoceramids + Unidentified thin shell bivalves:	Echinoderms: highly corroded intensely broken fine sand to coarse sand, medium fractured bivalves (2-5mm pieces)	90%	None	100/0%	Iron oxyde ooliths, detrital glauconite and quartz sands	Not observed in thin section		
SC2/DF2	MEDIUM SAND PACKSTONE -GRAINSTONE	Echinoderms +++ (up to 90%) Inoceramids + Bryozoans+ Unidentified thin shell bivalves:	Echinoderms: highly corroded intensely broken fine sand to coarse sand	90%	None	100/0%	Iron oxyde ooliths, detrital glauconite and quartz sands	Not observed in thin section		
SC3a/DF2-3	FINE TO MEDIUM SAND PACKSTONE	Echinoderms +++ Inoceramids+ Bryozoans	Echinoderms: highly corroded intensely broken fine sand to coarse sand Bryozoan well preserved	70%	Calcispheres and benthic foraminifers	90/10%	In Cenomanian, quartz (some) and glauconitic sand	Some lumachellic layers		
SC3b/DF3	FINE SAND PACKSTONE- WACKSTONE TO PACKSTONE	Echinoderms +++ bivalvia+ brachiopods + Bryozoan+ Sponge spicules in Cenomanian	Echinoderms: highly corroded and very intensely broken (silt to fine sand size fine sand dominates) Bryozoan and brachiopods well preserved and medium fractured coarse sand to bigger	50-60%	Calcispheres++ and benthic foraminifers	80/20%	In Cenomanian, quartz (some) and glauconitic sand	Planar alignment of the bioclasts (macrofaunas)		
SC4/DF4	SILT TO FINE SAND WACKSTONE- PACKSTONE	Echinids++ (monocrystalline calcite) Brachiopods+ Thin bivalves Sponge spicules in Cenomanian	Echinoderms: highly corroded and very intensely broken (silt to fine sand (silt dominate) Bryozoan and brachiopods well preserved and medium fractured (coarse sand sized and more).	30-40%	Calcispheres+++ (up to 60% of the whole sediment) and benthic foraminifers.	40/60%	Rare quartz and detrital glauconitic sand in Cenomanian	Planar alignment of the bioclasts (macrofaunas), graded laminae of silt to sand size fragment		
SC5/DF5	SILT WACKSTONE	Echinids+ (monocrystalline calcite) Inoceramids++ thin bivalves and brachiopods:	Echinoderms: highly corroded and very intensely broken (silt size) Medium to highly corroded other bioclasts, mostly highly corroded.	15-20%	Calcispheres+++ (up to 50% of the whole sediment) and benthic foraminifers,.	20/80%	Micas in Cenomanian	Graded laminae of silt size fragments (mainly calcispheres and highly fractured macrofaunas)		
SC6/DF6	MUDSTONE- WACKSTONE	Echinids, inoceramids and unidentified mollusk fragments	All corroded bioclasts, very intensely broken silt size and less	5-10%	Calcispheres++ and benthic foraminifers (less than 30% of the whole sediment).	10/90%	None	None		
DF7	MUDSTONE	Nearly no macrofaunas ,rare inoceramids and echinids fragments	All corroded bioclasts, very intensely broken silt size and less	<5%	Calcispheres+ and benthic foraminifers (less than 30% of the whole sediment)	5/95%	None	None		

STRATIGRAPHY

LITHO-	BIO-	STAGES
Local VEUILLETES	Compacts Intraconular zone	MIDDLE
SEAFORD equivalent CHALK	M. Coranginum	LOWER
LEWES NODULAR CHALK	M. cortestudinarium	UPPER
PIERRE EN PORT CRAIE DE ST	M. normaniae	UPPER
CRAIE D'ELETOT	Splanus	UPPER
SENNEVILLE CRAIE DE	T.lata	MIDDLE
	C. Woolgari	MIDDLE
	Nepruni	UPPER

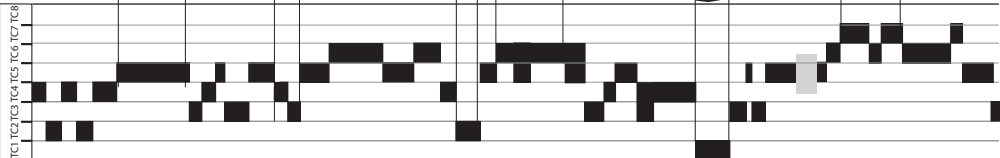
SEDIMENTARY ENVIRONMENT EVOLUTION

Offshore
Upper Lower



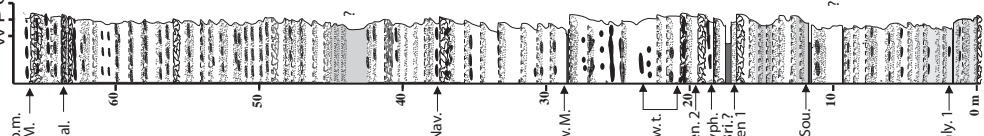
Middle Turonian- Middle Coniacian Cycles association

Upper offshore shallow deep

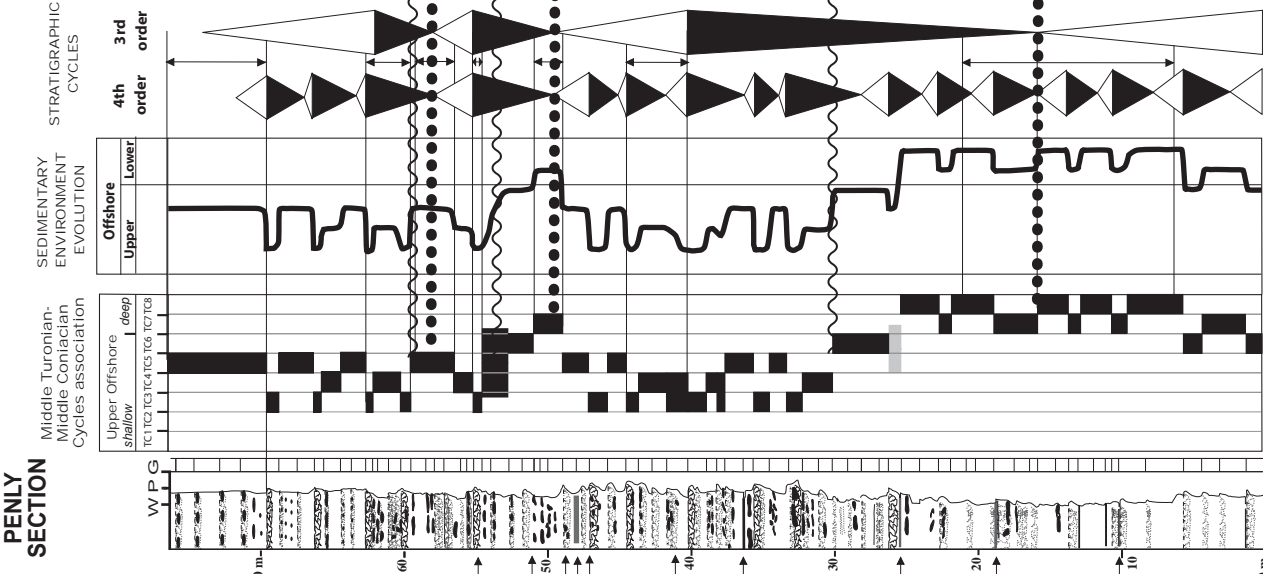
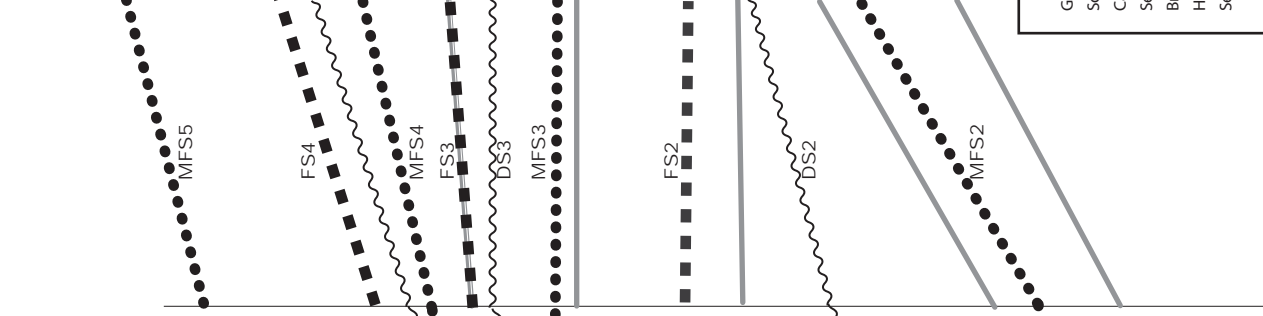


FECAMP - VEUILLETES SECTION

W P G

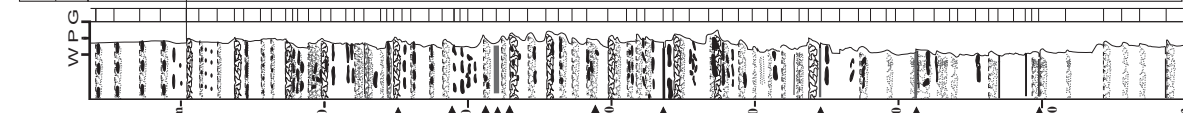


WSW



ENE PENILY SECTION

W P G



Marker beds

- Gly. 1 : Glynde marls 1
- Sou. : Southerham marls
- Cab. : Caburn marls
- Sen. 1 : Senneville 1 HG
- Bri : Bridgewick marls
- Hyp. : Hyphantoceras event
- Sen 2 : Senneville 2 HG
- Lew. t. : Lewes tubular flints
- Lew. M. : Lewes marls
- Cui : Cuilfail zoophycos beds
- Nav. : Navigation hardground
- P. Dal. : Petites dalles hardground
- St. M. : Saint martin hardground
- Sho. m. : Shoreham marls
- Time lines based on marker beds

Correlations and stacking pattern

- Maximum flooding surface
- Flooding surface
- Unconformity

Figure 13

FIGURE CAPTIONS

Figure 1: Facies distribution map of the western part of the Paris Basin (France) for the Late Cenomanian (modified from Juignet and Louail, 1987).

Figure 2: Stratigraphic succession of the studied area, synthesized from the St Jouin-Bruneval section (see Fig. 3 for location). a: chronostratigraphic succession of the Chalk of the London-Paris Basin: absolute ages from the International Commission on Stratigraphy (ICS) 2004 chart (Gradstein *et al.*, 2004), biostratigraphic zonation from Rawson *et al.* (1976) and Pomerol *et al.* (1998), Normandy lithostratigraphy and marker beds from Juignet (1974) and Juignet and Breton (1992), Southern England lithostratigraphy from Bristow *et al.* (1997). b: Saint-Jouin-Bruneval section (Cenomanian to Middle Turonian, see location on figure 3): lithostratigraphy and markers beds from Bristow *et al.* (1997), biostratigraphy from Robaszynski *et al.* (1998) and Juignet and Breton (1992).

Figure 3: Location of the different studied sections of the Normandy cliffs on a simplified geological map, based on the 1:1,000,000 geological map of France (Chantraine *et al.*, 2006).

Figure 4: Cycles of the Chalk on the scale of a few tens of decimetres to metre-thick, capped at top by hiatal surfaces (hardgrounds, firmgrounds or softgrounds): case example of the St Jouin-Bruneval section (Early Cenomanian, upper Mantelli - Dixoni zones, see Fig. 3 for location).

Figure 5: Different types of shell concentrations of the Normandy Chalk, with indications on the primary bioclasts (see table 1 for description).

Figure 6: Different types of hiatal surfaces (hardgrounds, firmgrounds and softgrounds) of the Normandy Chalk. The log profile indicates induration changes of the Chalk.

Figure 7: Distribution along a relative waterdepth profile based on the type of shell concentrations (see Fig. 5 and Table 1) of (a) the depositional facies and hiatal surfaces (see Fig. 6) and (b) the three associations of metre-scale cycles (see Figs. 8, 9 and 10).

Figure 8: Different types of metre-thick cycles in the Cenomanian (cycles association 1), classified according to their texture, depositional facies and hiatal surfaces.

Figure 9: The different types of metre-scale cycles in Upper Cenomanian to Lower Turonian (cycle association 2), classified according to their texture, depositional facies and hiatal surfaces.

Figure 10: Different types of metre-scale cycles for Middle Turonian to Middle Coniacian (cycle association 3), classified according to their texture, depositional facies and hiatal surfaces.

Figure 11: Test of the sedimentological waterdepth profile based on the type of metre-scale cycles using paleoecological echinid zonation (Neraudeau & Floquet, 1991; Neraudeau, 1994, 1995; Neraudeau & Villier, 1997).

Figure 12: The St Jouin-Bruneval section (Early Cenomanian, upper Mantelli - Dixoni zones, see Figs. 3 and 4): example of stratigraphic cycle definition, based on types of shell concentrations in the depositional facies, types of hiatal surfaces and metre-scale cycles.

Figure 13: Event and sequence stratigraphy correlations between the Fécamp-Veulettes and Penly sections (see Fig. 3 for location), biostratigraphy from Juignet (1991) and Juignet and Breton (1992), marker beds from Mortimore and Pomerol (1987), Juignet and Breton (1992) and Amédro and Robaszynski (2001).

Plate 1: Depositional facies (DF). a: DF2 with shell concentration SC2, moderately fragmented bioclasts, oriented along the bedding (crude laminations), normal grading (Early Cenomanian, St Jouin Bruneval section). b: DF2-3 with SC3a (Middle Cenomanian, St Jouin-Bruneval section). c: DF3 with SC3b, highly fragmented bioclasts (crude laminations) (Late Turonian, Penly section). d: DF4 with SC4, bioclasts are oriented along the bedding (Upper Cenomanian, St Jouin-Bruneval section). e: DF5 with SC5, highly

dispersed bioclasts with no bedding or fabric, extensively bioturbated mainly by *Zoophycos* (*Zo*) and *Planolites* (*Po*) (Early Cenomanian, St Jouin Bruneval section).

Plate 2: Hiatal surfaces (hardgrounds). a-b: hardground HG1 (a: indurated bioturbated layer and top surface – arrow; b: detail, showing iron-coated *Thalassinoides* burrows, with upper burrows corresponding to reworked intraclasts) . c-d: hardground HG2 (b: detail), both showing small troughs and scours (arrows), occurrence of *Skolithos* (*Sk*).

Plate 3: Hiatal surfaces (hardgrounds). a: hardground HG3a with numerous intraclasts over the top surface. b: hardground HG3b with a sharp top surface overlain by mineralised intraclasts. c: hardground HG 4 with a branched upper part.

Plate 4: Microfacies of the Cenomanian to Middle Coniacian Chalk. a: DF1, packstone-grainstone mainly made of sand-sized echinoid clasts (Lower Cenomanian, St Jouin Bruneval section). b: DF2-3, packstone composed of highly corroded echinoid fragments, bivalves and rare calcispheres (Middle Cenomanian, St Jouin Bruneval section). c: DF3, packstone-wackestone with very fine-grained sands and silt-sized echinoid clasts (Lower Cenomanian, St Jouin Bruneval section). d: DF4, packstone-wackestone with sand-sized echinoids (?) and bivalve (?)clasts; the fine-grained population (silt-sized) is made up of intensely broken macrofaunas and well-preserved microfaunas dominated by calcispheres, with some foraminifera (Upper Cenomanian, St Jouin Bruneval section). e: SC4 overlying a HG4 hardground, packstone-wackestone with foraminifera (*Globigerina* dominant) and calcispheres; note the difference of preservation between highly corroded echinoids and relatively well-preserved *Globigerina* (Middle Turonian, Fécamp-Veuillettes section). f: AAA, wackestone-packstone with predominant calcispheres; note the mm-thick, better sorted, laminations. g: AAA, mudstone-wackestone with mainly dispersed calcispheres; note the absence of macrofaunal bioclasts .

Table 1: Characteristics of the different types of shell concentrations.

Table 2: Characteristics of the different depositional facies in thin section

References :

- Aigner, T., Reineck, H.E., 1982. Proximity trends in modern storm sands from the Helgoland Bight (North Sea) and their implications for basin analysis. *Senckenbergiana Maritima* 14, 183-215.
- Conard-Noireau, M., Busnardo, R., Ducreux, J.L., Gaillard M.G., Philip, J., Babinot, J.F., *et al.*, (16 other authors), 1982. Cartes de faciès pour le Turonien de la France et des régions adjacentes, Colloque sur le Turonien. Mémoires du muséum d'histoire ; Série C, Tome XLIX, 231-241.
- Bristow, R., Mortimore, R.N., Wood, C.J., 1997. Lithostratigraphy for mapping the Chalk of southern England. *Proceedings of the Geologists Association* 108, 293-315.
- Bromley R.G., 1975. Trace fossils at omission surfaces. In: Frey, R.W., (Ed), *The study of trace fossils, a synthesis of principles, problems, and procedures in ichnology*, pp. 399-428. Springer-Verlag.
- Bromley, R.G., 1981. Enhancement of visibility of structures in marly chalk: modification of the Bushinsky oil technique. *Bulletin of the Geological society of Denmark*, 29, 111-118.
- Bromley, R.G., Gale A.S., 1982. The lithostratigraphy of the English Chalk rock. *Cretaceous Research*, 3, 273-306.
- Bromley, R.G., Ekdale, A.A., 1983. Flint and fabric in the European Chalk. In: Sieveking, G.de G., & Hart, M.B., (Eds.), *The scientific study of flint and chert: proceedings of the Fourth International Flint Symposium*, pp. 71-83. Cambridge university press, Brighton polytechnic.
- Brunet, M.F., Le Pichon, X., 1982. Subsidence of the Paris Basin. *Journal of Geophysical Research*. B 10, 8547-8560.
- Damholt, T., Surlyk, F., 2004. Laminated bioturbated cycles in Maastrichtian chalk of the North Sea ; oxygenation fluctuation within Milankovitch frequency band. *Sedimentology* 51, 1323-1342.
- Ekdale, A.A., Bromley, R.G., 1984. Comparative ichnology of shelf-sea and deep-sea Chalk. *Journal of Paleontology* 58, 322-332.
- Deconinck, J.F., Amedro, F., Fiolet-Piette, A., Juignet, P., Renard, M., Robaszynski, F., 1991. Contrôle paléogéographique de la sédimentation argileuse dans le Cénomaniens du Boulonnais et du Pays de Caux. Extrait des annales de la société géologique du Nord, T1, 57-66.
- Ekdale, A.A., Bromley, R.G., 1984. Comparative ichnology of shelf-sea and deep-sea chalk. *Journal of Paleontology*, 58, 322-332.
- Ekdale, A.A., Bromley, R.G., Pemberton, S.G., 1984. Ichnology, the use of trace fossils in sedimentology and stratigraphy. *SEPM short courses*, 15, Tulsa, Oklahoma, 313 pp.
- Fürsich, F.T., 1979. Genesis, environment and ecology of Jurassic hardgrounds. *Neues Jahrbuch für Geologie und paläontologie, Abhandlungen*, 158, 1-63.
- Fürsich, F.T., Oschmann, W., 1986. Storm shell beds of *nannogyra virgula* in the Upper Jurassic of France. *Neues Jahrbuch für Geologie und paläontologie, Abhandlungen*, 172, 141-161.
- Fürsich, F.T., Oschmann, W., 1993. Shell beds as tools in basin analysis: the Jurassic of Kacch, western India. *Journal of the geological society, London*, 150, 169-185.
- Fürsich, F.T., Pandey, D.K., 1999. Genesis and environmental significance of Upper Cretaceous shell concentrations from the Cauvery Basin, western India. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 93, 285-309.
- Gale, A.S., 1995. Cyclostratigraphy and correlation of the Cenomanian stage in western Europe. In: House, M.R., Gale, A.S, (Eds). *Orbital forcing time scales and cyclostratigraphy*, Geological Society Special Publication 85, pp. 177-197.
- Gale, A.S., 1996. Turonian correlation and sequence stratigraphy of the Chalk in southern England. In: Hesselbo, S.P., Parkinson, D.N., (Eds.), *Sequence stratigraphy in british geology*, Geological society special publication, 103, The geological society, London, 177-196.
- Gale, A.S., Young, J.R., Nicholas, J., Crowhurst, S.J., Wray, D.S., 1999. Orbital tuning of Cenomanian marly chalk successions : towards a Milankovitch time scale for the Late Cretaceous. *Philosophical transactions-Royal Society, Mathematical, physical and engineering sciences* 357, 1815-1829.
- Goldring, R., 1995. Organism and the substrate :response and effect. In: Bosence, D.W., Allison P.A., (Eds.) *Marine paleoenvironmental analysis from fossils*, Geological Society Special Publication.83, The geological Society, London, pp. 151-180.
- Gräfe, K.U., 1999. Foraminiferal evidence for Cenomanian sequence stratigraphy and palaeoceanography of the Boulonnais (Paris Basin, northern France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 153, 41-70.
- Guillocheau, F., Robin, C., Allemand, P., Bourquin, S., *et al.* (14 other authors), 2000. Meso-cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin : 3D stratigraphic constraints. *Geodinamica Acta* 13, 189-246.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., and Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea level since the Triassic (250 million years ago to present). *Science* 235, 1156-1167.
- Hancock, J.M., 1989. Sea level changes in the British region during Late Cretaceous. *Proceedings of the Geologists association* 100, 565-594.
- Homewood, P., Guillocheau, F., Eschard, R., Cross, T.A., 1992. Correlations haute résolution et stratigraphie génétique ; une démarche intégrée. *Bulletin des centres de recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine* 16, 357-381.
- Juignet, P., 1974. La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif armoricain. Aptien, Albien, Cénomaniens de Normandie et du Maine. Le stratotype du Cénomaniens. Thesis. Caen University, 810p.
- Juignet P., 1980. Transgressions-régressions, variations eustatiques et influence tectoniques de l'Aptien au Maastrichtien dans le bassin de Paris occidental et sur la bordure du Massif Armoricain. *Cretaceous Research* 1, 341-357.
- Juignet, P., 1991. Les craies du littoral du pays de Caux. *Bulletin d'information des géologues du Bassin de Paris*, 28, 10-24.
- Juignet, P., Louail, J., 1987. La transgression du crétacé moyen-supérieur sur la bordure du massif armoricain. In: *Transgressions et régressions au Crétacé (France et régions voisines)*. Mémoire géologiques de l'université de Dijon. (Ed C.d.s.d.l. terre), 11, 1-45, Dijon.
- Juignet, P., Breton, G., 1994. Stratigraphie, rythmes sédimentaires et eustatismes dans les craies turoniennes de la région de Fécamp (Seine-Maritime, France) ; expression et signification des rythmes de la craie. *Bulletin trimestriel de la société géologique de Normandie et des amis du muséum du Havre* 81, 55-81.

- Kennedy, W.J., Garrisson, R.E., 1975. Morphology and genesis of nodular chalk and hardgrounds in the Upper Cretaceous of southern England. *Sedimentology* 22, 311-386.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., and Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea level since the Triassic (250 million years ago to present). *Science* 235, 1156-1167.
- Kennedy, W.J., 1987. Late Cretaceous and Early Paleocene Chalk Group sedimentation in the Greater Ekofisk area, North Sea Central Graben. *Bulletin des centres de recherche exploration-production Elf-Aquitaine* 11, 91-126.
- Kidwell, S.M., 1991. The stratigraphy of shell concentrations. In :Allisson, P.A., Briggs, D.E.G., (Eds). *Taphonomy, releasing the data locked in the fossil record*. Plenum Press, pp. 211-290.
- Kidwell, S.M., Fürsich, F.T., Aigner T., 1986. Conceptual framework for the analysis and classification of shell concentrations. *Palaios*, 1, 228-238.
- Kidwell, S.M., Holland, S.M., 1991. Field description of coarse bioclastic fabrics. *Palaios* 6, 426-434.
- Le solleuz, A., Doin, M.P., Robin, C., Guillocheau, F., 2004. From a mountain belt collapse to a sedimentary basin development ; 2-D thermal model based on inversion of stratigraphic data in the Paris Basin. *Tectonophysics* 386, 1-27.
- Monciardini, 1978. Biozones de foraminifères et faciès du Turonien dans le Nord de la France. *Bulletin du B.R.G.M. I*, 207-223.
- Monciardini, C., Alcaydé G., 1982. Les paléomilieux turoniens dans le bassin de Paris. In *Colloque sur le Turonien, Mémoires du muséum national d'histoire naturelle Série C, Tome XLIX*, 35-42.
- Mortimore, R.N., 1986. Stratigraphy of the Upper Cretaceous White Chalk of Sussex, *Proceedings of the geologists' association*. 97, 97-140.
- 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.
- Néraudeau D., 1995. Diversité des échinides fossiles et reconstitutions paléoenvironnementales. *Géobios, Mémoire spécial* 18 : 337-345.
- Néraudeau, D., Moreau, P., 1989. Paléocologie et paléogéographie des faunes d'échinides du Cénomaniens Nord-Aquitain (Charentes-maritime, France). *Géobios*, 22, 293-324.
- Néraudeau, D., Floquet, M., 1991. Hemiaster et Mecaster (Echinoidea : Spatangoida) marqueurs chronoécologiques de l'histoire de la plate-forme castillane (Espagne) au Crétacé supérieur. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleocology*, 88 , 265-281.
- Néraudeau, D., Villier, L., 1997. Enregistrement des fluctuations paléoenvironnementales par les échinides irréguliers de la Craie Campanienne de Charentes Maritime (SO France). *Annales de la société géologique du Nord* 5, 175-179.
- Quine, M., Bosence, D.W.J., 1991. Stratal geometries, facies and sea-floor erosion in Upper Cretaceous Chalk, Normandy, France. *Sedimentology* 38, 1113-1152.
- Robaszynski, F., (coord.), Alcaydé, G., Amédro, F., Badillet, G., Damotte R., Foucher, J.-C., *et al.*, 1982. Le Turonien de la région-type : Saumurois et Touraine. *Stratigraphie, biozonations, sédimentologie*. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 6, 119-225.
- Robaszynski, F., Gale, A.S., Juignet, P., Amédro, F., Hardenbol, J., 1998. Sequence stratigraphy in the upper cretaceous series of the Anglo-Paris Basin: Exemplified by the Cenomanian stage. In: Graciansky de, P.-C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R., (Eds). *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European Basins, SEPM Special Publications* 60, pp. 363-386.
- Ruffel, A., and Wacch, G., 1998. Firmgrounds-key surfaces in the recognition of parasequences in the Aptian Lower Greensand Group, Isle of Wight (southern England). *Sedimentology*, 45, 91-107.
- Savrda, C.E., Browning, J.W., Krawinkel H., Hesselbo S.P., 2001. Firmground ichnofabrics in deep-water sequence stratigraphy, Tertiary clinoform-toe deposits, New Jersey slope. *Palaios*, 16, 294-305.
- Scholle P.A., Albrechtsen T., Tirsgaard H. 1998. Formation and diagenesis of bedding cycles in the uppermost Cretaceous chalks of the Dan Field, Danish North Sea. *Sedimentology*, 45, 223-243.
- Surlyk, F., 1997. A cool water carbonate ramp with bryozoan mounds: Late cretaceous- Danian of the Danish Basin. In: James, N.P., Clarke, J.A.D., (Eds). *Cool-Water carbonates, SEPM Special Publication* 56, pp. 293-308.
- Taylor, A., Goldring, R., Gowland, S. 2003. Analysis and application of ichnofabrics, *Earth Sciences review*, 60, 227-259.
- Wagoner Van, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., Hardenbol, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In : Wilgus, C., Posamentier, H., Ross, C.A., Kendall, C.G., (Eds). *Sea level changes, an integrated approach, SEPM Special Publication* 42, pp. 39-45.
- Wendler J., Gräfe K.U., Willems H. 2002. Palaeoecology of calcareous dinoflagellate cysts in the mid-Cenomanian Boreal Realm : implications for the reconstruction of palaeoceanography of the NW European shelf sea. *Cretaceous Research*, 23, 213-229.
- Wray D.S. 1999. Identification and long-range correlation of benthonites in Turonian-Coniacian (Upper Cretaceous) chalks of northwest Europe. *Geological magazine*, 136, 361-371.

Application du modèle de faciès bâti en Normandie pour les dépôts postérieurs au Coniacien moyen

Le modèle de faciès proposé ici est établi sur les dépôts de l'intervalle Cénomaniens-Coniacien moyen. Basé sur l'expression des tempêtes, il semble applicable pour les dépôts postérieurs. Cependant l'intervalle Coniacien moyen-Campanien est marqué par un changement de sédimentation important.

Les surfaces d'arrêt de sédimentation y sont plus rares, correspondant comme nous le verrons à un approfondissement généralisé. L'expression des cycles se fait principalement par alternances craie-silex. Ce type d'alternance est prédit en domaine distal par notre modèle de faciès, suggérant donc que celui-ci peut s'appliquer.

Des évidences de tempêtes restent cependant visibles, celles-ci s'exprimant principalement sous formes de HCS non érosives. Les faciès les plus proximaux sont des faciès TC3 et TC4. L'essentiel de la sédimentation est constitué de dépôts très fins mis en équivalence avec les TC6, TC7, TC8.

La sédimentation est de plus marquée par la mise en place de géométries en ondulation de longueur d'onde variable. Le développement des géométries implique, comme nous le verrons plus loin (chapitre D) des processus autres que les tempêtes, en l'occurrence de courants profonds unidirectionnels, qui peuvent modifier les concentrations de bioclastes que nous utilisons pour caractériser l'environnement de dépôt. Dans cet intervalle, nos faciès sont donc définis avec une barre d'erreur plus importante que dans les intervalles précédents.

On peut cependant objecter que les dépôts liés à des tempêtes, phénomènes bref et impliquant des vitesses de courant relativement élevées montrent des caractéristiques en termes de tri, de figures érosives et de mise en banc très différentes de celle de dépôts produits par un vannage par un courant unidirectionnel, persistant et présentant des vitesses relativement faibles comme c'est le cas des courants identifiés dans ces intervalles stratigraphiques. Il est donc possible de différencier ces deux types d'hydrodynamisme lorsque l'on a affaire à des dépôts relativement grossiers. A l'inverse ceci sera plus difficile lorsqu'on considérera les dépôts plus fins.

La réalisation d'un découpage séquentiel à partir de l'étude de ces dépôts, reste cependant possible. En effet, nous verrons que ces géométries en ondulations s'organisent selon un schéma séquentiel (chapitre D). Elles sont marquées par des phases successives de création de topographie positive associées à une dynamique érosive plus ou moins marquée durant les tendances régressives tandis que leur phase de remplissage correspond à une tendance transgressive. Nous verrons de plus (chapitre D) que ces géométries varient en fonction de la bathymétrie de leur milieu de formation.

En conséquence, si la détermination des faciès et surtout l'estimation des paléobathymétries à l'intérieur de ces géométries peut être plus imprécise en termes d'environnement de dépôt, le fait que ces géométries montrent une évolution en lien direct avec les variations du niveau marin permet de réaliser un découpage séquentiel précis de ces dépôts particuliers de la Craie.

II. Faciès proximaux de Touraine

Les faciès carbonatés de Touraine sont généralement reconnus comme des faciès relativement proximaux de la Craie, ceci principalement du fait de leur composante terrigène plus élevée que dans le reste du Bassin de Paris (Robaszynski *et al.*, 1982b). De plus, les rares travaux portant sur les données paléoenvironnementales de Touraine ont permis de montrer l'existence de milieux très proximaux (infralittoral supérieur dans le Turonien supérieur-début Coniacien de la région de Saumur ; Robaszynski *et al.*, 1982). Notre travail s'appuie sur le levé de dix-huit coupes partielles dans l'intervalle allant de la base du Turonien au Campanien inférieur, leur position est signalée dans le chapitre C.II.2.

Dans les dépôts de Touraine, la cyclicité et les surfaces d'arrêt de sédimentation sont moins développés qu'en Normandie. Les surfaces d'arrêt de sédimentation sont relativement rares, restreintes à quelques surfaces particulières dans les dépôts du Turonien inférieur au Turonien supérieur. A partir du Turonien supérieur, les surfaces d'arrêt de sédimentation sont plus prononcées, le Coniacien est fréquemment caractérisé par un empilement de plusieurs hardgrounds (Jarvis *et al.*, 1982) et une grande partie des dépôts postérieurs est marquée par une cyclicité comparable à celle observée en Normandie.

Les dépôts turoniens constituent l'essentiel de l'épaisseur de la pile post-cénomaniennne préservée en Touraine, et sont les seuls à affleurer dans de conditions suffisantes pour permettre des corrélations multiples entre les coupes levées. En conséquence, le modèle de faciès présenté se basera tout d'abord sur l'étude des dépôts turoniens que nous extrapolerons aux dépôts postérieurs. La place moins « centrale » des surfaces d'arrêt de sédimentation dans les dépôts de Touraine fait que l'essentiel du modèle de faciès peut être basé sur l'observation de faciès en dépôt. L'interprétation des surfaces sera présentée dans un second temps, en se focalisant sur la description et l'interprétation de quatre types principaux de surfaces d'arrêt de sédimentation.

Les figures sédimentaires sont fréquemment bien exprimées en Touraine. De plus, les variations de lithologie et de granulométrie sont importantes. Ceci permet de dresser un modèle de faciès de la Touraine plus « conventionnel » par rapport à celui établi en Normandie. La différenciation des faciès et leur interprétation en termes de dépôts seront principalement basées sur les variations de lithologie, de granulométrie et les figures sédimentaires observées.

Les concentrations de bioclastes observées serviront également pour la différenciation de certains faciès mais surtout pour la mise en équivalence des faciès identifiés en Touraine avec ceux du modèle de faciès construit en Normandie. Pour la caractérisation de ces concentrations, l'état de fragmentation et l'arrangement des bioclastes sont les critères principaux retenus. Pour caractériser la texture des concentrations de bioclastes (packing), nous utiliserons les termes utilisés dans le modèle de faciès précédent, traduits de la façon suivante : *densely* = dense, *loosely* = lâche, *dispersed* = dispersé.

1. Description des différents faciès identifiés en Touraine

Dix faciès principaux ont été observés dans l'ensemble des coupes. Leurs caractéristiques sont résumées sur le tableau B. 1.

- La mise en banc est relativement homogène dans les faciès 1, 6 (avec des figures d'érosion en base), 8, 9 et 10. Elle est très hétérogène dans les faciès 4 et 5 (lentilles bioclastiques). Elle est marquée par des mégarides dans les faciès 3 et 3 bis et finement laminée à lenticulaire dans le faciès 2. Le faciès 3 est caractérisé par des barres métriques montrant des terminaisons en downlap à la base.
- Les faciès 9 et 10 alternent fréquemment avec des firmgrounds ou des horizons à silex, rappelant la mise en bancs observée en Normandie. De la même façon, le faciès 8 est fréquemment associé à des horizons très indurés, tandis que le faciès 7 est essentiellement rencontré au-dessus de surfaces d'arrêt de sédimentation

1.1. Granulométrie et texture

Les différents faciès identifiés incluent des faciès terrigènes et carbonatés, la proportion de matériel terrigène variant à l'intérieur de ces derniers. Quatre faciès (1 à 3 bis) présentent une fraction terrigène dominante à élevée sous forme de sables quartzeux fins à grossiers. Les faciès suivants sont caractérisés par la rareté des sables quartzeux et la présence de micas. La glauconie est présente dans la plupart des faciès.

- Le faciès 3 présente les granulométries les plus grossières (sables grossiers bioclastiques et sables grossiers quartzeux).
- Les faciès 2 et 3 correspondent à des sables terrigènes fins à grossiers, les faciès 4 à 6 à des faciès de sables carbonatés fins à moyens, très bioclastiques, les faciès 7 à 9 essentiellement à des faciès de sables carbonatés fins à moyens. Enfin le faciès 10 correspond au faciès le plus fin (silt à sables fins, carbonatés).

La granulométrie est relativement homogène à l'intérieur des faciès 1, 2, 3, 8, 9 et 10.

- Dans les faciès 4, 5 et 6, elle augmente au niveau des figures sédimentaires observées.
- Dans le faciès 3 bis, on observe une granodécroissance fréquente à l'échelle des lamines.
- On observe enfin une granodécroissance à l'échelle du faciès 7, associée principalement à une décroissance de la quantité de bioclastes.

Les faciès montrent une texture relativement bien triée à l'exception du faciès 1.

1.2. Figures sédimentaires

La dynamique érosive est bien exprimée dans les faciès 2 à 7, elle est fréquemment ondulée et d'amplitude supérieure à 10 cm pour les faciès 2, 3 bis, 4, 5, 6 et 7. Elle est plus rare dans les faciès 8 et 9, où elle apparaît sous forme plane. Elle est très rare dans le faciès 10.

Les figures sédimentaires rencontrées incluent des lamines obliques à grande longueur d'onde (faciès 2), les HCS, et les mégarides :

- Les figures de tempêtes constituent la majorité des figures sédimentaires observées dans les faciès de Touraine. Les HCS sont bien exprimées dans les faciès 2, 5 et 7 (planche B. 3, en bas), elles sont plus rares et de plus petite taille dans les faciès 8, 9 et 10. Dans les faciès 2, 4, 5 et 6, on observe essentiellement des lentilles sans stratification interne claire, de taille variable, à granulométrie grossière et érosive en base.
- On observe une évolution dans la forme, l'amplitude et la longueur d'onde des lentilles bioclastiques :
 - Les faciès 2 et 4 comportent des lentilles discontinues pluridécimétriques, très érosives en base, et d'amplitude dépassant rarement 30 cm (planche B. 3).
 - Les faciès 5 et 6 comportent des lentilles métriques à plurimétriques érosives plus continues que dans le faciès 4, et d'amplitude dépassant fréquemment les 30 cm.
 - Le faciès 7 comporte des HCS à sillons métriques en base, moins érosives (amplitude <15 cm). Elles sont continues et de longueur d'onde plurimétrique.
 - Les faciès 8, 9 et 10 comportent des figures de moins grande amplitude et longueur d'onde (« micro » HCS ; planche B. 5). Les faciès 8 et 9 montrent une base érosive plane. Les faciès 10 ne montrent pas d'érosion à leur base.
- Associées à ces figures de tempêtes, des strates bioclastiques planes à ondulées alternant avec des niveaux moins bioclastiques sont observables dans les faciès 4, 5 et 6. Ces intervalles (planche B. 4) sont interprétés comme une stratification due à l'action des vagues de tempêtes.
- Dans le faciès 8, des lamines planes à ressaut granulométrique sont interprétées de la même façon (planche B. 5).
- Dans le faciès 2, l'essentiel des figures sédimentaires rencontrées correspond à des lamines obliques à faible pente, se pinçant en downlap en direction du continent (planche B. 1). Associées à de rares HCS lenticulaires, érosives, elles sont l'expression d'un courant unidirectionnel en direction du continent dans un dépôt influencé par l'action des vagues de tempêtes. Leur interprétation sera discutée plus loin.
- Dans le faciès 3, des mégarides à granulométrie grossière de longueur d'onde plurimétrique et d'amplitude métrique (planche B. 2), sont observées et constituent les seules figures sédimentaires présentes. Des mégarides sont également présentes dans le faciès 4 où elles sont associées à des HCS. Les mégarides montrent, dans les deux cas, deux sens opposés (planche B. 2), ce qui suggère une dynamique tidale.
- Le faciès 1 montre des figures sédimentaires différentes de celles des autres faciès, et particulièrement des figures sédimentaires en auge (planche B. 1). De plus, des figures d'échappements d'eau sont fréquemment observées.

	Granulométrie et texture		Figures sédimentaires		Bioclastes		Bioturbation
	Mise en banc				Type	Etat de fragmentation et taille	
1	Massif métrique	Sable fin argileux, présence de glauconie, Mal trié	Auges décimétriques, figures d'échappement d'eau.		Rares (ostréidés)		Rare ou mal visible
2	Lamination centimétrique et lentilles	Sables fins à grossier, tri moyen.	Lamines obliques d'épaisseur centimétriques (A=décimétrique, l= métrique), Rares HCS érosives (A= 20cm, l= 50cm max), lenticulaires.		Rares (ostréidés)		Rare à moyenne Monospécifique, oeuillée
3	Barres métriques à mégarides	Sables grossiers carbonatés très bioclastiques, phase terrigène abondante dont sables quartzeux grossiers.	Mégarides (A= décimétrique à pluridécimétrique, l= métrique à plurimétrique) dans deux sens opposés, un sens montrant A et l supérieur.		Bryozoaires, échinides, ostréidés, serpules, bivalves divers	Dense	Rare
3 bis	Mégarides pluridécimétriques	Sables fins à grossiers	Lamines granodécroissante, obliques à inclinaison variable, drapées en leur sommet. sillon d'érosion en base A=pluricentimétrique, l= pluridécimétrique en base.		Rares (ostréidés)		Rare
4	Hétérogène, Lentilles discontinues (décimétrique) et mégarides	Variable selon la stratification, Sables carbonatés fins à grossiers très bioclastiques dans lentilles, sables quartzeux terrigènes rares.	Mégarides (A= décimétrique, l= métrique) dans deux sens opposés, passées très bioclastiques en lentilles discontinues érosives en base 10-20cm l= 60cm sans structures.		Serpules, Bryozoaires, échinides, bivalves divers dont rares ostréidés	Dense	Élevée à moyenne, <i>Thalassinoides</i> dominants
5	Lenticulaire continue métrique, strates planes bioclastiques	Variable selon la stratification, Sables carbonatés fins à grossiers en niveaux, très bioclastiques dans les lentilles, sables quartzeux terrigènes rares.	Lentille métrique à base érosive A= 10cm, l= 1 à 2 m sans structures. Lamines ondulées à planes, pluricentimétriques à ressaut granulométrique. HCS, A 20 à 60cm l= métrique à plurimétrique, érosive en base, A=20- 30 cm, l= plurimétrique		Bryozoaires, échinides, ostréidés, serpules, bivalves divers, brachiopodes	Dense au niveau des intervalles bioclastiques, dense à lâche entre eux	Moyenne, <i>Thalassinoides</i> dominants
6	Homogène	Sables carbonatés fins à grossiers très bioclastiques, .	Erosif en base, A= 10 à 40cm, l= 1m à plurimétrique, souvent massif, rares HCS et lentilles A= 20-30cm l= 1m à plurimétrique		Bryozoaires très abondants, échinides, ostréidés, bivalves divers, serpules rares brachiopodes	Dense à lâche	Moyenne, <i>Thalassinoides</i> dominants
7	Homogène à lumachelle en base	Sables carbonatés fins à moyens, très bioclastiques en base associée fréquemment à des intraclastes de craie (graviers-galets), granodécroissant	Erosif en base, ondulée A= 5 à 15 cm, l= 1m. HCS fréquente au dessus A = 15 cm l = 1m à plurimétrique.		Ostréidés dominants en base, bryozoaires, échinides, bivalves, rares brachiopodes, polyptiers solitaires possibles	Dense en base, dense à lâche au dessus	Faible en base, moyenne à élevée au dessus <i>Thalassinoides</i> dominants
8	Homogène ou à lamines planes centimétrique	Sables carbonatés fins à moyens, bioclastiques, packstones	Erosif ou non en base, plane, rare HCS, lamines planes fréquentes.		Bryozoaires très abondants, lamellibranches, rares ostréidés, rares brachiopodes	Lâche	Moyenne à élevée, <i>Thalassinoides</i> dominants
9	Homogène	Sables carbonatés fins à moyens, bioclastiques, packstones	Erosif ou non en base, plane, rare HCS		Bryozoaires très abondants, lamellibranches, rares ostréidés, rares brachiopodes	Lâche à dispersé (1 à 10mm)	Moyenne à élevée, <i>Thalassinoides</i> dominants, possibles Ophiomorpha
10	Homogène	Silt à Sables carbonatés fins, wackestone-packstone	Rarement érosif en base, "Micro"-HCS (A= 15 cm max. l= 50- 80cm)		Bryozoaires, lamellibranches, rares ostréidés, rares brachiopodes	Dispersé (principalement <5mm)	Moyenne à élevée, <i>Thalassinoides</i> dominants

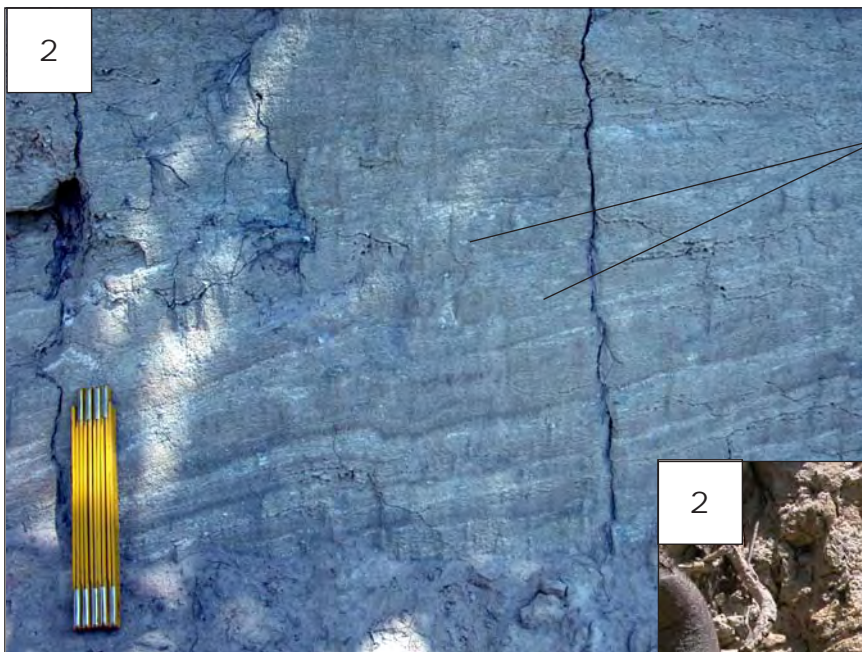
Tableau B.1 : Caractéristiques des différents faciès identifiés en Touraine



Stratification en auges



Figure d'échappement d'eau



Bioturbation oieillée

Lamines obliques faiblement pentée



Downlaps

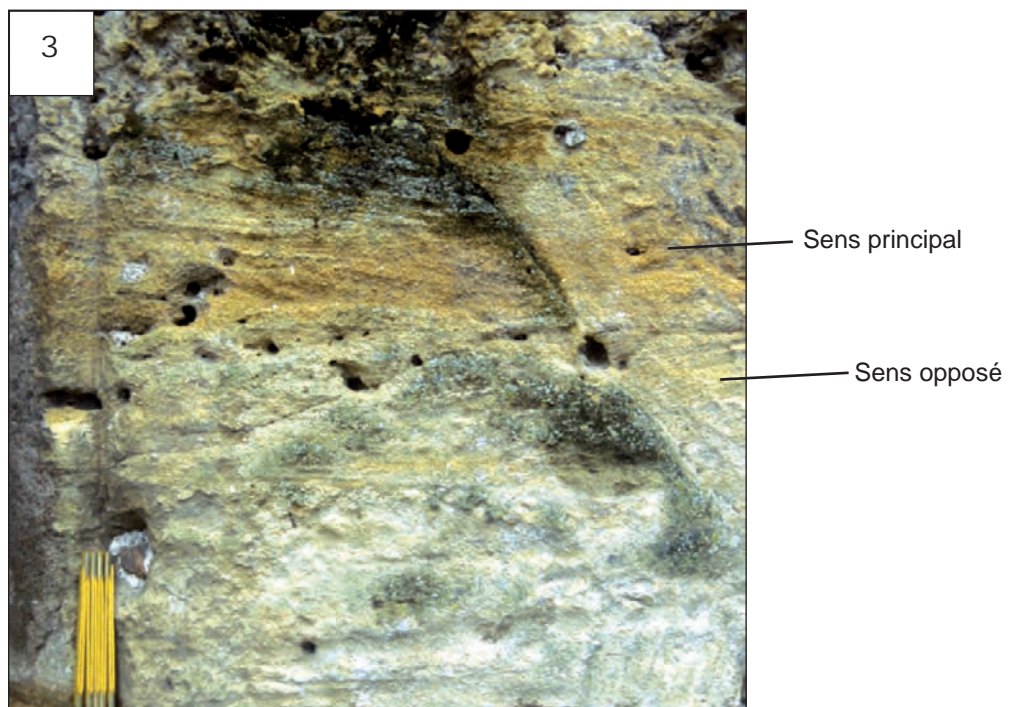


Planche B.2: Faciès les plus proximaux de Touraine

Faciès 3 : Remarquer l'organisation en barres métriques du faciès 3 (photo supérieure et la présence de mégarides dans deux sens opposés, (photo inférieure, située latéralement par rapport à la précédente), coupe de Chinon, Turonien supérieur. Faciès 3 bis: remarquer le caractère non corcondant des lamines, coupe de Langeais, Turonien supérieur.

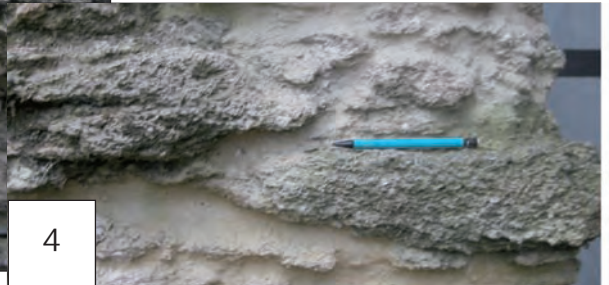


Planche B.3: Faciès d'offshore supérieur proximal de Touraine.

Faciès 4: Remarquer les mégarides (photo supérieure) et les lentilles bioclastiques discontinues (photo inférieure), coupe de Montlouis-sur-Loire, Turonien supérieur

Faciès 5: Remarquer les HCS métriques (photo supérieure, coupe de Lussault, Turonien supérieur) et les intervalles bioclastiques à stratification plane à ondulée (photo inférieure, coupe de Montlouis, Turonien supérieur).



Planche B.4: Faciès les plus proximaux de Touraine
Faciès 6: Coupe de Saumur, Turonien moyen
Faciès 7: Coupe de Montlouis-sur-Loire, Turonien moyen à supérieur.

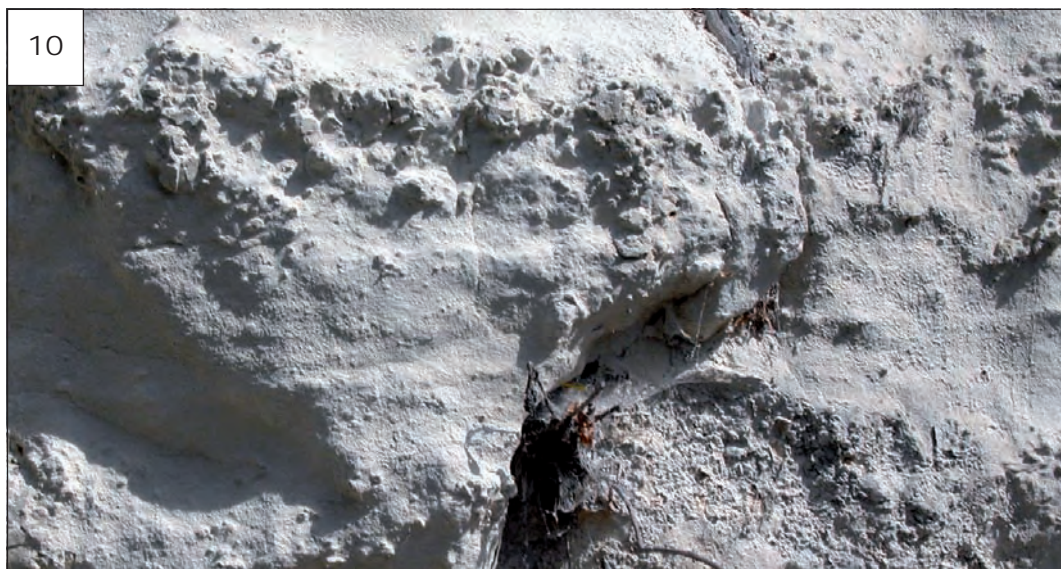


Planche B.5: Faciès d'offshore supérieur médian à distal de Touraine

Faciès 8: remarquer les lamines planes à ondulées. Photo supérieure: Coupe de Saumur, Turonien moyen.
Photo inférieure: Coupe de Troo, Turonien moyen.

Faciès 10: remarquer les terriers de thalassinoides indurés selon une surface plane qui évoque un arrêt de sédimentation, ainsi que la stratification sous ces silex qui évoque une fabrique de HCS, Coupe de Montrichard, Turonien moyen.

1.3. Concentrations de bioclastes

Les faciès 1, 2 et 3 bis sont pauvres en bioclastes. Les faciès les plus bioclastiques sont les faciès 3, 4, 5 et 6. Les faciès 7 à 10 montrent une raréfaction de la teneur en matériel bioclastique et une chute de leur granulométrie.

Les bioclastes sont dans la majeure partie des cas fracturés, la fracturation est moyenne pour les faciès 2 et 4, moyenne à élevée dans les faciès 5 à 8, et élevée dans les faciès 9 et 10. La taille des bioclastes est relativement élevée (fréquemment supérieure au centimètre) dans les faciès 3, 4, 5, 6, et à la base du faciès 7. Elle est moyenne (qq mm à 2 cm) dans les faciès 8 et 9, et faible (<5 mm) dans le faciès 10.

Les concentrations de bioclastes ont une texture dense pour les faciès 3, 4, 5 et 6, dense à lâche dans le faciès 7, lâche dans le faciès 8, lâche à dispersée dans le faciès 9, dispersée dans le faciès 10.

1.4. Bioturbation

Elle est rare dans les faciès 1, 3 et 3 bis, rare à moyenne sous forme de bioturbation œillée monospécifique dans le faciès 2. Elle est fréquemment très élevée dans les intervalles non stratifiés des faciès 4 et 5. Elle est moyenne dans tous les autres faciès. D'une manière générale, les intervalles correspondant à une activité hydrodynamique sont peu bioturbés. Dans les faciès 4 à 10, l'essentiel de la bioturbation est représenté par des *Thalassinoides*.

2. Interprétation de ces faciès en termes de milieux de dépôts et modèle de faciès des dépôts de Touraine.

2.1. Faciès en dépôt.

Les faciès 1, 2, 3, 3 bis, 4 et 5 présentent des caractéristiques non rencontrées dans les faciès de Haute-Normandie. A l'inverse, les faciès 7 à 10 présentent des caractéristiques communes avec les faciès en dépôts identifiés en Normandie. Nous discuterons de leur position par rapport aux autres faciès identifiés en Touraine puis de leur synonymie avec les faciès de Haute-normandie.

- Les mégarides de sens opposés, rencontrées dans les faciès 3 et 4, plaident pour une influence tidale. Dans le cas du faciès 3, les barres métriques surimposées ainsi que la forte granulométrie rencontrée, évoquent un faciès de barres tidales.
- Dans les faciès 4, 5 et 6, la stratification lenticulaire discontinue à continue des lentilles les plus grossières, l'existence de strates bioclastiques, la présence de reprises granulométriques dans les intervalles à lamines planes à ondulées et enfin la présence de HCS montrent tous un milieu dominé par une dynamique de tempête.
- L'augmentation de la continuité des lentilles du faciès 4 au faciès 6 suggère une diminution de la dynamique érosive des tempêtes et un approfondissement de 4 à 6.
- L'association dans le faciès 4, de figures attribuables à des dépôts de tempêtes et à des dépôts tidaux, suggère une influence combinée des deux dynamiques.
- Dans les faciès 7 à 10, la présence de HCS ou de micro-HCS plaide également pour un milieu dominé par les tempêtes.
- L'évolution de la granulométrie, de la texture, de la dynamique érosive des dépôts de tempêtes ainsi que de leur longueur d'onde sont autant de critères qui permettent de considérer que les dépôts 4 à 6 sont les plus proximaux tandis que les dépôts 7 à 10 sont les plus distaux. Ces derniers montrent eux-mêmes une chute progressive de l'hydrodynamisme (HCS de moins en moins érosives, diminution de la granulométrie et du tri), ce qui suggère que ces faciès se rangent dans l'ordre proximal-distal de 7 à 10.
- Le faciès 1 présente des caractéristiques très différentes des autres. Il est uniquement rencontré dans la coupe la plus proximale. La granulométrie terrigène est prédominante, à l'inverse des autres faciès dans lesquels elle est diluée dans la sédimentation carbonatée. Ceci suggère une proximité du continent. Le caractère mal trié de ces sédiments sablo-argileux, la présence de stratifications en auges, associées à des figures d'échappements d'eau montrent une sédimentation rapide. Elle s'effectue en domaine marin comme le montre la présence de bioclastes. L'ensemble de ces critères suggère des dépôts de crue. Ce faciès est en conséquence interprété comme un faciès estuarien.
- Le faciès 2 est également rencontré dans la coupe la plus proximale. La présence d'HCS suggère une influence des tempêtes. Les lamines obliques enregistrent un courant unidirectionnel de

l'océan vers le continent. Enfin la présence d'une bioturbation monospécifique œillée suggère un milieu restreint. La granulométrie, comportant des sables grossiers, permet d'écarter un faciès de plage, habituellement plus fin, que les lamines obliques faiblement pentées pourraient suggérer. Les caractéristiques hydrodynamiques associées au caractère restreint de ce faciès suggèrent un environnement de baie. Les lamines obliques sont interprétés comme des dépôts à l'intérieur de « storm wash over fans », et les rares HCS observées montrent de rares franchissements d'une barrière hydrodynamique par les tempêtes.

- Le faciès 3 bis, caractérisé par des mégarides dans lesquelles les lamines ne sont pas superposées, suggère que de multiples événements, différents ont construit ces figures sédimentaires. Le caractère granodécroissant de chacun des sets de lamines ainsi de que leur caractère discordant pourrait correspondre à des faciès d'amortissement de la houle.

2.1.1. Faciès les plus proximaux (faciès internes et dépôts tidaux)

L'interprétation en termes d'environnements de dépôts permet de considérer que les faciès 1 et 2 correspondent aux faciès les plus internes rencontrés.

Le faciès 1 qui correspond à un faciès estuarien est le plus proximal.

Le faciès 3 bis interprété comme un faciès d'amortissement de la houle correspond au shoreface.

Le faciès 3 de barres tidales correspond à des dépôts qui se forment habituellement à des profondeurs variables. L'augmentation de granulométrie fréquemment observable, montre une tendance progressive à la diminution de profondeur. Les barres qui débutent dans des faciès grossiers peuvent s'empiler de façon aggradante sur près de 10 mètres d'épaisseur, suggère que leur dépôt débute à une profondeur au moins équivalente. L'influence tidale marquée, la granulométrie élevée et l'absence de drapage nous font interpréter ce faciès comme étant un faciès subtidal. Ce faciès peut donc être considéré comme un équivalent de shoreface moyen à inférieur, voir à des bathymétries supérieures.

2.1.2. Dépôts de tempêtes

Le faciès 4 montre une dynamique tidale et une dynamique de tempêtes couplées. Les faciès tidaux peuvent à nouveau être considérés comme des faciès de barres tidales. De même, la forte lenticularité des niveaux de tempêtes plaide pour des milieux très proximaux. Cependant, la variation de granulométrie et l'intercalation de dépôts plus fins suggèrent une intermittence de l'activité hydrodynamique. En conséquence, ce faciès est interprété comme un faciès d'offshore supérieur proximal, très proche du shoreface.

Le faciès 5 montre comme le faciès 4 des dépôts de tempêtes, les HCS y sont cependant mieux exprimées et les lentilles sont plus continues. En conséquence, il peut être interprété comme un faciès d'offshore supérieur légèrement plus distal.

Le faciès 6 présente une érosion en base également très marquée qui montre son caractère proximal. Cependant, il est massif et les événements de tempêtes sont moins marqués et fréquemment moins lenticulaires. Ceci nous amène à considérer qu'il s'agit d'un faciès légèrement plus distal. La lenticularité importante des faciès 4 et 5 correspond à la stratification qui est souvent observée dans les dépôts d'offshore supérieur proximal (Guillocheau, 1990).

Le fort caractère érosif des bancs grossiers, associé à des figures de tempêtes rencontrées dans les faciès 4 à 6, permet de les considérer comme des faciès d'offshore supérieur proximal.

Le faciès 7 montre une base lumachellique érosive, surmontée fréquemment par des HCS moins érosives, dans lesquelles l'accrétion est plus marquée. Le caractère érosif basal suggère un hydrodynamisme élevé mais la granulométrie et l'accrétion des HCS suggèrent une position plus distale que les précédents faciès. Ce faciès correspond à des dépôts d'offshore supérieur proximal (étant donnée la dynamique érosive) plus distaux.

Les faciès 8 à 10 montrent des HCS de faibles dimensions, en accrétion verticale, dont la base est faiblement érosive (ou non) et plane. Ceci nous permet de considérer que ces faciès correspondent à des faciès plus distaux. Le faciès 8, caractérisé par des figures d'érosion planes mais également par des lamines planes marquées montrant un régime hydraulique élevé, peut être considéré comme intermédiaire entre offshore supérieur proximal et offshore supérieur médian. Le faciès 10, non érosif, contient cependant des micro-HCS qui le rapproche d'un faciès d'offshore supérieur médian. L'ensemble de ces caractéristiques montrent qu'il est cependant proche de l'offshore supérieur distal.

2.2. Surfaces d'arrêt de sédimentation

Les surfaces d'arrêt de sédimentation sont moins abondantes que dans les dépôts de Normandie.

Quatre types de surface peuvent être différenciés. Nous utiliserons les critères définis en Haute-Normandie pour la classification de ces différentes surfaces, c'est-à-dire :

- la morphologie de la surface supérieure,
- la présence de minéralisations,
- les types de concentrations de bioclastes associées à ces hardgrounds,
- le type de faciès en dépôt auquel ils sont associés.

Les différentes surfaces observables sont :

- **Des hardgrounds (HGA)** à surface supérieure très marquée, à perforations sommitales abondantes, à minéralisation faible, essentiellement caractérisée par un enduit limonitique. Ils sont caractérisés par une induration massive du sédiment. Ces surfaces sont principalement rencontrées dans le Tuffeau de Touraine (Turonien supérieur).
 - Ils sont tronqués à leur sommet, selon une surface qui est, soit plane, soit ondulée de longueur d'onde plurimétrique (planche B. 6). De nombreux intraclastes (graviers voire galets) sont fréquemment rencontrés au sommet de ces surfaces. Elles correspondent systématiquement à une induration de faciès grossiers très bioclastiques et sont toujours associées à des faciès 4 ou 5. Elles sont rencontrées soit intercalées entre ces faciès, soit seulement recouvertes par ceux-ci. Dans ces derniers cas, l'empilement des faciès situés au-dessus de la surface dessine dans la plupart des cas une tendance transgressive.
 - Leurs caractéristiques érosives ainsi que leur association avec des faciès d'offshore supérieur proximal montrent que ces surfaces d'arrêt de sédimentation sont générées dans un domaine peu profond.
 - Leur équivalence avec les surfaces identifiées en Normandie est relativement difficile à établir, les faciès en dépôts associés à ces surfaces n'étant pas rencontrés en Normandie. L'abondance d'intraclastes et l'existence de surfaces d'érosion marquées, planes à ondulées, pourraient évoquer les surfaces de HG3a et HG2 de Normandie. Cependant, leur association avec des faciès 4 et 5, plus proximaux que les faciès rencontrés en Normandie, montre que ces surfaces sont formées dans des environnements plus proximaux que les surfaces de Normandie.
- **Des hardgrounds (HGB)** à surface supérieure marquée mais souvent moins nette et plus chaotique que pour les surfaces précédentes (planche B. 6). Ces surfaces sont rencontrées quasi exclusivement dans la Craie de Villedieu (Coniacien, cf. chapitre. C.II.2), mais elles peuvent également figurer dans la partie supérieure du Tuffeau de Touraine (Turonien supérieur). Ces hardgrounds ont fréquemment un enduit très glauconieux dans leur partie supérieure, accompagné par des intraclastes glauconitisés et des huîtres perforées dont les valves remaniées peuvent montrer une organisation plane. Enfin, leur stratification montre fréquemment à leur sommet des surfaces d'érosion, ainsi que des reprises temporaires de la sédimentation. Ces surfaces correspondent à l'induration de faciès bioclastiques grossiers qui rappellent les concentrations de bioclastes SC1 de Normandie (cf. chapitre I). Ces hardgrounds sont fréquemment empilés verticalement, correspondant à des épaisseurs indurées qui peuvent dépasser 3 mètres (Craie de Villedieu). Lorsqu'ils ont pu être observés, les niveaux situés au dessus de ces intervalles indurés contiennent des faciès 5, parfois suivi par des faciès plus distaux, ce qui suggère une dynamique transgressive au-dessus de ces surfaces, et donc qu'elles pourraient correspondre à des environnements de dépôts équivalents voire plus proximaux que les faciès 5.
 - Les caractéristiques de ces hardgrounds les rapprochent des hardgrounds HG1 de Normandie, assimilés à des surfaces formées en domaine d'offshore supérieur. Ici, l'association avec les faciès 5 suggère un domaine d'offshore supérieur proximal. Par ailleurs, la présence fréquente de *Nucleopygus* (Jarvis *et al*, 1982) dans des hardgrounds du même intervalle stratigraphique à proximité des coupes levées (cf. chapitre C.II.2) suggère une bathymétrie relativement faible. En effet, ces échinodermes sont principalement rencontrés dans l'infralittoral supérieur à médian (Néraudeau, 1996 ; Néraudeau et Villiers, 1997). Ces surfaces correspondent donc bien à des surfaces formées au plus profond dans l'offshore supérieur proximal, leur borne supérieure n'est, à l'inverse, pas contrainte.
- **Des firmgrounds FGA** qui correspondent à des surfaces plus ou moins bien définies, caractérisées soit par une épaisseur nodulisée importante, soit par des niveaux individuels nodulisés, dans lesquels la surface supérieure est peu marquée. La minéralisation est faible. Dans la plupart des cas, ces surfaces correspondent à l'induration du faciès 8. La surface est essentiellement caractérisée par des *Thalassinoïdes* idiomorphiques, rarement sténomorphiques, ce qui montre que l'induration du sédiment n'était pas totale au moment de l'enfouissement définitif de ce faciès (Bromley, 1975). Ces surfaces peuvent donc être considérées comme des firmgrounds. Une dynamique érosive n'est pas toujours observable en sommet de ces surfaces. Lorsqu'elle survient, elle peut correspondre à une surface érosive d'une amplitude de 5 à 15 cm, recouverte par un horizon lumachellique (faciès 7), mais plus souvent à une surface d'érosion plane, recouvertes par

un faciès 8 voire 9. Cette association en fait des surfaces formées dans l'offshore supérieur proximal à médian. Leurs caractéristiques permettent de les rapprocher des surfaces FG1 de Normandie.

- Des surfaces caractérisées par **des niveaux de silex alignés**, correspondant quasi systématiquement à l'induration de terriers préexistants (*Thalassinoïdes* dans la plupart des cas voire aussi *Ophiomorpha*). Les terriers sont dans la plupart des cas préservés dans leur quasi-intégralité, la dynamique érosive est donc faible. Outre l'alignement des silex, on remarque fréquemment que ces terriers se sont implantés à un niveau équivalent quasi rectiligne. Enfin ces surfaces peuvent être surmontées par une surface d'érosion plane, observable directement au-dessus de ces terriers. L'ensemble de ces critères nous amène à considérer ces niveaux comme des surfaces d'arrêt de sédimentation dans lesquelles l'induration du sédiment est restreinte à une induration secondaire des terriers. Ce niveau condensé peu induré assimilé ici à un softground est rencontré fréquemment en association avec des dépôts relativement distaux (associés aux faciès 9 et 10) tant dans le Turonien que dans les dépôts santoniens à campaniens. Ces caractéristiques amènent à rapprocher ce type de surface des softgrounds 1 de Normandie.

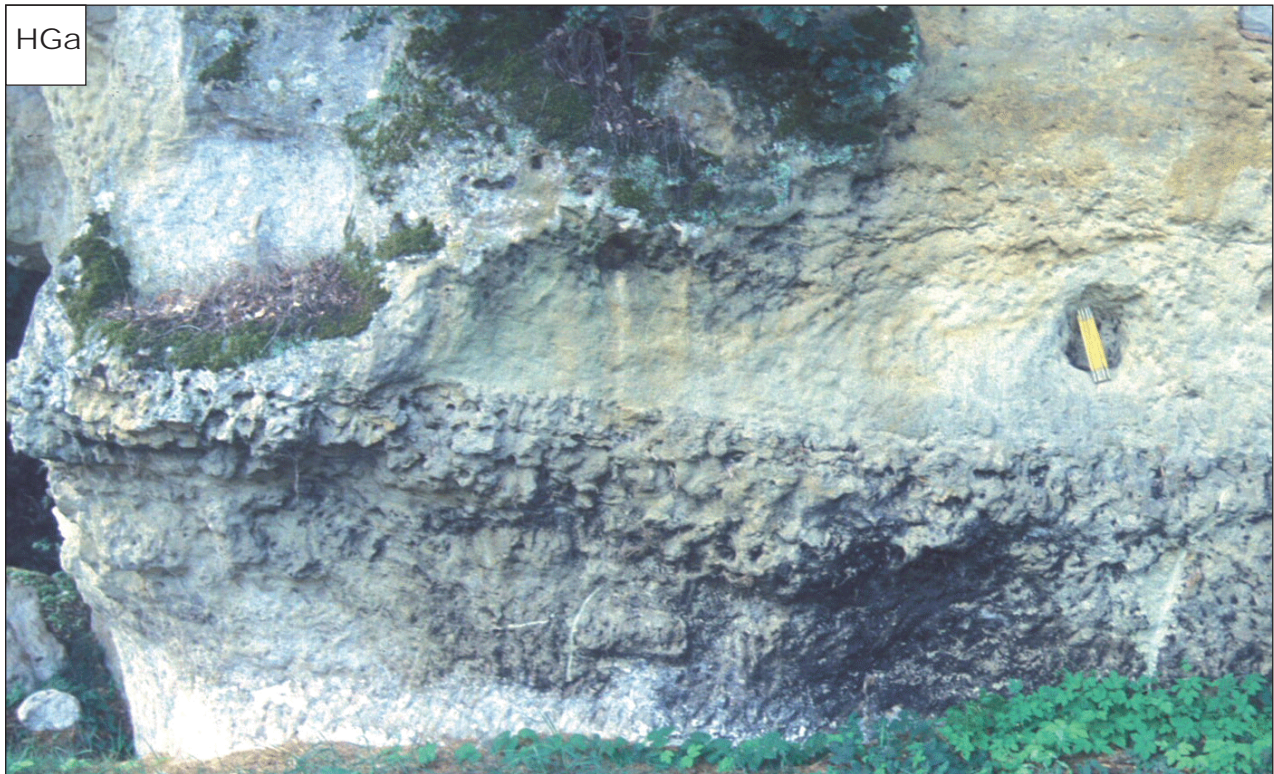


Planche B.6: Hardgrounds de Touraine.

HGa: Remarquer la surface érosive sommitale, coupe de la Basse Chevrrière, Turonien supérieur.

HGb: Coupe du Gué-sur-Loir, Coniacien.

3. Mise en équivalence avec les dépôts du modèle de faciès de Normandie

Les faciès 1 à 5 présentent des caractéristiques différentes de ceux rencontrés en Normandie.

Les caractéristiques des faciès 6 à 10 en revanche ressemblent plus à celles des faciès en dépôts rencontrés en Normandie. En particulier, les faciès 7 à 10 présentent des caractéristiques communes (dont leur mise en bancs et leur association fréquente avec des surfaces d'arrêt de sédimentation) avec les faciès en dépôts identifiés en Normandie.

Le faciès 7 montre une base qui peut être rapprochée de celle des « shells concentrations 2 » de Normandie. Les caractéristiques sont très proches (base érosive, texture des bioclastes dense à lâche voire lâche). La principale différence réside dans le contenu en bioclastes (ostréidés et bryozoaires en Touraine, échinides et bryozoaires en Normandie). Ceci peut être attribué à une différence des populations de bioclastes entre les deux zones, les ostréidés étant relativement rares en Normandie. Ceci explique, par ailleurs, les différences observées dans la taille des bioclastes, plus fins en Normandie. Les échinides originellement de plus petite taille et surtout probablement plus facile à fracturer, ont en effet fourni une population de grains plus fine. La partie supérieure du faciès 7 montre des caractéristiques proches des concentrations de fossiles SC3 de Normandie. Ce faciès peut donc être rapproché du faciès en dépôt DF2 de Normandie.

Le faciès 8 présente des caractéristiques très proches de celles des faciès en dépôts DF2-3 de Normandie.

De même, les faciès 9 et 10 peuvent être rapprochés des faciès DF3 et DF4.

Le faciès 6 montre des caractéristiques de concentrations de bioclastes qui pourrait le faire correspondre avec les « shells concentrations 1 » de Normandie. Ces deux types de concentrations ont été interprétés comme des dépôts d'offshore supérieur proximal. Cependant, plusieurs différences peuvent être notées entre ces deux faciès :

- Le faciès 6 de Touraine n'est tout d'abord pas associé à une surface d'arrêt de sédimentation. Par ailleurs les bancs contenant les shells concentrations 1 (DF1) ne dépassent pas 20 cm en Normandie, alors qu'ils atteignent 1 m et plus en Touraine. Enfin les surfaces d'érosion basale de ces faciès sont différentes (larges sillons atteignant 40 cm d'amplitude en Touraine contre gouttières en Normandie). L'ensemble des différences observées ne signifie pas obligatoirement une variation de paléobathymétrie mais pourrait correspondre à une variation de préservation entre les deux zones, une plus faible création d'accommodation entraînant une condensation plus élevée en Normandie. Une variation de subsidence entre les deux bassins sera d'ailleurs montrée dans leur étude connexe (cf. chapitre C). La subsidence est plus forte en Touraine durant le Turonien inférieur et moyen, période durant laquelle se rencontre le faciès 7, alors qu'elle est très faible dans le Cénomani en Normandie où figure le faciès DF1. En conséquence, nous considérerons ces deux faciès comme globalement équivalents d'un point paléobathymétrique.

L'association entre faciès en dépôt et surfaces d'arrêt de sédimentation est retrouvée en Touraine de la façon suivante :

- Le faciès 6 n'est pas, dans la plupart des cas, associé à des surfaces d'arrêt de sédimentation.
- Le faciès 7 (équivalent DF2) est retrouvé dans la plupart des cas au sommet des surfaces d'arrêt de sédimentation FGA (équivalent FG1), et dans quelques cas au sommet des surfaces d'arrêt de sédimentation HGB (équivalent HG1). L'association DF2-HG1 correspond en Normandie aux cycles C1, cycle le plus proximal identifié, le modèle de faciès défini dans les dépôts turoniens et coniaciens débutant dans des dépôts plus distaux. L'association FG1-DF2 n'est pas reconnue en Normandie.
- Le faciès 8 (équivalent DF2-3) est associé aux surfaces FGA (équivalent FG1). Cette association est identique à celle retrouvée dans les cycles C3 de Normandie. Elle n'est pas observée dans le Turonien normand. Cette association correspond dans le Cénomani à des niveaux où les arrêts de sédimentation sont très abondants, en conséquence d'une très faible subsidence (cf. chapitre C.I, 4). De la même façon, l'essentiel de ces cycles en Touraine se développe dans des intervalles d'âge turonien supérieur où les surfaces d'arrêt de sédimentation sont nombreuses en raison d'une faible accommodation, due à une chute importante du niveau marin et possiblement à une tectonique en surrection (cf. chapitre C.II, 2.4). On peut donc penser que cette cyclicité est révélatrice de dépôts relativement proximaux, dans un contexte de faible préservation.

- Les faciès 9 et 10 (équivalents DF3 et DF4 respectivement) sont associés dans la plupart des cas aux surfaces SGA (équivalents SG1). Le faciès 9 peut être associé à des surfaces FGA (équivalents FG1). L'association DF3-SG1 n'a pas été reconnue en Normandie. A l'inverse, l'association DF4-SG1 correspond aux cycles TC4 bis de Normandie, et l'association DF3-FG1 correspond aux cycles TC3 de Normandie.

En conclusion, on observe des cycles identiques à ceux de Normandie, qui permettent un rapprochement direct avec le premier modèle de faciès. Dans beaucoup de cas, les mêmes faciès en dépôt sont associés à des surfaces d'arrêt de sédimentation différentes de celles de Normandie. La différence porte principalement sur la maturité de la surface, les surfaces d'arrêt de sédimentation du Turonien de Touraine étant généralement moins matures mais enregistrant des dynamiques érosives comparables pour des faciès en dépôt associés équivalents. Cette différence de maturité des surfaces semble donc plus liée à une différence de préservation qu'à une différence de milieu de dépôt. En effet, dans les dépôts du Turonien inférieur et moyen, où les différences de surfaces d'arrêt de sédimentation avec la Normandie sont les plus marquées, l'épaisseur de la série est largement plus importante en Touraine qu'en Normandie, et comme nous le verrons plus loin, correspond à une zone en subsidence importante en Touraine.

L'étude des faciès de Touraine nous permet donc de compléter le modèle de faciès établi en Haute-Normandie. Les faciès distaux de ce modèle peuvent être mis en équivalence avec les faciès identifiés en Normandie. La cyclicité observée en Normandie est quasi absente dans les faciès proximaux de Touraine mais réapparaît dans les faciès plus distaux et dans les dépôts coniaciens à campaniens où la subsidence est réduite. L'étude des faciès de Touraine permet de compléter les connaissances sur le mode de dépôt de la Craie et les paléoenvironnements auxquels elle est associée. La partie proximale de la « mer de la Craie » correspond à un environnement à forte production carbonatée où les ostréidés et les bryozoaires sont les principaux organismes. C'est une plate-forme peu profonde, dans laquelle la contribution terrigène est faible à moyenne, et où la dynamique principale correspond à l'action des vagues de tempêtes, associée localement en domaine interne à une dynamique tidale. L'action des tempêtes se fait moins marquée avec l'approfondissement (essentiellement micro-HCS), les tempêtes redistribuant la fraction la plus fine des bioclastes dans les faciès les plus distaux.

III. Faciès distaux (Craie 700)

La zone où se situe le forage de Craie 700 correspond au centre du Bassin de Paris, dans une position relativement éloignée de sa marge sud-ouest. En conséquence, les faciès rencontrés sont relativement profonds, largement plus distaux que ceux de Touraine et possiblement plus distaux que ceux de Normandie. On peut donc s'attendre à rencontrer des faciès identifiés précédemment en Normandie, ainsi que des faciès plus distaux. L'étude de ce forage pourra donc permettre de compléter le modèle de faciès proposé en Normandie dans le domaine distal.

Cependant, le levé sédimentologique sur un carotte modifie largement les conditions d'observation :

- Les carottes ne permettent pas l'observation latérale des faciès, contrairement aux travaux de terrain. Ceci rend plus difficile la définition des surfaces d'arrêt de sédimentation, qui sont cependant relativement rares dans le forage de Craie 700, mais aussi l'observation de la longueur et la mise en évidence claire d'éventuelles figures sédimentaires.
- A l'inverse, l'observation des carottes permet une observation plus fine des dépôts. En particulier, elle permet une observation détaillée des caractéristiques de la bioturbation et de la fraction bioclastique fine des dépôts. Ces deux caractéristiques sont difficilement observables sur le terrain du fait de la fréquente altération de surface dans la Craie. Par ailleurs, l'observation détaillée de la bioturbation de la craie nécessite une imprégnation de blocs par de l'huile légère (technique de Bushinski adaptée par Bromley, 1981) qui ne peut être appliquée avec de bons résultats que sur des blocs extraits, donc difficile à mettre en œuvre sur le terrain, et à l'inverse relativement facile à appliquer sur les carottes.

1. Méthodologie : définition de critères d'identification des faciès sur carottes

Le levé sédimentologique du forage de Craie 700 et la construction du modèle de faciès se sont effectués en trois temps :

- Un levé complet du forage 701 Poigny et partiel du forage 702 Sainte-Colombe, basé sur des caractéristiques macroscopiques qui incluent la présence de niveaux correspondant à des arrêts de sédimentation, l'étude des concentrations de bioclastes, les figures sédimentaires, les ichno-espèces, la quantité de bioturbation observée et la couleur de la craie.
- Le prélèvement d'échantillons-clefs (environ 200) sur lesquels la description est affinée pour la bioturbation (coloration à l'huile légère ; Bromley, 1981) et pour la fraction bioclastique fine (observation à la loupe binoculaire).
- Enfin, une étude microscopique, réalisée en utilisant les lames confectionnées précédemment dans le cadre du programme Craie 700, ainsi que des lames supplémentaires réalisées au cours de cette étude. Ici, les principaux éléments d'observation sont la texture, le type de bioclastes rencontrés, et la granulométrie moyenne des éléments figurés.

1.1. Critères macroscopiques

Parmi les caractéristiques macroscopiques, plusieurs remarques peuvent être avancées sur les différents critères utilisés et l'adaptation de ceux utilisés dans la réalisation des modèles de faciès établis sur le terrain.

1.1.1. Concentrations en bioclastes

Parmi les critères principaux dans l'étude des craies de Haute-Normandie figurent caractérisant les concentrations de bioclastes. Cependant, dans ces dépôts distaux, les bioclastes ont une fragmentation relativement élevée et ils sont souvent dispersés, tel que cela a été montré précédemment dans les dépôts distaux de Haute-Normandie. L'essentiel des composants bioclastiques observables à l'œil nu est réduit à une taille comprise entre 0,5 et quelques millimètres, atteignant rarement le centimètre. Les bioclastes représentent dans la plupart des cas, moins de 40% du sédiment, plus souvent moins de 20%, les concentrations de bioclastes pouvant toutes être qualifiées de dispersées, rarement de « lâches à dispersées ». Enfin, étant donnée leur extrême fragmentation, il est souvent impossible de déterminer macroscopiquement le type d'organisme originel auquel ils correspondent.

Aussi, avons-nous ici quantifié principalement la proportion de bioclastes et la granulométrie moyenne qui permettent de caractériser les variations de l'hydrodynamisme associé aux dépôts. Ces critères sont reconnus à l'œil nu, à la loupe et enfin à la loupe binoculaire.

Ce critère est également utilisé et affiné par l'étude des lames minces, pour la fraction granulométrique la plus fine.

1.1.2. Présence et type de surfaces d'arrêt de sédimentation

Le classement réalisé en Normandie pour les surfaces d'arrêt de sédimentation, est difficilement applicable dans l'étude des carottes du programme Craie 700. Ceci pour deux raisons principales que sont les conditions d'observation différentes et les types de faciès observés :

- Peu de surfaces véritables d'arrêt de sédimentation sont observées. Dans la plupart des cas, seule une nodulisation faisant supposer un arrêt de sédimentation est observée. Les seuls arrêts de sédimentation clairement identifiés se situent dans des craies noduleuses attribuables à un intervalle stratigraphique compris entre le Cénomaniens supérieur et le Turonien inférieur (Robaszynski *et al.*, 2000 ; Robaszynski *et al.*, 2005 ; cf. Infra).
- L'observation sur une surface plus restreinte rend difficile la caractérisation des surfaces d'arrêt de sédimentation. En effet, ces surfaces sont différenciées sur le terrain à partir de leur géométrie latérale qui peut montrer l'existence d'une érosion. Sur une section réduite, le contact sommital d'une surface d'arrêt de sédimentation est par essence chaotique et aucun argument géométrique ne permet de mettre en évidence un hydrodynamisme. La présence/absence d'intraclastes remaniés et l'étude de possibles concentrations de bioclastes associées seront les uniques critères pour classer ces surfaces en termes d'hydrodynamisme.

1.1.3. Figures sédimentaires

Elles sont rares mais permettent lorsqu'elles sont présentes de mieux caractériser l'environnement de dépôt correspondant.

1.1.4. Couleur des sédiments

La couleur des sédiments s'est avérée être un critère intéressant et facile d'utilisation pour la caractérisation des dépôts crayeux. Trois couleurs principales avec leur intermédiaires peuvent être différenciées :

- des craies grises, souvent caractéristiques d'une fraction argileuse élevée, les plus grises étant principalement présentes dans la partie inférieure du forage ;
- des craies bariolées qui correspondent à une bioturbation relativement élevée ;
- des craies blanches qui correspondent fréquemment aux dépôts les plus fins et à des craies relativement peu bioturbées.

1.1.5. Ichnologie

Les différentes ichno-espèces rencontrées sont des critères particulièrement importants pour les craies les plus fines, à l'intérieur desquelles les textures et granulométries très fines rendent la différenciation des faciès quasiment impossible à l'œil nu. La caractérisation de l'ichnologie est dans un premier temps réalisée durant le levé à l'échelle du forage en mouillant systématiquement les carottes, puis elle est affinée sur les échantillons prélevés, colorés par imprégnation à l'huile légère.

Deux critères principaux peuvent être différenciés :

- Les ichnofaciès rencontrés qui permettent de caractériser le milieu de dépôt (Seilacher, 1967, 1978), le mode de dépôt (Bromley et Ekdale, 1987) ainsi que l'oxygénation du milieu, et peuvent fournir des critères paléobathymétriques (Seilacher, 1967; Kennedy, 1975 ; Bromley et Ekdale, 1984). Ici seules les ichno-espèces les plus abondantes et les plus caractéristiques en termes de milieux de dépôts sont figurées dans notre description.
- La quantité de bioturbation a été caractérisée en utilisant les critères de Droser et Bottjer (1986) qui proposent une définition d'indice de bioturbation selon une échelle de 0 (absence de bioturbation) à 5 (totalement bioturbé avec réutilisation fréquente de terriers antérieurs). Cet indice de bioturbation permet de caractériser différents paramètres du milieu de dépôt (vitesse de sédimentation, oxygénation du milieu). La signification des variations d'indice dans les dépôts étudiés sera discutée plus loin en complément d'autres arguments qui permettent de mieux contraindre le milieu de dépôt.

La coloration par imprégnation à l'huile fait ressortir la bioturbation en augmentant les contrastes de porosité à l'intérieur du sédiment, ces contrastes étant principalement dus à l'effet de la bioturbation. La bioturbation d'un sédiment déposé se fait en plusieurs stades selon un étagement (Bromley, 1996 ; cf. chapitre A) :

- Un stade initial à proximité immédiate de l'interface eau-sédiment qui se réalise dans des sédiments non tassés par des fousseurs superficiels, dont les *planolites* sont les ichno-espèces les plus fréquentes.
- Un stade intermédiaire qui correspond à la bioturbation par des fousseurs intermédiaires dans un sédiment partiellement tassé.
- Un stade final correspondant à l'action de fousseurs profonds dans un sédiment qui a expulsé une partie de son eau.

Sauf variation importante de l'environnement de dépôt, chacune des étapes de bioturbation est recoupée par la suivante, ce qui a pour effet que la dernière étape est la plus visible. Par ailleurs, la préservation des traces, ainsi que la variation de porosité sont plus fortes lorsque le sédiment est partiellement tassé. En conséquence, la première génération de bioturbation mise en place dans un sédiment boueux non tassé, associée à un faible contraste de porosité entre le terrier et l'encaissant, se préservera très peu et s'observera très mal, à l'inverse des deux autres étapes. La quantité de fousseurs superficiels dans les sédiments boueux est donc fréquemment sous-estimée. Ceci est particulièrement vrai lorsque la craie a subi une forte compaction, ce qui est le cas spécialement dans les dépôts de la base du forage.

1.2. Critères microscopiques

Les principaux critères utilisés sont la texture, la granulométrie moyenne du sédiment ainsi que la détermination des différents bioclastes observés.

Ces critères sont complémentaires de la caractérisation des concentrations de bioclastes, effectuée au cours de l'analyse macroscopique.

- Pour chaque type de bioclastes rencontré, la granulométrie et l'abondance dans les sédiments sont figurées. Les bioclastes sont classés selon les catégories principales suivantes : échinides, inocérames, lamellibranches, bryozoaires pour les macrofaunes, calcisphères et foraminifères pour les microfaunes. De plus, la quantité de macrofaunes est quantifiée. Ces macrofaunes sont, dans la plupart des cas fragmentées et transportées (cf. chapitre I.). Leur proportion dans la matrice est caractéristique de l'hydrodynamisme rencontré et du caractère allochtone de la sédimentation. Dans l'estimation de la texture, la très forte fracturation des éléments (la plupart étant inférieurs à 0,5 mm) nous oblige à définir les textures comme des microtextures.
- Pour beaucoup de faciès fins, on observe une quantité relativement faible de macrofaunes, mais dans certains cas une quantité élevée de microfaunes (en particulier de calcisphères). Les calcisphères sont fréquemment fracturées et peuvent montrer une abondance très élevée (fréquente texture micropackstone), voire dans certains cas une organisation selon un plan parallèle à la stratification. Ces observations suggèrent une influence hydrodynamique durant le dépôt de ces microfaunes. Aussi dans de tels cas, nous noterons la texture d'après les macrofaunes et la texture globale, incluant les microfaunes (en précisant le type d'organisme prédominant).
- Enfin, nous différencierons les variations importantes d'abondance entre des variations dues à des concentrations par hydrodynamisme qui seront marquées par une organisation des grains selon la stratification, et des variations due à une concentration par la bioturbation, la première seulement étant retenue pour caractériser le milieu de dépôt.

1.3. Mise en équivalence avec le modèle de faciès réalisé en Normandie

Le caractère moins clairement cyclique de la sédimentation et la rareté des surfaces d'arrêt de sédimentation nous amènent à considérer que les différents faciès identifiés dans les forages ne peuvent être mis en équivalence stricte avec le modèle de faciès de Normandie caractérisé par des cycles d'alternance de dépôts-arrêts de sédimentation. A l'inverse, il est possible de rapprocher les faciès en dépôt des forages de ceux de Normandie. Ceci est réalisé sur la base des concentrations de bioclastes, mais surtout sur la base des microfaciès qui constituent le critère observé dans les mêmes conditions pour les deux études.

La mise en équivalence est relativement aisée dans les faciès d'offshore supérieur où les caractéristiques de faciès sont clairement définies lors de l'étude de terrain. A l'inverse, les faciès d'offshore inférieur sont beaucoup mieux caractérisés (d'un point de vue macrofaciologique) dans le forage qu'il n'avaient pu l'être à partir de l'étude de terrain. En particulier, les études de la fraction la plus fine et de la bioturbation ont pu être plus poussées dans l'étude des forages. Elles ont permis de différencier un nombre important de faciès d'offshore inférieur, ce qui n'était pas possible sur le terrain. Une mise en équivalence des faciès ne pourra être proposée que sur des critères microscopiques. Les faciès d'offshore inférieur sont par ailleurs relativement rares en Normandie, et l'on peut penser d'après la position paléogéographique de ces deux zones (comme nous le montrerons plus loin, cf. chapitre C) que les faciès de Craie 700 sont

relativement plus distaux que ceux de Normandie, et par conséquent que les faciès d'offshore inférieur les plus distaux de Craie 700 ne figurent pas en Normandie. Nous tenterons ici d'identifier les faciès présents dans les deux zones et les faciès uniquement identifiés dans Craie 700.

2. Différents faciès rencontrés dans les forages du programme Craie 700

De la même façon que pour la Normandie, nous avons différencié trois modèles de faciès qui correspondent à des faciès cénomaniens, à des faciès se déposant autour de la limite Cénomaniens-Turonien et enfin à des faciès turoniens à postérieurs.

Les caractéristiques lithologiques de ces faciès sont relativement comparables à ceux de la Normandie : on retrouve des faciès relativement argileux dans le Cénomaniens, des faciès indurés autour de la limite Cénomaniens-Turonien, et des faciès moins argileux dans les sédiments postérieurs.

- Les bornes de ces trois modèles sont cependant moins marquées qu'en Haute-Normandie, les mêmes faciès étant rencontrés dans les dépôts cénomaniens et les dépôts de la limite Cénomaniens-Turonien. Par ailleurs, les faciès les moins argileux du Cénomaniens présentent des caractéristiques très proches de celles des faciès turoniens et postérieurs. Ceci permettra en outre de classer les faciès des différents modèles les uns par rapport aux autres.
- Nous présenterons tout d'abord ensemble les modèles de faciès cénomaniens et ceux de la limite Cénomaniens-Turonien, puis dans un second temps, les faciès turoniens à campaniens.
- La stratigraphie du forage et la distribution des faciès le long de celui-ci seront présentées dans le chapitre C.III.

2.1. Description des faciès de l'intervalle Cénomaniens-Turonien inférieur

Les différentes caractéristiques des faciès de cet intervalle sont résumées dans le tableau B. 2.

Sept faciès différents sont identifiés dans cet intervalle. Parmi ceux-ci, la distribution de deux faciès est restreinte stratigraphiquement.

- Le faciès C1ind est restreint à l'intervalle situé autour de la limite Cénomaniens-Turonien, au-dessus des « Plenus marls » (stratigraphie d'après Robaszynski *et al.*, 2000 et 2005, cf. chapitre C.III.).
- Le faciès C1Ar est restreint à la base du forage (sommet de l'Albien à Cénomaniens inférieur cf. chapitre C. III.).

Les faciès varient par leur lithologie, leur contenu en bioclastes, leur couleur, leurs caractéristiques ichnologiques, ainsi que par leurs caractéristiques macro et microscopiques.

2.1.1. Caractéristiques macroscopiques

Le faciès C3 diffère largement des autres par sa lithologie marneuse. Les autres faciès correspondent à des craies plus ou moins marneuses. Les faciès C1A, C1B (planche B. 7) et C1Ar correspondent à des craies grises marneuses. Les faciès C1ind (planche B. 8) et C2ind correspondent à des craies blanc-gris peu marneuses à nodules abondants. Enfin le faciès C2 correspond à des craies blanches très peu marneuses.

La quantité de bioclastes observables macroscopiquement varie largement :

- elle est abondante (supérieure à 30%) dans les faciès C1A et C1ind ;
- elle est moyenne (20 à 30%) dans les faciès C1B et C1Ar ;
- elle est faible (inférieure à 20%) dans les faciès C2ind et C2 ;
- les bioclastes sont enfin très rares dans le faciès C3.

Les intraclastes sont présents à nombreux dans les faciès C1A et C1ind.

La nodulisation est très marquée dans les faciès C1ind et C2ind, légèrement moins dans C2ind, fréquente dans C1A et C1B, et absente dans les autres faciès.

Faciès	Caractéristiques macroscopiques				Caractéristiques microscopiques								
	Caractéristiques générales	Ichnoespèces dominantes	Abondance (indice)	Texture	Granulométrie moyenne des éléments.	Echinides	Inocérames corrodés	Bryozoaires	Lamell.	Autres	Pourcentage	Calci.	Microfaune Foram.
C1A	Craie grise noduleuse à silex, à pseudo-lamines et rares HCS, rares surfaces d'érosion 40 % et + de grains. Intraclastes millimétriques présents à nombreux	<i>Thalassinoides</i> , quelques <i>Teichichnus</i> , <i>Zoophycos</i> et <i>Chondrites</i>	Moyenne 2-3	Packstone-wackestone à "micro"-packstone	0,5mm et +	+++ (0,5mm)	+ (0,2-1mm), corrodés	Présent	Bivalves ++, Brachiopodes		60%	Rare	Rare
C1ind	Craie blanc-grise très noduleuse à intercalations de niveaux marneux, 30-40% grains dont nombreux supérieurs à 1mm. Intraclastes millimétriques présents à nombreux	<i>Thalassinoides</i> probable	Probablement très élevée Difficilement estimable, nodulisation	"Micro"-packstone-wackestone	0,5mm et +	+ (0,2-0,5mm)	++ à +++ (0,2-2mm) très corrodés	Présent, très corrodés	Présent		30 à 60% localement (bioturbation)	++ à +++	++ ++
C1B	Craie grise noduleuse à silex 20-30% grains. Rares surfaces d'érosion. Rares lamines planes.	<i>Planolites</i> , <i>Zoophycos</i> , rares <i>Teichichnus</i> , <i>Thalassinoides</i> et <i>Chondrites</i>	Moyenne à élevée 3-4	"Micro"-packstone à calcispères. "Micro" wackestone-packstone à macrofaune.	0,3-0,5mm	++ (0,5mm)	+ (0,2-1mm), corrodés	Présent	Présent	Débris de poisson	30%	+++	++ ++
C1Ar	Craie grise à silex, à pseudo-lamines, 20/30% de grains. Rares surfaces d'érosion, lamines planes présentes.	<i>Planolites</i> , <i>Zoophycos</i> , rares <i>Teichichnus</i> , <i>Thalassinoides</i> et <i>chondrites</i> .	Moyenne à élevée 3-5	"Micro"-wackestone-packstone	0,3-0,5mm	+ à ++ (0,2 à 0,5mm)	+ (0,1-0,3mm)	Présent	Bivalves ++, Brachiopodes		25% max.	Présent	Présent
C2ind	Craie blanc-grise à intercalations de niveaux marneux, 15-20 % grains	<i>Thalassinoides</i> probable	Probablement élevée, Difficilement estimable, nodulisation	"Micro"-wackestone-packstone	0,2 à 0,5mm	Présent à + (<0,5mm)	++ (0,2-1mm) très corrodés	Non observé	Présent		10-30% concentration perurbée par bioturbation	+++	+
C2	Craie blanche 20% grains maximum.	<i>Zoophycos</i> dominants, <i>Chondrites</i>	Moyenne à élevée 3-4	"Micro"-wackestone à "Micro"-wackestone-packstone	0,1 à 0,3 mm	Présent (0,1 à 0,3 mm)	Présent	Présent	Présent		15 à 20%	+++	+ à ++
C3	Marnes	<i>Chondrites</i> , seule trace dans certains niveaux, fréquents <i>Zoophycos</i>	Moyenne 2-3	"Micro"-wackestone-packstone à calcispères	0,1 à 0,3 mm	Présent	Non observé	Non observé	Non observé		5-10%	+++	Présent

Tableau B. 2 : Caractéristiques des différents faciès du Cénomannien au Turonien inférieur des forages Craie 700.

Sauf Précisions les grains correspondent à des bioclastes de taille comprise entre 0,5 mm et 2mm.

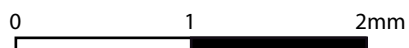
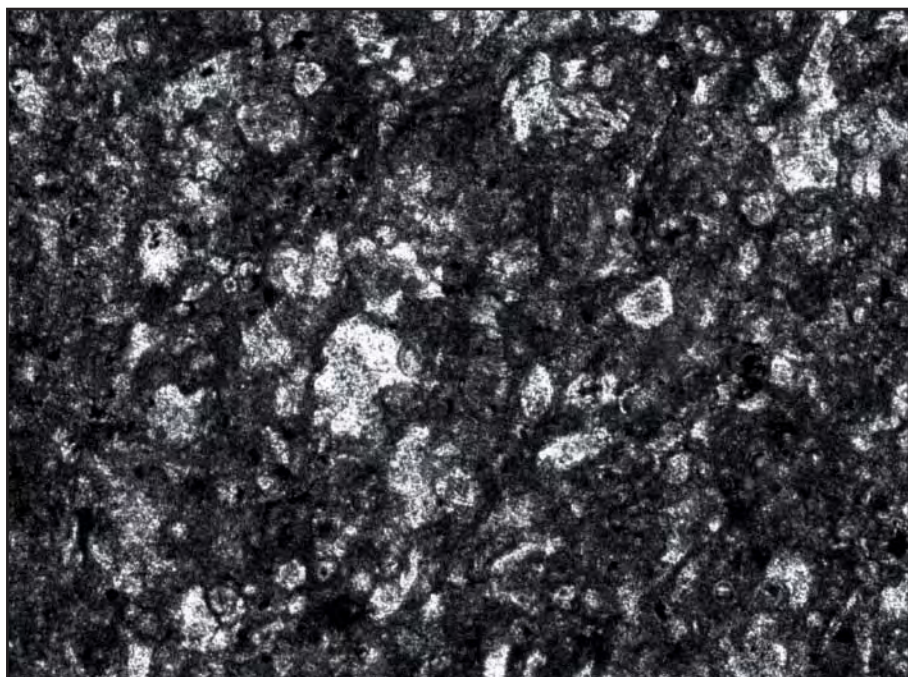
Indice de bioturbation basé sur Droser et Botjer (1986)

Lamell.= Lamellibranches

Calci=Calcispères

Foram.=Foraminifères benthiques et planctoniques

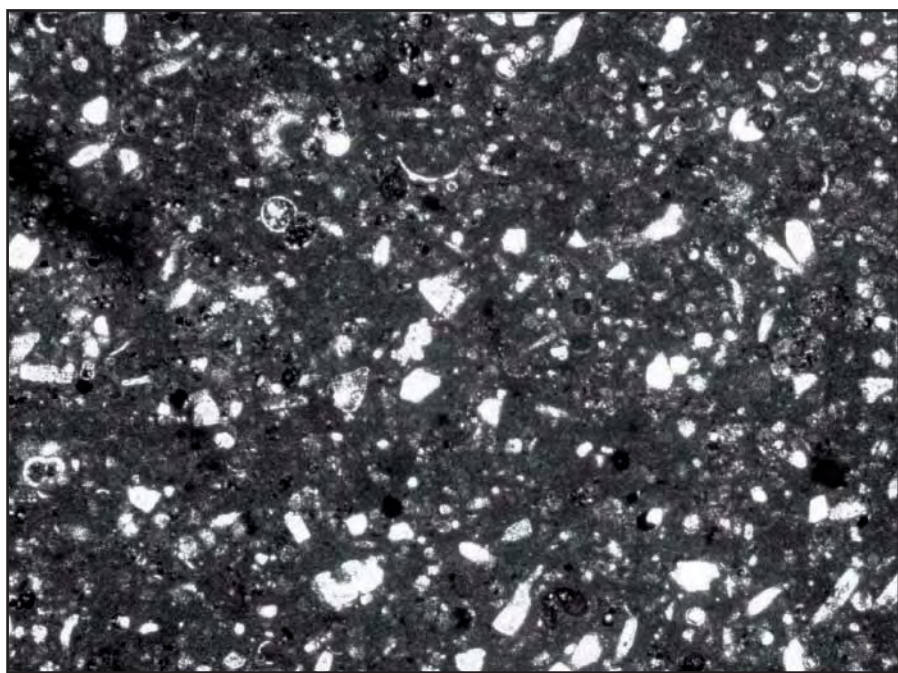
C1b



C1b



PC1



PC1



Teichichnus



Planche B.7: Macro et micro-faciès des dépôts les plus proximaux (offshore supérieur médian) de Craie 700.

Les figures sédimentaires sont relativement rares dans tous les faciès. On observe cependant des pseudo-lamines associées à une augmentation des bioclastes dans les faciès C1A, C1B et C1Ar. De rares micro-HCS sont visibles dans le faciès C1A. Des surfaces d'érosion planes à légèrement ondulées sont également présentes dans ce faciès.

- La très forte nodulisation des faciès C1ind et C2ind altère largement la préservation des figures sédimentaires.
- Aucune structure sédimentaire n'est observée dans les faciès les plus fins C2 et C3.

Les ichno-espèces majoritaires varient entre les faciès observés :

- Dans les faciès indurés C1ind et C2ind, la nodulisation rend difficile l'identification des ichno-espèces. Néanmoins la forme de beaucoup de nodules suggère un remplissage de terriers de *Thalassinoïdes*. Les autres ichno-espèces sont difficilement identifiables.
- Les *Thalassinoïdes* sont présents dans le faciès C1A, ils sont présents mais rares dans les faciès C1B et C1Ar.
- *Teichichnus* est présent en C1A, C1B et C1Ar mais n'est jamais l'espèce dominante.
- *Planolites* est présent dans les faciès C1Ar à C2 mais semble absent dans C3. La quantification de cette espèce est largement minorée par les conditions de préservation (cf. supra).
- *Zoophycos* est très fréquent et constitue l'espèce dominante dans les faciès C1B, C1Ar et principalement dans le faciès C2. Plusieurs générations de terriers sont fréquemment identifiables par la couleur de leur remplissage.
- *Chondrites* est présent dans la plupart des faciès. Rare dans C1A, il est relativement abondant dans les faciès C1B, C1Ar et C2. Il est très abondant dans le faciès C3, où il peut constituer la seule trace fossile rencontrée. Il est dans les autres cas associé à *Zoophycos*.

La quantité de bioturbation est moyenne (indice 2-3) dans le faciès C1A. Elle est moyenne à élevée (pouvant varier à l'échelle du faciès) dans les faciès C1B, C1Ar et C2 (indice 3 à 4 voire 5). Elle redevient moyenne dans le faciès C3, variant entre 2 et 4 pour les faciès à *Zoophycos* et *Chondrites*, et faible (entre 1 et 3) pour les faciès à *Chondrites* seuls.

2.1.2. Caractéristiques microscopiques

Les textures les mieux triées et les plus grossières sont des packstones-wackestones à macrofaune dominante pour les faciès C1A et C1Ind. À partir du faciès C1B, la microfaune est dominante. Le faciès C1B varie entre un micropackstone-wackestone à macrofaune (planche B. 8), et un micropackstone à calcisphères. Les autres faciès correspondent à des microwackestones-packstones à calcisphères (planche B. 8, en bas).

La granulométrie moyenne des éléments figurés est de la taille « sable fin » pour les faciès C1A et C1B, elle est légèrement inférieure à cette taille pour les faciès C1B, C1Ar et C2ind, inférieure à 0,3 mm pour les faciès C2 et C3.

En microscopie, le pourcentage de macrofaunes est élevé dans le faciès C1A (60%), il est moyen (>20%) pour les faciès C1ind, C1B et C1Ar (la proportion de macrofaunes dans le faciès C1ind est largement modulée par la bioturbation). Il est faible dans les faciès C2ind et C2. Le faciès C3 est très pauvre en macrofaunes (5 à 10%).

Les échinides et les inocérames constituent l'essentiel des macrofaunes rencontrées. Les échinides sont fréquemment plus abondants que les inocérames dans tous les faciès à l'exception des faciès C1ind et C2ind.

Parmi les microfaunes, les calcisphères sont très abondantes dans les faciès C1ind à C3, rares dans le faciès C1A.

2.2. Description des faciès de l'intervalle Turonien-Campanien

Les caractéristiques des faciès de l'intervalle Turonien-Campanien sont résumées dans le tableau B. 3.

2.2.1. Caractéristiques macroscopiques

La couleur des craies varie entre des craies grises (PC1+), des craies bariolées à grises (PC2), des craies bariolées (PC1, PC1-2), des craies bariolées à blanches (PC2-3 et PC3), des craies blanches à légèrement bariolées (PC4).

La quantité de bioclastes observable varie entre 20% et 30% dans PC1+, 15 et 20 % dans PC1, 15% dans PC1-2, 10 et 15% dans PC2. Elle est variable dans les faciès PC2-3 ; faible en moyenne (maximum 10%), elle peut montrer des niveaux à bioclastes d'inocérames supérieurs au mm, pouvant atteindre une proportion supérieure à 20%. Dans le faciès PC3, les grains sont inférieurs à 10% mais peuvent montrer en microscopie optique des variations d'abondance, et une orientation selon le plan de stratification. Le faciès PC4 contient très peu de grains (moins de 10%), une partie importante de ces derniers correspondant à des foraminifères.

La nodulisation est relativement rare. Elle est présente dans le faciès PC1 (sous-faciès PC1n). Elle figure rarement en nodules dispersés dans les faciès PC1-2.

Les intraclastes ne figurent que dans le faciès PC1+.

Les figures sédimentaires sont rares dans la plupart des faciès. On observe un possible alignement de bioclastes dans les faciès PC1+ et PC1. Les figures sédimentaires les plus remarquables sont observées dans le faciès PC3, figurant sous forme de lamines plurimillimétriques planes à légèrement ondulées (planche B.10), marquées par des variations de couleur. Aucune variation granulométrique n'est observable en macroscopie. Leur signification sera discutée plus loin.

Les ichno-espèces présentes varient largement :

- Les *Thalassinoides* sont relativement rares et ne sont rencontrés que dans le faciès PC1+.
- *Teichichnus* est rencontré dans les faciès PC1+ et PC1 (planche B. 7).
- Des terriers verticaux interprétés comme correspondant à l'ichno-espèce *Trichichnus* sont rencontrés dans les faciès PC1 et PC1-2 (planche B. 9), ils sont présents mais rares dans le faciès PC2.
- *Zoophycos* est l'ichno-espèce dominante dans la plupart des faciès (depuis PC1 jusqu'à PC4 ; planche B. 9 et 10). Dans les faciès PC2 à PC4, ces traces sont majoritairement de petite taille.
- *Chondrites* figure dans la plupart des faciès mais reste relativement rare dans les faciès PC1+ à PC1-2. Ces traces peuvent être abondantes dans les faciès PC2 (planche B. 9) à PC4 (planche B. 10). Elles sont localement très abondantes dans les faciès PC3 et PC4 où elles apparaissent en poches bioturbées, reprenant dans la plupart des cas des terriers préexistants (principalement *Zoophycos*).

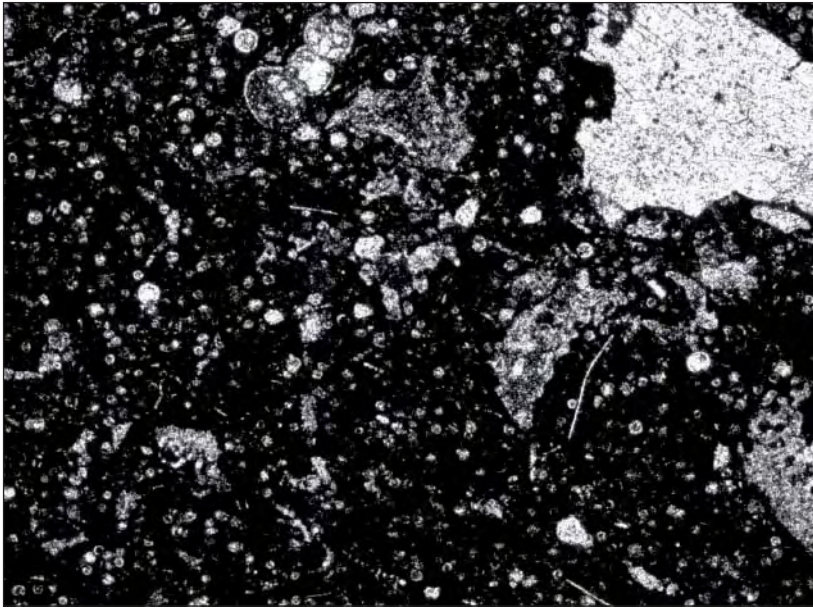
La quantité de bioturbation varie de la façon suivante :

- L'indice de bioturbation est moyen à élevé dans les faciès PC1+, PC1 et PC2, il peut être plus abondant dans les faciès PC1-2 et localement dans les faciès PC2.
- Il varie largement dans les autres faciès (PC2-3 à PC4) puisqu'on observe des alternances décimétriques de zones très peu bioturbées (indice 1-3) et de zones très bioturbées (indice 3-5). A l'intérieur des faciès 3 et 4, cette variation a motivé la distinction de sous-faciès bioturbés et non bioturbés. Le faciès PC4b correspond au faciès le moins bioturbé (indice <2).

Facès	Caractéristiques macroscopiques			Caractéristiques microscopiques							
	Caractéristiques générales	Bioturbation		Texture	Granulométrie moyenne des éléments	Echinides	Inocérames	Lamell.	Autres	Pourcentage	Calci. Foram.
PC1+	Craie grise, 20 /30% de grains souvent inframillimétriques. Intraclastes millimétriques.	<i>Thalassinoides</i> , <i>Zoophycos</i> , <i>Teichichnus</i> , <i>Planolites</i>	Moyenne à élevée (3-4)	Packstone-wackestone soit sur toute l'épaisseur soit en passées à l'intérieur d'une texture wackestone-packstone	+ à +++ (0,5mm)	+++ (0,3-1mm)	Brachiopodes Ostracodes?	Rares gastéropodes, rares bryozoaires	30 à 60%	+ à +++	+
PC1	Craie bariolée, 15-20% de grains souvent inframillimétriques, possible nodulisations (PC1n)	<i>Zoophycos</i> , terriers verticaux (<i>Trichichnus?</i>), <i>Teichichnus</i> , <i>Planolites</i>	Moyenne à élevée (3-4)	"Micro" wackestone-packstone à packstone-wackestone	+ à +++ (0,5mm)	++ (0,3-à 0,5mm) quelques fragments de taille supérieure	Brachiopodes Ostracodes?	Rares gastéropodes, rares bryozoaires	20 à 30%	+ à +++ souvent fracturé	+
PC1-2	Craie bariolée à possibles nodules. 15% de grains souvent inframillimétriques	<i>Zoophycos</i> dominants, terriers verticaux (<i>Trichichnus?</i>), <i>Planolites</i>	Elevée (4-5)	"Micro" wackestone à wackestone-packstone.	+ (0,1 à 0,5mm)	+ à ++ (0,5mm)	Brachiopodes Ostracodes?		15-20%	++	+
PC2	Craie bariolée à grise 10-15% de grains souvent inframillimétriques	<i>Zoophycos</i> de petite taille dominants, <i>Chondrites</i> , rarefaction des terriers verticaux	Moyenne à élevée (3-4) localement 5	"Micro" wackestone à macrofaune à "micro" wackestone-packstone à calcisphères.	Présent	+ à ++ 0,1 mm dominant, fragments 0,5mm localement	Brachiopodes Ostracodes?	Rares gastéropodes	5 à 20% 10% en moyenne	++ souvent fracturé	+ à ++
PC2-3	Craie bariolée à grise à 10% de grains inframillimétriques et passées de grains millimétriques supérieures à 15%, principalement dans des zones bioturbées es	<i>Zoophycos</i> de petite taille dominants, <i>Chondrites</i>	Alternance de zones blanches peu bioturbées et bariolées très bioturbées (Indice 3-5)	"Micro" wackestone-mudstone à passées riches en macrofaune, fond miciritique	Présent à +	+ à ++ 0,1 mm à plusieurs mm	Brachiopodes		<5 à 10% dans encraissant, 15 à 30% dans zones bioclastiques	+	+
PC3 (a et b)	Craie bariolée bioturbée (a) à blanche peu bioturbée (b) à lames plurimillimétriques planes à ondulées possibles	<i>Zoophycos</i> de petite taille dominants, <i>Chondrites</i> localement abondants	Alternance de zones laminées non bioturbées et zones très bioturbées (Indice 3-5)	Wackestone- mudstone à variations d'abondance des bioclastes	Présent	+ à ++ 0,1-0,2 mm à plusieurs mm	Brachiopodes Ostracodes?		Généralement <10% légères variations d'abondance avec la lamination	+	+ à ++
PC4 (a et b)	Craie légèrement bariolée bioturbée (a) à blanche peu bioturbée (b) grains inframillimétriques très inférieurs à 10%	<i>Zoophycos</i> de petite taille, <i>Chondrites</i> localement abondants	Zones bioturbées (a) (Indice 3-5), zones peu bioturbées (b) (Indice 1-2)	Mudstone à "micro" mudstone-wackestone	Présent	Présent à +	Brachiopodes		5 à 10%	+	+ à ++ souvent fracturé

Tableau B.3: Principaux faciès identifiés dans les dépôts turoniens et postérieurs.
Mêmes légendes que pour le tableau 2.

C1C



0 1 2mm

C1C



0 1 2 3 4 5cm

C2

C2

Zoophycos



0 1 2 3 4 5cm

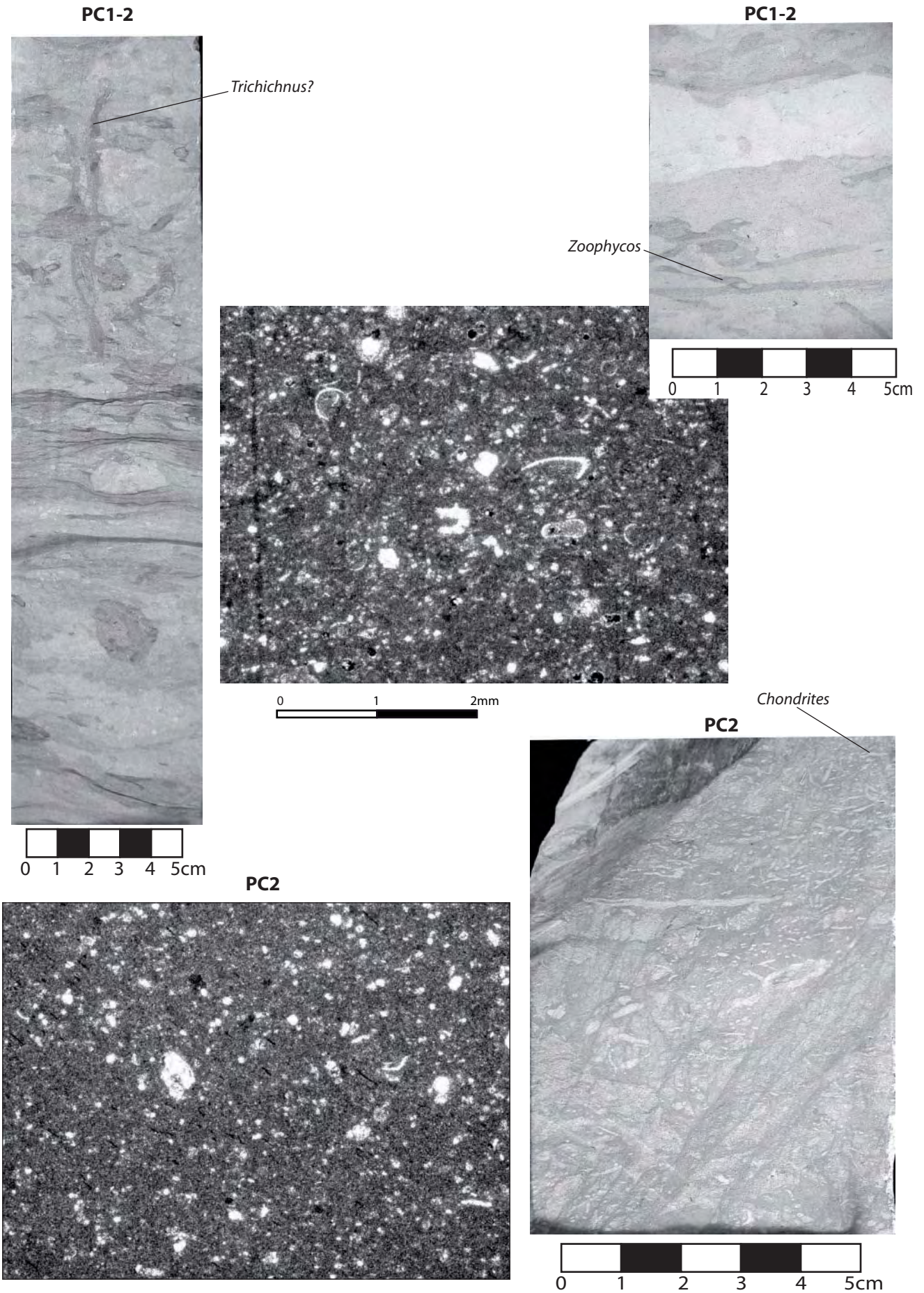
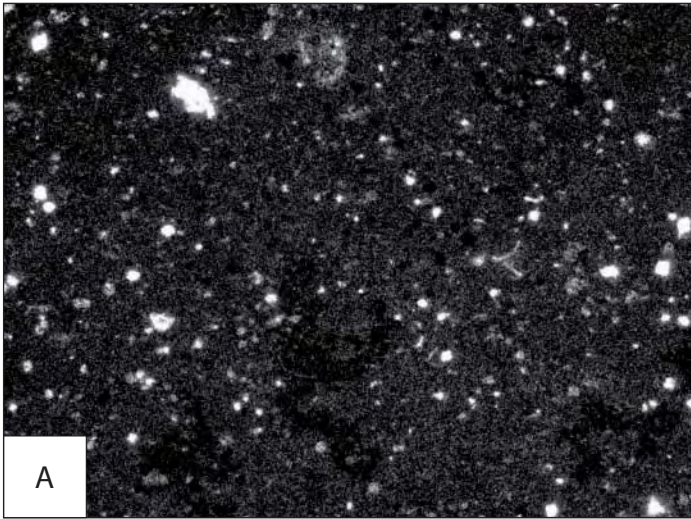


Planche B. 9: Macro- et micro-faciès des dépôts d'offshore supérieur distal (PC1-2) à limite offshore supérieur-offshore inférieur de Craie 700.

PC1-2: remarquer la coexistence de terriers verticaux et de nombreux Zoophycos.

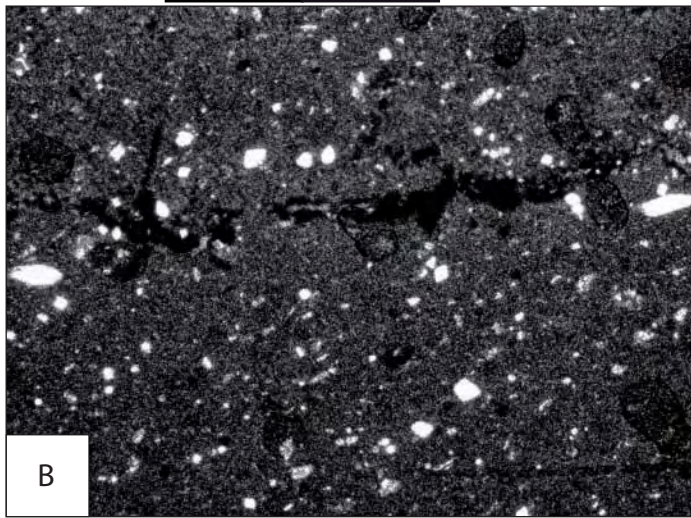
PC2: remarquer l'abondance de Chondrites.

TC3a



A

0 1 2mm



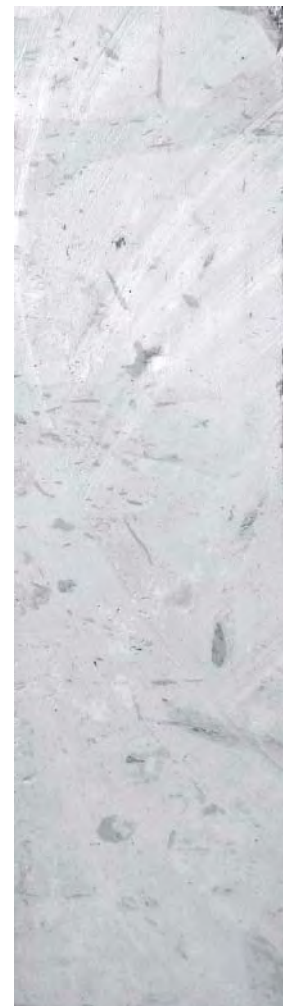
B

TC3a



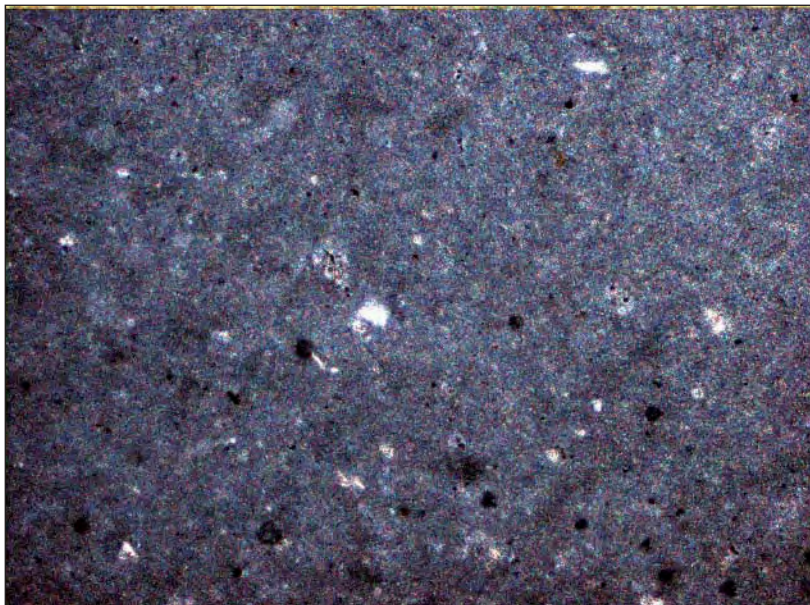
0 1 2 3 4 5cm

PC4



0 1 2 3 4 5cm

PC4



0 1 2mm

Planche B.10 : Faciès d'offshore inférieur de Craie 700.

PC3a: Remarquer les alternances de lamines grises et blanches. En microscopie, la quantité de bioclastes varie légèrement entre les lamines grises (photo B) et les lamines blanches (photo A).

PC4: Remarquer la rareté de la bioturbation et la texture très fine.

2.2.2. Caractéristiques microscopiques

Les microfaciès rencontrés sont relativement fins :

- Les faciès PC1+ à PC2 contiennent une quantité de macrofaune supérieure à 10%.
- La texture atteint les packstones-wackestones dans le faciès PC1+, soit sur toute l'épaisseur, soit en passées marquées représentant des reprises à l'intérieur d'une texture wackestone-packstone.
- Les autres faciès correspondent à des granulométries très fines. Le faciès PC1 montre une texture microwackestone-packstone à micropackstone-wackestone (planche B. 7).
- Les faciès PC1-2 correspondent à des textures microwackestone à microwackestone-packstone à macrofaunes.
- Le faciès PC2 correspond à un microwackestone à macrofaune diverses voire à un microwackestone-packstone à calcisphères.
- Les faciès PC2-3 et PC3 correspondent à des microwackestones-mudstones dans lesquels on observe des variations d'abondance en macrofaunes (planche B. 10).
- Le faciès 4 est le plus fin et correspond à des mudstones à foraminifères planctoniques abondants (planche B. 10).

La granulométrie moyenne des éléments figurés est légèrement inférieure aux sables dans le faciès PC1+, où elle est souvent bien triée. Elle est comprise entre 0,1 et 0,5 mm dans les faciès PC1 et PC1-2. Elle est très faible : 0,1-0,2 mm voire moins, dans les faciès PC2 à PC4. Dans les faciès PC2-3, elle est localement plus élevée, des prismes d'inocérames, millimétriques à plurimillimétriques, étant fréquents

Dans les faciès fins du Cénomaniens-Turonien inférieur, la fraction fine est fréquemment représentée par des micro-organismes (calcisphères) les boues micritiques étant relativement rares. A l'inverse, les micro-organismes sont plus rares à partir du Turonien moyen et flottent fréquemment dans une boue micritique. Ceci est particulièrement le cas dans les faciès les plus fins.

La proportion de macrofaune est relativement élevée dans le faciès PC1+ (30-60%). Elle est moyenne dans le faciès PC1 (20-30%). Elle est faible dans les faciès PC1-2 et PC2, puis très faible (<10%) dans les faciès suivants. Dans les faciès PC2-3, des augmentations d'abondance peuvent se produire localement. La proportion de macrofaune est largement inférieure à 10% dans le faciès 4. Les échinides et les inocérames constituent l'essentiel des macrofaunes rencontrées. Les inocérames sont fréquemment plus abondants.

Parmi les microfaunes, les calcisphères restent relativement abondantes dans les faciès PC1+ à PC2, mais sont relativement rares en comparaison des faciès cénomaniens. Elles sont cependant souvent très fracturées et possiblement orientées, ce qui suggère un transport relativement important de ces organismes. À partir du faciès PC2, et principalement dans les faciès PC3 et PC4, la quantité de calcisphères est faible et devient comparable voire inférieure à celle des foraminifères.

3. Interprétation en termes de milieux de dépôts et position relative des différents faciès

3.1. Faciès du Cénomaniens-Turonien inférieur

Les textures et la granulométrie moyenne des éléments ainsi que la présence d'intraclastes montrent que le faciès C1A enregistre l'hydrodynamisme le plus fort. Le faciès C1ind semble légèrement plus distal mais montre un hydrodynamisme plus important par rapport aux autres faciès.

- Les textures des faciès C1B et C1Ar montrent un hydrodynamisme intermédiaire.
- Le faciès C2ind montre une texture légèrement moins triée et donc un hydrodynamisme moyen.
- L'hydrodynamisme est faible dans les faciès C2 et C3.

La présence de HCS dans les faciès C1A montre sans ambiguïté un dépôt sous l'influence des tempêtes. Les lamines planes, fréquemment présentes dans les faciès C1A, C1B et C1Ar mettent en évidence des dépôts sous l'influence d'un hydrodynamisme actif.

La présence de *Thalassinoides* dans les faciès C1A, C1ind ? (cf. supra), C1B, C1Ar, et C2ind ? montre des conditions de dépôts en milieu de plate-forme externe mais à des profondeurs moyennes (Seilacher, 1967, 1978). L'augmentation de la proportion de *Zoophycos* de C1B à C2 plaide pour des conditions de plus en plus profondes. La prédominance de *Chondrites* associé à *Zoophycos* dans le faciès C3 plaide pour un milieu

profond à faible teneur en oxygène, en particulier là où *Chondrites* est largement dominant. Cette trace fossile est en effet celle qui résiste le mieux à des conditions très pauvres en oxygène (Bromley et Ekdale, 1988).

Les macrofaunes sont toutes fracturées ; l'étude des faciès de Touraine et de Normandie a montré que les tempêtes jouaient un rôle prédominant dans la redistribution de ce matériel. Leur proportion moyenne à élevée dans les faciès C1A à C1Ar montre un apport d'un matériel plus proximal relativement important. A l'inverse, la rareté des macrofaunes et la prédominance des microfaunes pélagiques ou benthiques montrent des conditions pélagiques plus marquées.

Les lamines planes fréquentes, la texture wackestone-packstone (voire supérieure), ainsi que la présence de *Thalassinoïdes* et d'une quantité moyenne de macrofaunes plaident pour une mise en place sous l'influence des tempêtes pour les faciès C1ind, C1B et C1Ar. De telles conditions peuvent être évoquées pour le faciès C2ind, par la présence de *Thalassinoïdes*, l'orientation des bioclastes et la présence d'intraclastes associés.

L'activité des tempêtes est plus faible dans les faciès C2 et C3, la prédominance de *Zoophycos* montre des conditions plus profondes. Une légère influence des tempêtes pourrait être mise en évidence par l'abondance des calcisphères, ces organismes montrant fréquemment une abondance très élevée, supérieure à celle attendue pour un dépôt entièrement autochtone.

La quasi-absence des macrofaunes dans le faciès C3 plaide pour les conditions les plus distales rencontrées ici. Ce faciès correspond à des conditions anoxiques comme le montre la forte prédominance de *Chondrites*. Ceci pourrait justifier la rareté des macrofaunes. Cependant, nous avons vu que dans les autres faciès, l'essentiel des bioclastes de macrofaunes est allochtone et transporté par les tempêtes. La rareté des macrofaunes correspond donc à une très faible influence des tempêtes et donc au milieu le plus distal des faciès cénomaniens.

En conséquence, on peut considérer que l'essentiel des faciès se dépose sous une influence plus ou moins marquée des tempêtes. Les faciès C1A à C2ind peuvent donc être positionnés dans l'offshore supérieur. Le faciès C2 correspond à une installation plus marquée des conditions pélagiques. Toutefois une probable influence des tempêtes est suggérée par le tri important qui le caractérise et la présence en quantité non négligeable de macrofaunes. Le faciès C2 peut donc être positionné dans un domaine relativement distal de l'offshore supérieur. Enfin, le faciès C3 qui montre une influence très faible des tempêtes, et des conditions anoxiques probablement profondes, peut être situé dans l'offshore inférieur, voire autour de la limite offshore supérieur-offshore inférieur.

- Le faciès C1A qui montre des HCS de faible amplitude mais légèrement érosives à la base peut être considéré comme un faciès d'offshore supérieur médian. Le faciès C1ind, légèrement plus distal que C1A mais comportant des caractéristiques d'hydrodynamisme proche (abondance des grains, texture relativement bien triée) est lui aussi positionné dans l'offshore supérieur médian.
- L'existence d'une dynamique érosive dans C1B et C1Ar, associée à une texture relativement fine, plaide pour une position entre offshore supérieur médian et distal. Le faciès C2 où l'influence des tempêtes est réduite correspond à des dépôts d'offshore supérieur distal.

3.2. Faciès post-cénomaniens

Les textures des faciès post-cénomaniens sont, pour beaucoup, plus fines que celles des faciès du Cénomaniens-Turonien inférieur. Ceci suggère une prédominance des faciès distaux.

- Les caractéristiques du faciès PC1+ sont relativement proches de celles du faciès C1A, montrant une influence hydrodynamique légèrement plus faible (texture et granulométrie moyenne légèrement plus fines, abondance des macrofaunes légèrement plus faible). En conséquence, le faciès PC1+ peut être considéré comme un dépôt dans un domaine dominé par les tempêtes en domaine d'offshore supérieur médian, légèrement plus distal que C1A. La présence de *Thalassinoïdes*, et dans une moindre mesure de *Teichichnus* (cette trace étant relativement ubiquiste ; Ekdale *et al.*, 1984), confirment une situation dans un domaine de plate-forme, au-dessus de la limite d'action des vagues de tempêtes.
- Les textures, la granulométrie moyenne, et la quantité de macrofaune des faciès PC1 à PC2, montrent une évolution comparable à celle observée dans les faciès du Cénomaniens-Turonien inférieur. À l'inverse, les caractéristiques des faciès PC2-3 à PC4 suggèrent des conditions plus profondes que celles rencontrées dans le Cénomaniens. L'organisation des bioclastes en pseudo-lamines dans le faciès PC1 plaide pour une mise en place sous l'action d'un hydrodynamisme important. La présence de terriers verticaux dans les faciès PC1 et PC1-2 suggère un milieu de dépôt dans la partie moyenne de la plate-forme, *Trichichnus* observé dans ces deux faciès correspondant à une trace fossile rencontrée essentiellement dans les dépôts de plate-forme de la Craie « shelf-sea chalk » (Kennedy, 1975). La quantité de bioturbation est comparable à celle observée dans les faciès cénomaniens.
- Les microfaunes sont plus rares que dans les dépôts cénomaniens, par ailleurs les calcisphères sont fréquemment très fracturés, ce qui semble montrer un transport de ces faunes par l'hydrodynamisme.

L'évolution observée de PC1+ à PC2 est comparable à celle observée dans les faciès cénomaniens. En conséquence, les faciès PC1+ à PC1-2, sont positionnés dans l'offshore supérieur.

- Le faciès PC1 montre des caractéristiques de texture, de granulométrie moyenne et de pourcentage de macrofaune qui évoquent des conditions légèrement plus distales que celles du faciès C1B. Une position proche de ce dernier est confirmée par la raréfaction de *Thalassinoïdes* dans les deux faciès. Le faciès PC1 montre des caractéristiques de texture plus grossières que le faciès C2 et est en conséquence plus proximal que celui-ci. Il peut donc être considéré comme révélant un milieu de dépôt proche de celui des C1Ar et C2ind. Sa variante nodulisée PC1ind pourra être mise en équivalence du faciès C2ind, en position intermédiaire entre offshore supérieur médian et distal.
- Le faciès PC1-2 présente des caractéristiques de texture et de granulométrie moyenne proches du faciès C2. Il pourra être considéré comme un équivalent de ce faciès.
- Le faciès PC2 montre une évolution de la bioturbation avec le passage à des ichno-espèces de plate-forme externe. Sa texture, la présence de calcisphères fracturés montrant un transport, ainsi que la proportion faible à moyenne de macrofaunes dans ce faciès, plaident pour une influence faible, mais présente, d'une dynamique de tempêtes. Ce faciès est interprété comme situé à proximité de la limite entre l'offshore supérieur et l'offshore inférieur.

Cette interprétation stipule donc que les faciès les plus fins, PC2-3 à PC4, correspondent à des faciès d'offshore inférieur. La texture très peu triée et fine de ces faciès, mudstone à mudstone-wackestone, et la raréfaction des macrofaunes et des calcisphères montrent l'installation de conditions moins hydrodynamiques et plus profondes. Ceci est confirmé par la présence plus importante des foraminifères planctoniques.

L'évolution des caractéristiques ichnologiques va également dans ce sens. En effet, les bioturbations sont relativement abondantes dans les faciès PC1+ à PC2, elles sont plus épisodiques dans les faciès PC2-3 à PC4. Dans ces derniers faciès, les zones à très forte bioturbation sont plus rares et restreintes à certains niveaux.

Cette évolution est accompagnée d'une évolution des ichno-espèces rencontrées. Les assemblages sont relativement polyspécifiques dans les faciès PC1+ à PC1-2, beaucoup moins diversifiés dans les faciès PC2 à PC4.

- Le caractère moins diversifié des traces fossiles dans les faciès PC2 à PC4, dans lesquels figurent seules les genres *Zoophycos* et *Chondrites*, corrélé avec la décroissance de la granulométrie et de la texture, suggère un milieu plus profond. La raréfaction progressive de la bioturbation par ces genres semble indiquer une détérioration du milieu et en particulier une oxygénation moins importante. La chute de l'oxygénation du milieu, associée aux caractéristiques texturale et

faunistique citée plus haut, peut être interprétée comme une augmentation de la profondeur. L'installation progressive de conditions plus anoxiques dans les faciès PC2-3 à PC4 plaide en effet pour une position sous la limite d'action des vagues de tempêtes, le milieu n'étant plus oxygéné par le brassage que ces dernières procurent. On notera que cette chute de l'oxygénation du milieu n'est pas linéaire. En effet, les faciès PC1+ à PC2 sont bioturbés de façon relativement homogène alors que les faciès PC2-3 à PC4 montrent une alternance de zones bioturbées et non bioturbées. Les variations cycliques de la bioturbation dans ces faciès pourraient être reliées à des variations de la paléo-océanographie.

En conséquence, les faciès PC2-3 à PC4 sont interprétés comme des faciès d'offshore inférieur.

Les variations de texture, de granulométrie, de contenu en termes de bioclastes, et enfin de figures sédimentaires observées entre ces faciès permettent de les classer les uns par rapport aux autres.

- Les figures sédimentaires les plus remarquables sont retrouvées dans le faciès PC3. Il s'agit de lamines plurimillimétriques alternantes grises et blanches. Dans l'exemple figuré sur la planche B. 10, les lamines grises sont celles qui suggèrent la mise en place la plus dynamique. L'observation en microscopie optique montre une légère augmentation de la proportion de bioclastes (planche B. 10) au niveau de ces dernières. Ceci confirme bien leur mise en place dynamique et l'existence de variations d'hydrodynamisme durant le dépôt de ce faciès. En conséquence, ce faciès peut être interprété, soit comme des tempestites distales, soit comme des turbidites de basse densité. Etant donné, les arguments ichnologiques énoncés plus haut, l'association des faciès PC3 avec des faciès très fins d'offshore inférieur, et enfin le fait que les faciès distaux d'offshore supérieur montrent généralement des granulométries plus élevées, ces lamines sont interprétées comme des turbidites de basse densité. Cette interprétation est cohérente avec celle des faciès présentant des caractéristiques très proches dans la craie de la Mer du Nord (Damholt et Surlyk, 2004) (figure 1, chapitre A).
- Les faciès PC2-3 ont des caractéristiques proches de celles du faciès PC3a. Ils diffèrent par l'absence de figures sédimentaires, et par la présence de grands prismes d'inocérames (plurimillimétriques à centimétriques). En microscopie, ces prismes apparaissent, soit réorganisés en poches par la bioturbation, soit mis en place sous l'action d'un courant gravitaire tel que cela a été montré par Barrier (2000). La présence de ces bioclastes grossiers dans une matrice par ailleurs très fine va dans le sens d'un apport par un courant gravitaire. La présence de ces grands bioclastes nous amène à considérer ces faciès comme des turbidites de basse densité légèrement plus proximales que le faciès PC3.
- Le faciès 4 montre une texture et une granulométrie plus fines que les deux faciès précédents. Ceci est associé à une raréfaction importante de la bioturbation, l'indice de bioturbation dans certains niveaux (PC4b) étant inférieur à 2, et principalement représenté par de rares terriers de *Zoophycos*, repris par des traces de *Chondrites*. En conséquence, ce faciès est considéré comme le plus distal mis en place en domaine d'offshore inférieur, à la limite de l'anoxie.

Les faciès de Craie 700 se situent donc en grande partie dans l'offshore supérieur pour l'intervalle Cénomaniens-Turonien inférieur. Dans les dépôts postérieurs, l'éventail de milieux de dépôts est plus varié, les faciès variant depuis l'offshore supérieur médian jusqu'à l'offshore inférieur. A l'intérieur de l'offshore inférieur, trois faciès, correspondant à une paléobathymétrie croissante, sont identifiés.

4. Mise en équivalence avec les faciès de Haute-Normandie

La mise en équivalence sera, comme nous l'avons signalé précédemment, basée principalement sur les concentrations de bioclastes observées et la texture. L'observation est par ailleurs largement plus fine dans le forage que sur le terrain. Plusieurs faciès proches identifiés dans le forage pourront donc correspondre à un seul faciès identifié sur le terrain.

- Les faciès d'offshore supérieur médian : C1A, C1ind et PC1+, ont une texture qui varie entre wackestone-packstone et packstone-wackestone. Les figures sédimentaires varient entre HCS de faible longueur d'onde (C1A) et alignements de bioclastes selon des pseudo-lamines.
 - La texture de C1A (packstone-wackestone à pourcentage élevé de macrofaunes, 60%) ainsi que ses figures sédimentaires sont proches des caractéristiques du faciès DF3. Ces deux faciès seront donc mis en équivalence.
 - Les textures de C1ind et de PC1 sont plus fines que celle du faciès DF3 de Normandie (packstone). L'ensemble des caractéristiques de C1ind et de PC1+ est plus proche de DF4.
 - La nodulisation observée dans le faciès C1ind associée à un faciès en dépôt proche de DF4, en font un possible équivalent des cycles CF3 du modèle de faciès de Normandie (DF4 surmonté par FG1).
- C1B, PC1 et C1Ar montrent des caractéristiques intermédiaires entre DF4 et DF5.

- Les faciès d'offshore supérieur distal C2 et PC1-2 montrent une texture (wackestone à wackestone-packstone), une proportion de macrofaunes (aux alentours de 20%) et des caractéristiques ichnologiques (apparition de *Zoophycos*) compatibles avec le faciès DF5 de Haute-Normandie voire à une position légèrement plus distale que ce dernier.
- Le faciès PC2, correspondant à des micro-wackestones très bioturbés, argileux, à *Zoophycos* et *Chondrites* abondants, a des caractéristiques intermédiaires entre DF5 et DF6. Ces faciès en dépôts de Normandie correspondent à une position de part et d'autre de la limite d'action des vagues de tempêtes, ce qui est compatible avec notre interprétation du faciès PC2.
- Le faciès C3, correspondant à des marnes anoxiques, représente un milieu particulier, l'anoxie qui le caractérise étant en relation avec une modification de la circulation océanique. Cependant les caractéristiques sédimentologiques de ce faciès dans ce forage nous ont permis de le rapporter à la limite offshore inférieur-offshore supérieur, donc à des environnements équivalents du faciès DF6.
- Les faciès d'offshore inférieur sont largement représentés et bien étudiables dans le forage Craie 700, alors que seuls deux faciès d'offshore inférieur étaient différenciés en Normandie. Les faciès DF6 et DF7 de Normandie montrent des caractéristiques microscopiques plus grossières que celles du faciès le plus distal PC4 de Craie 700. Ces caractéristiques sont plus proches des faciès PC2-3 et PC3, cependant aucun faciès turbiditique n'a pu être observé en Normandie. Etant donnée l'expression de ces dépôts dans Craie 700, leur non reconnaissance sur le terrain pourrait être due aux conditions d'observation moins bonne. Cependant, aucune alternance d'abondance de faunes ou d'autre évidence de faciès gravitaires n'a été mise en évidence sur les différentes de Haute Normandie observée.

Remarque sur les niveaux marneux du forage Craie 700

- Deux types de niveaux marneux ont été identifiés dans le levé du forage :
 - des niveaux marneux de forme ondulée s'insinuant entre des nodules (faciès C1ind et C2ind principalement) dont les bordures montrent parfois des stylolithes. Ces niveaux sont interprétés comme étant dus à la diagenèse de la Craie ;
 - des niveaux marneux mieux individualisés qui correspondent à un dépôt primaire. Ces niveaux ont été étudiés précédemment (Deconinck, 2000 ; Deconinck *et al.*, 2005) et se sont avérés, pour certains d'entre eux, être des bentonites. Cette origine a amené Robaszynski *et al.*, (2000 et 2005) à les utiliser comme niveaux repères de la stratigraphie événementielle. Cependant l'étude de lames minces dans un de ces niveaux à 536,5 m dans le forage de Poigny a montré que ce niveau contenait une quantité abondante de faune et montrait une texture grossière (packstone). Ce niveau s'est donc mis en place sous un hydrodynamisme élevé (donc possiblement par remaniement) et non par décantation. Le dépôt et la préservation de ces niveaux semblent donc largement conditionnés par la dynamique sédimentaire. La résolution temporelle de ces niveaux doit donc être considérée avec précaution.

L'étude de ce forage nous permet d'identifier avec plus de précision les faciès de la partie la plus distale de la Craie. Ceci est réalisé à travers l'identification de faciès plus diversifiés dans l'offshore supérieur médian et distal mais surtout par la mise en évidence de plusieurs faciès d'offshore inférieur dont deux d'entre eux correspondent à des faciès turbiditiques de basse densité. Ce modèle de faciès met en évidence la présence fréquente de niveaux indurés dans la partie médiane de l'offshore supérieur (C1A, C1ind, C2ind, PC1n) mais leur absence dans des milieux plus profonds. Ceci confirme l'observation effectuée en Normandie et sera un critère déterminant dans la reconstitution de la paléogéographie de la Craie à partir des données de subsurface (cf. chapitre D).

IV. Electrofaciès

Une grande partie de ce travail consiste en l'utilisation des données diagraphiques pour préciser la paléogéographie et la géométrie 3D du Bassin de Paris durant le Ccrétacé supérieur. La reconstitution de la géométrie se basera sur des corrélations haute-résolution selon la méthode du stacking pattern (Homewood et al., 1992), qui consiste en une corrélation des motifs d'empilement des différents milieux sédimentaire, en particulier des surfaces d'inversion de tendance (FS et MFS) entre les tendances transgressives et régressives. Celles-ci correspondent à des lignes isochrones et sont corrélées à l'échelle du bassin. Une grande partie des données utilisées sont des forages diagraphiés. Il est donc nécessaire tant pour la paléogéographie que pour les corrélations d'identifier des électrofaciès correspondant à différents milieux de dépôts.

Les électrofaciès sont identifiés par calage des données de puits sur les carottes (Craie 700) ou les affleurements (Haute normandie et sud ouest du Bassin de Paris).

Les diagraphies disponibles sont des mesures électriques (polarisation spontanée et résistivité), de radioactivité naturelle (gamma ray), de vitesses des ondes acoustiques (sonic) et de porosité (neutron).

- Les mesures électriques sont les seules données disponibles dans la majeure partie des puits de Normandie. Elles y sont de bonne qualité et les variations lithologiques relativement importantes qui caractérisent les variations de faciès dans cette région (cf. chapitre I) permettent d'utiliser cet outil avec une bonne résolution et de définir des électrofaciès.
- Dans le centre du Bassin de Paris, les mesures électriques sont plus rares et de résolution faible, en particulier du fait de variations lithologiques plus faibles. Les outils gamma-ray et de sonic sont alors les plus utilisables. Aussi, pour l'étude du centre du Bassin de Paris, avons nous redéfini des électrofaciès à partir de ces outils, sur la base de l'étude du forage Craie 700.
- Enfin, plusieurs électrofaciès caractérisitiques des dépôts terrigènes du Cénomaniens du Sud-Ouest du Bassin de Paris ont été défini.

Nous présenterons ici successivement les électrofaciès identifiés en Normandie, ceux identifiés dans le centre du bassin, puis les électrofaciès correspondant aux dépôts terrigènes.

1. *Electrofaciès identifiés en Normandie (PS-résistivité)*

En Normandie, les électrofaciès sont identifiés à partir de corrélations entre les coupes levées et les puits situés à proximité. Les électrofaciès cénomaniens sont principalement identifiés à partir de corrélations entre la coupe de Saint-Jouin (coupe de référence du Cénomaniens en Haute normandie (cf.chapitre C.I) et les puits situés dans la vallée de la Seine. D'après les données de Juignet (1974), les coupes de cette zone sont très similaires de celles de Saint-Jouin, ce qui permet de réaliser ces corrélations avec peu d'erreurs. Pour les électrofaciès de l'intervalle Turonien-Coniacien, les identifications des électrofaciès sont réalisées à partir de corrélations multiples entre les diverses coupes levées et les puits les plus proches du littoral.

La mise en équivalence d'un électrofaciès avec un faciès sédimentaire est principalement basée sur les caractéristiques lithologiques identifiées dans les modèles de faciès détaillés précédemment (I) .

Les mesures électriques sont susceptibles d'identifier principalement des variations d'argilosité et de porosité.

- Des variations d'argilosité sont observées entre les différents faciès cénomaniens. Elles sont lues par les mesures électriques et permettent d'identifier différents électrofaciès.
- Les modèles de faciès ont en outre mis en évidence des variations d'induration importantes. Ces variations provoquent des variations de porosité importantes bien identifiables par les mesures électriques. Elles sont donc des critères caractéristiques pour identifier les différents électrofaciès. En effet, l'une des conclusions principales qui peut être tirée de l'analyse des faciès de Normandie, est la démonstration selon laquelle les variations d'induration des dépôts sont représentatives des variations de milieu de dépôt. Dans la majorité des cas, les surfaces d'arrêt de sédimentation sont très marquées (hargrounds) en domaine proximal. L'induration décroît progressivement avec l'augmentation de la bathymétrie et les surfaces d'arrêt de sédimentation montrant une induration sont quasi-absentes dans les dépôts d'offshore inférieur. Cette caractéristique est commune aux trois modèles de faciès proposés dans le chapitre I. Ces variations d'induration seront donc un paramètre prédominant pour l'identification des différents électrofaciès et la compréhension de leur signification en termes de milieu de dépôt.

Les faciès d'offshore supérieur proximal de Haute-Normandie sont, dans les trois modèles de faciès, caractérisés par la prédominance de hardgrounds très développés, l'argilosité et la porosité des faciès en dépôt étant globalement similaire. On peut donc s'attendre à ce que les faciès proximaux des trois modèles aient une réponse diagraphique quasi-identique. En revanche, à partir de l'offshore supérieur médian, les

faciès du Cénomaniens montrent une argilosité élevée, à l'inverse des faciès turoniens et coniaciens qui sont très pauvres en argile. Pour ces milieux de dépôts, on peut s'attendre à ce que les faciès du Cénomaniens aient une réponse diagraphique différente des faciès postérieurs.

Dix électrofaciès différents sont identifiés (figure B.1). Leur équivalence avec les faciès sédimentaires est montrée sur la figure 1 et leurs caractéristiques sont détaillées dans le tableau B. 4.

- Les deux premiers électrofaciès Ra et Rb correspondent à des dépôts d'offshore supérieur proximal. Ils sont caractérisés par une induration massive, bien visible à travers de fortes valeurs de résistivité et de fortes déflexions de l'outil PS. La forme des électrofaciès révèle soit un empilement de niveaux de hardgrounds (A), soit un intercalation de faciès en dépôts entre ceux-ci (B).
- Le faciès Rc est interprété comme le premier électrofaciès correspondant aux dépôts d'offshore supérieur médian. Il correspond à une induration légèrement moins marquée (faciès TC2-TC3-TC4 et C4 caractérisés par des firmgrounds). Les valeurs de résistivité sont plus faibles et les déflexions de PS sont moins marquées.

Les électrofaciès Ra, Rb et Rc sont caractéristiques aussi bien des dépôts cénomaniens que des dépôts postérieurs. Pour les dépôts plus distaux, les électrofaciès diffèrent largement entre les intervalles stratigraphiques considérés (figure B.1).

- Conséquence de la forte argilosité des dépôts distaux cénomaniens, les électrofaciès du Cénomaniens (RCd, RCe, et RCf), sont marqués par des faibles déflexions de la PS et des faibles valeurs de résistivité. Des déflexions et des valeurs de résistivité de plus en plus faibles révèlent des faciès de plus en plus marneux, probablement de plus en plus distaux, d'après les tendances observées à partir de l'étude sédimentologique (I). L'électrofaciès RCd correspond à des faciès d'offshore supérieur médian à distaux et montrent une présence de niveaux indurés, bien marquée par des pics de résistivité. Ceux-ci sont absents dans le faciès RCe, correspondant à des dépôts situés autour de la limite offshore supérieur-offshore inférieur et montrant des valeurs de résistivité globalement très basses. Le faciès RCf montre une réponse caractéristique d'un faciès marneux, il est attribué au faciès des Plenus Marls. Ce dernier n'a pu être observé sur le terrain en Haute-Normandie, faute d'affleurement. D'après son interprétation dans le forage de Craie 700, il semble raisonnable de le considérer comme un faciès distal. Néanmoins, sa position en terme de milieu de dépôt en Normandie ne peut être précisément définie.

Pour les faciès turoniens et coniaciens, l'évolution est très différente. Ces faciès sont marqués en effet par une très faible argilosité et des faciès peu poreux (cf. partie I). Dans tous les faciès distaux, la déflexion de la PS est en conséquence très élevée et les valeurs de résistivité faibles. Ces électrofaciès sont donc relativement difficiles à différencier sur la seule base des mesures électriques. L'argument principal pour leur différenciation sont les paramètres de forme des mesures. D'après les tendances observées sur le terrain, l'induration est de plus en plus faible avec l'augmentation de la profondeur. Les faciès d'offshore supérieur intermédiaires à distaux sont marqués par des variations d'induration importantes. A l'inverse, les faciès plus distaux sont marqués par des indurations faibles donc faibles variations d'induration et de porosité. Ils montrent en conséquence des courbes de résistivité et de PS de formes plus plates, moins alternantes et des valeurs de résistivité souvent moins élevées.

Les différents faciès correspondant aux électrofaciès et leur correspondance en termes de bathymétrie sont montrés sur la figure B. 1.

- Les électrofaciès RTd sont rapportés par corrélation aux faciès TC4 d'offshore supérieur médian ;
- Les RTe sont rapportés aux faciès TC5 et TC6 qui correspondent respectivement aux faciès d'offshore supérieur distal et à la limite offshore supérieur-offshore inférieur ;
- Les faciès RTf correspondent globalement à des faciès d'offshore inférieur, TC7 et TC8.

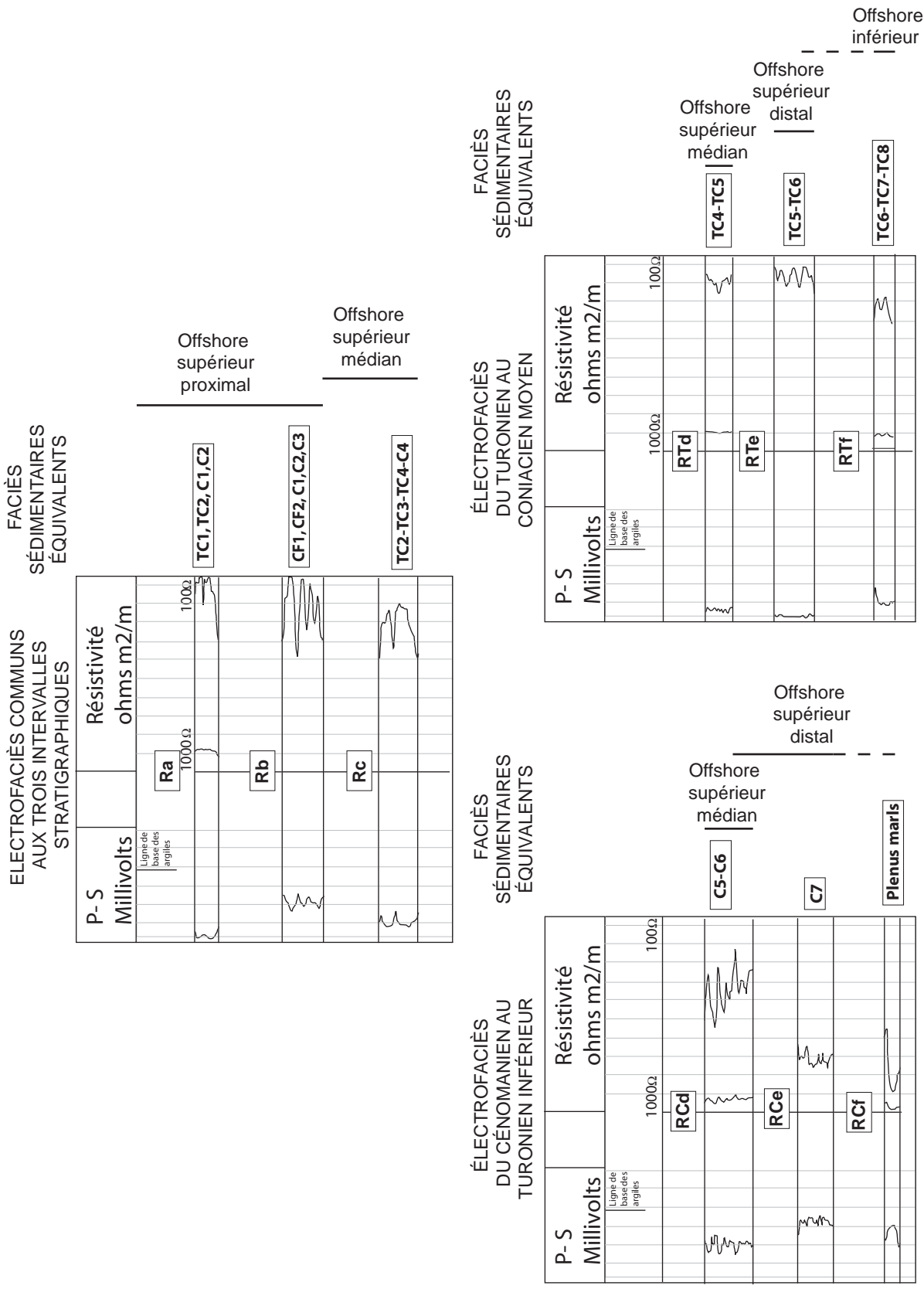


Figure B.1: Différents électrofaciès (P.S. résistivité) identifiés en Normandie, équivalence avec les faciès sédimentaires et signification en termes de milieux de dépôt

— Correspondance stricte avec un milieu de dépôt

- - - Électrofaciès correspondant à des faciès situés à la limite entre deux milieux de dépôts ou correspondant à des faciès sédimentaires appartenant à des milieux de dépôt différents.

ELECTROFACIÉS	POLARISATION SPONTANÉE			RÉSISTIVITÉ			CORRÉLATION ENTRE LES OUTILS	FACIÉS SÉDIMENTAIRES ÉQUIVALENTS
	Déflexion par rapport à la ligne des argiles (mv)	Forme		Valeurs(ohms)	Forme			
		Générale	Alternances unitaires		Générale	Alternances unitaires		
Ra	Entre 30 et 40	Relativement cylindrique en creux	Peu marquées	Entre 90 et 100 Amplitude unitaire <10	Cylindrique, ou en entonnoir	Peu marquées	Inverse	C1-C2-TC1-TC2
Rb	Entre 10 et 25 Amplitude unitaire <10	Irrégulière à cylindrique, alternante	Marquées	Entre 70 et 100 Amplitude unitaire 15 à 20	Principalement en entonnoir, très alternant	Pics métriques très marqués	Inverse	CF1-CF2-C1-C2-C3
Rc	Entre 20 et 30 Amplitude unitaire <10	Cylindrique à en entonnoir, en creux	Peu marquées, plusieurs pics positifs	Entre 70 et 90 Amplitude unitaire >10	Irrégulière ou en cloche	Alternances plurimétriques marquées, formes variables	Inverse	TC2-TC3-TC4-C4
RCd	Entre 15 et 25 Amplitude unitaire <10	Relief positif, persillée	Marquées, cylindriques ou en cloche	Entre 50 et 85, Amplitude unitaire 10 à 20	Décroissance, fortes alternances	Très marquées, pics métriques	Inverse	C5-C6
RTd	Entre 30 et 40, Amplitude unitaire <5	Plate, légèrement persillée	Peu marquées	Entre 80 et 120, Amplitude unitaire <10	Cylindrique ou irrégulière, alternances marquées	Alternances métriques à plurimétrique, formes variables	Inverse	TC4-TC5
RCe	Entre 0 et 10 Amplitude unitaire <5	Relief positif cylindrique	Peu marquées	Entre 25 et 35, Amplitude unitaire <10	En creux, cylindrique ou irrégulière	Peu marquées	Inverse	C7
RTe	Proche de 40 , Amplitude unitaire <<5	Plate	Quasi-inexistantes	Entre 80 et 120, Amplitude unitaire=10	Relief positif, Alternances marquées	Alternances métriques à plurimétrique, formes variables	Inverse	TC5-TC6
RCf	Entre 0 et 20	Relief positif cylindrique, limites inférieures et supérieures abruptes	Non marquées	Entre 10 et 20	En creux, limites inférieures et supérieures abruptes	Pic abrupt	Inverse	Plenus Marls
RTf	Entre 25 et 35,	Cylindrique, en creux	Non marquées	Entre 70 et 80	Relief positif, Cylindrique ou irrégulière	Peu marquées	Inverse	TC6-TC7-TC8

Tableau B.4: Caractéristiques des principaux électrofaciés (PS -Résistivité) mis en évidence en Normandie.

2. Electrofaciès basés sur les mesures de Gamma ray-Sonic du centre du bassin (forage Craie 700).

Le levé du forage Craie 700 permet une mise en relation directe entre les faciès identifiés et les électrofaciès. Dix électrofaciès différents sont identifiés.

Comme pour la description des faciès sédimentaires du forage, nous présenterons séparément les électrofaciès correspondant aux dépôts Cénomaniens à Turonien inférieur et ceux correspondant aux dépôts postérieurs.

2.1. Electrofaciès de l'intervalle Cénomaniens-Turonien inférieur.

Les faciès principaux de cet intervalle et leurs caractéristiques sont présentés dans la figure B. 2 et le tableau B. 5.

Trois électrofaciès (Ca, Cb, Cc) montrant des caractéristiques proches sont identifiés pour les dépôts les plus proximaux de cet intervalle dans le forage Craie 701.

- Ils sont respectivement équivalents aux dépôts C1A, C1Ind et C1B. D'après l'interprétation des faciès sédimentaires, ils correspondent à des faciès situés entre l'offshore supérieur médian et la limite entre l'offshore supérieur médian et l'offshore supérieur distal. Ces trois faciès sont caractérisés par plusieurs pics dans l'enregistrement du sonic qui correspondent à la présence de niveaux indurés. Les valeurs de sonic sont inférieures à 90. Les valeurs de gamma ray restent relativement fortes dans les électrofaciès C1A et C1B, correspondant à une argilosité élevée, identifiée par Deconinck *et al.* (2000). Elle est plus réduite dans les électrofaciès correspondant aux faciès C1ind, rencontrés autour de la limite Cénomaniens-Turonien où l'argilosité est plus faible.

En base du Cénomaniens, se rencontrent des électrofaciès à forte valeur de radioactivité naturelle (Cd). Ils correspondent aux faciès C1 Ar, fortement argileux. Ces faciès correspondent à une position intermédiaire entre offshore supérieur médian et offshore supérieur distal.

Pour les dépôts d'offshore supérieur distal et d'offshore inférieur, deux électrofaciès très différents sont identifiés :

- Le premier (Ce) correspond aux faciès C2, faciès très fins, pauvres en minéraux argileux. Les valeurs de radioactivité naturelle sont faibles (<30API). L'enregistrement du sonic est relativement plat en comparaison des faciès précédents et montre une absence de faciès indurés.
- Le deuxième électrofaciès (Cf) correspond aux faciès marneux (C3) des Plenus Marls. Cette lithologie fait que leur expression est très différente des autres. Elle est caractérisée par de fortes valeurs de radioactivité naturelle et de sonic, qui en ont fait le principal marqueur diagraphique de la Craie jusqu'à présent.

Les faciès C2Ind (offshore supérieur distal) sont strictement associés aux faciès C1ind avec lesquels, ils montrent des alternances métriques. Ces faciès sont rencontrés quasi exclusivement dans l'intervalle Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur qui est caractérisé par une forte induration des dépôts (cf. chapitres I et III). L'électrofaciès caractéristique de C2ind est identifiable dans Craie 700 grâce à la bonne qualité des mesures diagraphiques dans ce puits. Il correspond à des faciès plus argileux et à valeurs de sonic plus fortes que l'électrofaciès (Cb) correspondant à C1Ind. Cependant, dans la plupart des diagraphies dont nous disposons dans le centre du Bassin de Paris, la qualité des mesures ne permet pas de distinguer le faciès C2Ind. L'intervalle où il figure est, dans la plupart des cas, caractérisé par la réponse prédominante du faciès C1ind du fait de sa forte induration. Dans ces cas, seules des valeurs de gamma ray plus fortes permettent de soupçonner sa présence.

2.2. Electrofaciès de l'intervalle Turonien moyen-Campanien.

Les caractéristiques de ces électrofaciès sont présentées dans la figure B. 3 et le tableau B. 6

Dans cet intervalle, l'argilosité est plus faible. En particulier, les décharges d'origine terrigènes sont plus faibles, particulièrement dans la partie supérieure du forage (Deconinck *et al.*, 2000) où les craies blanches sont prédominantes. Plusieurs intervalles montrent une reprise des arrivées argileuses terrigènes (Deconinck *et al.*, 2000) . Nous verrons plus loin (figure B.4 et chapitre C.III) qu'ils correspondent aux dépôts les plus proximaux de cet intervalle. En conséquence, les électrofaciès de cet intervalle sont

caractérisés par des valeurs de radioactivité naturelle plus faibles que dans l'intervalle précédent. Les valeurs de radioactivité maximales correspondent, dans la plupart des cas, aux faciès les plus proximaux, ce qui est confirmé par le calage effectué à partir du puits Craie 700.

Quatre électrofaciès principaux sont identifiés dans cet intervalle.

Nous décrivons ici rapidement leurs différentes caractéristiques et leur correspondance en termes de milieux de dépôt.

- L'électrofaciès PCa correspond aux dépôts les plus proximaux (PC1, PC1ind, PC1+). Il a des caractéristiques proches de celles des faciès les plus proximaux de l'intervalle Cénomaniens-Turonien inférieur, particulièrement de l'électrofaciès Cb, caractéristique du faciès C1Ind. Cet électrofaciès correspond à des dépôts d'offshore supérieur médian.
- L'électrofaciès (PCb) diffère principalement du précédent par des valeurs de sonic plus élevées. Il correspond aux faciès PC1-2 (offshore supérieur distal). Ses caractéristiques diagaphiques sont très proches de celle de l'électrofaciès (Ce) correspondant au faciès C2, interprété précédemment comme l'équivalent cénomaniens du faciès PC1-2.

Ces deux électrofaciès montrent des alternances plurimétriques de leur réponse diagaphique dans les deux outils. Ceci correspond, soit à des variations d'induration, soit à des variations de granulométrie. Les autres électrofaciès montrent une chute de la radioactivité naturelle et une augmentation des valeurs de sonic.

- L'électrofaciès PCc correspond aux faciès PC2, PC2-3 et PC3. Il montre des valeurs de radioactivité naturelle plus faibles que les précédents électrofaciès (entre 10 et 15 API) et des valeurs de sonic plus fortes. En outre, les courbes de sonic sont moins alternantes que précédemment, conséquence de l'absence d'induration associée à ces dépôts. Ces électrofaciès correspondent à des dépôts compris entre la limite offshore supérieur-offshore inférieur (PC2) et les dépôts les plus proximaux de l'offshore inférieur (PC2-3 et PC3).
- Enfin, l'électrofaciès PCd correspond aux dépôts d'offshore inférieur PC4. Il montre des valeurs de radioactivité naturelle très faibles, autour de 10API, et des valeurs de sonic très fortes (supérieures à 100ms/pied). La réponse des deux outils est beaucoup plus persillée que dans les autres électrofaciès.

Les valeurs de sonic sont susceptibles de varier largement dans les différents puits du centre du Bassin de Paris. En effet, les vitesses acoustiques peuvent être modifiées par la diagenèse et en particulier par la compaction.

En conséquence, on peut penser que le sommet de la pile sédimentaire moins compacté montrera des valeurs de sonic plus faibles pour un même faciès sédimentaire.

- Dans le forage 701, où nous avons identifié ces électrofaciès (figure B.4), une modification de la réponse du sonic, due à des variations de compaction, n'est observée que dans la partie sommitale du transect, correspondant aux dépôts de la fin du Campanien inférieur et du Campanien supérieur. En dessous, les valeurs de sonic observées suivent globalement les variations granulométriques. Le calage montre une réponse de l'outil sonique peu modifiée par la compaction, les mêmes faciès sédimentaires correspondant dans la plupart des cas aux mêmes réponses diagaphiques quelles que soient leur position dans le forage (figure B. 4).

Un autre type de diagenèse particulier à la Craie du bassin de Paris est une dolomitisation importante. Son origine reste controversée (syn-dépôt de la Craie pour Gély et Blanc, 2005, Tertiaire pour Thiry et al., 2003 et Hanot et Renoux, 1999). Elle provoque par recristallisation une accélération des vitesses acoustiques dans la Craie (Hanot et Renoux, 1999).

- Dans le cas de diagenèse dolomitique, on observe une augmentation globalement uniforme des vitesses sismiques. Les valeurs absolues de vitesse ne sont donc pas utilisables, cependant les paramètres de forme des électrofaciès ne sont pas modifiés. En conséquence, ils peuvent permettre d'identifier les différents électrofaciès.
- Enfin, dans les deux cas de diagenèse évoqués, la mesure de la radioactivité naturelle n'est pas affectée, celle-ci peut donc être utilisée avec certitude pour l'identification des faciès et la corrélation.

FACIÈS SÉDIMENTAIRES ÉQUIVALENTS

ÉLECTROFACIÈS

MILIEUX DE DÉPÔTS

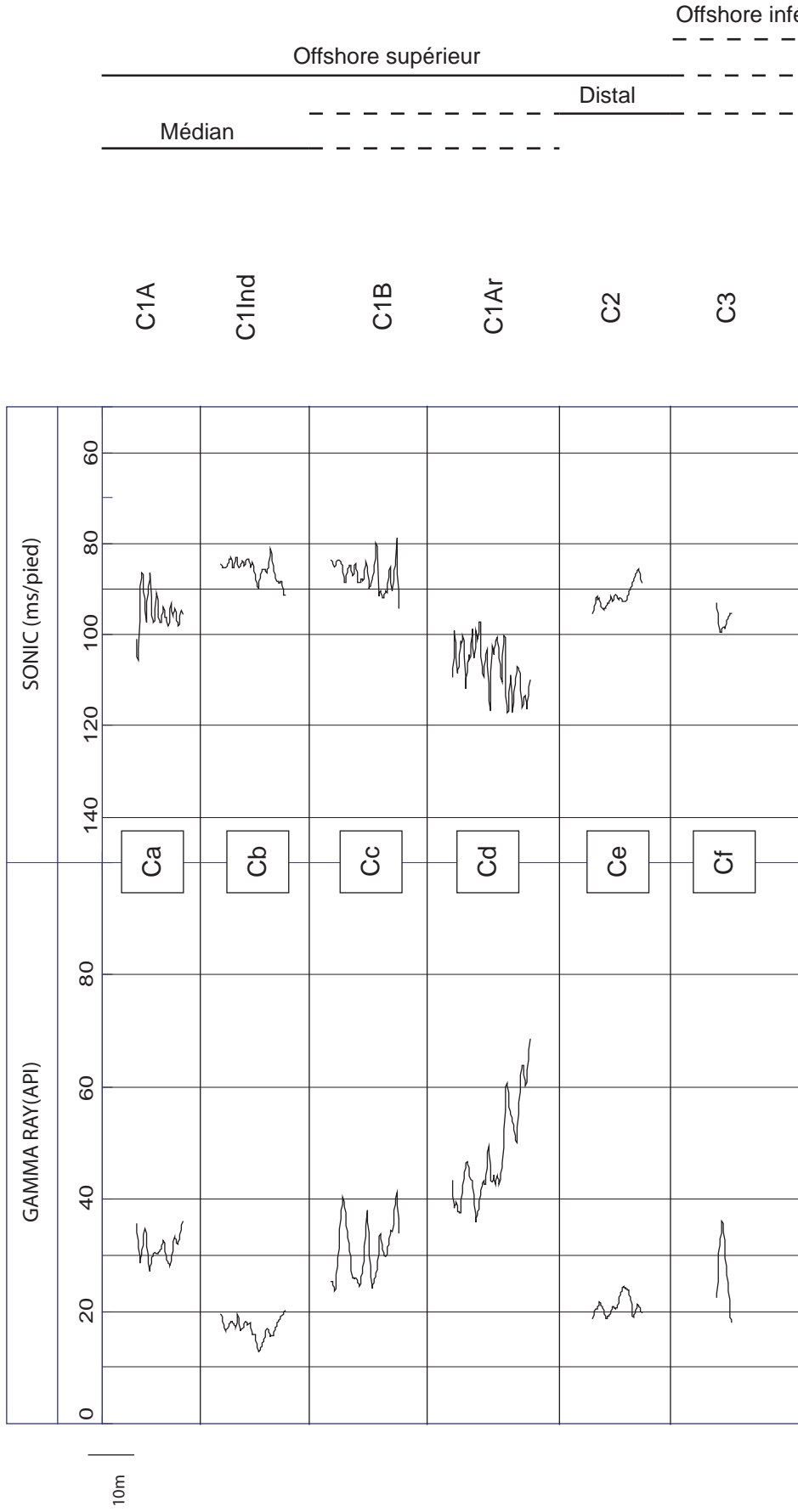


Figure B. 2: Différents électrofaciès identifiés pour l'intervalle Cénomanien-Turonien inférieur du centre du Bassin de Paris à partir des outils gamma ray et sonic, et correspondance avec les faciès sédimentaires et les environnements de dépôt.

— Correspondance stricte avec un milieu de dépôt

- - - Électrofaciès correspondant à des faciès situés à la limite entre deux milieux de dépôts ou correspondant à des faciès sédimentaires appartenant à des milieux de dépôt différents.

ELECTROFACIES	GAMMA-RAY		SONIC		CORRÉLATIONS ENTRE LES OUTILS	FACIÈS SÉDIMENTAIRES ÉQUIVALENTS		
	Valeurs (API)	Forme	Valeurs(ms/ft)	Forme				
							Générale	Alternances unitaires
Ca	Entre 30 et 40 Amplitude unitaire <8	Relativement cylindrique en retrait, alternantes	Peu marquées	Entre 85 et 100 Amplitude unitaire =10	Décroissance En entonnoir	Pics métriques très marqués par endroits à peu marqués	Inverse	C1A
Cb	Entre 10 et 20 Amplitude unitaire<8	Symétrique à en cloche, en retrait	Peu marquées et quelques pics	Entre 80 et 100 Amplitude unitaire>5	Irrégulière à en cloche	Pics métriques peu à pas marqués	Normale	C1Ind
Cc	Entre 25 et 40 Amplitude unitaire >10	Irrégulière à cylindrique, très alternante	Fortes, pics marqués, en abrupts en base et au sommet	Entre 80 et 90 Amplitude unitaire >/=10	Décroissance, à alternances irrégulière	Pics métriques localement très marqués, fréquemment en cloche	Inverse	C1B
Cd	Entre 35 et 70, Amplitude unitaire 5 à 15	Décroissance, En entonnoir, en retrait	Fortes, pics marqués, en cloche ou symétriques	Entre 100 et 120, Amplitude unitaire 10 à 15	Décroissance, En entonnoir	Fortes, Pics marqués, fréquemment en cloche	Inverse	C1Ar
Ce	Entre 15 et 25 Amplitude unitaire <5	En entonnoir, en retrait	Peu marquées en entonnoir	Entre 90 et 95 Amplitude unitaire<5	Croissance Irrégulière	Peu marqués	Normale	C2
Cf	Entre 20 et 35 Amplitude unitaire=10-20	Pic abrupt unitaire	Pic abrupt	Entre 95 et 100, Amplitude unitaire<10	Pic unitaire en creux	Pic abrupt	Inverse	C3

Tableau B.5: Caractéristiques des principaux électrofaciès de l'intervalle Cénomannien -Turonien moyen du centre du Bassin de Paris.

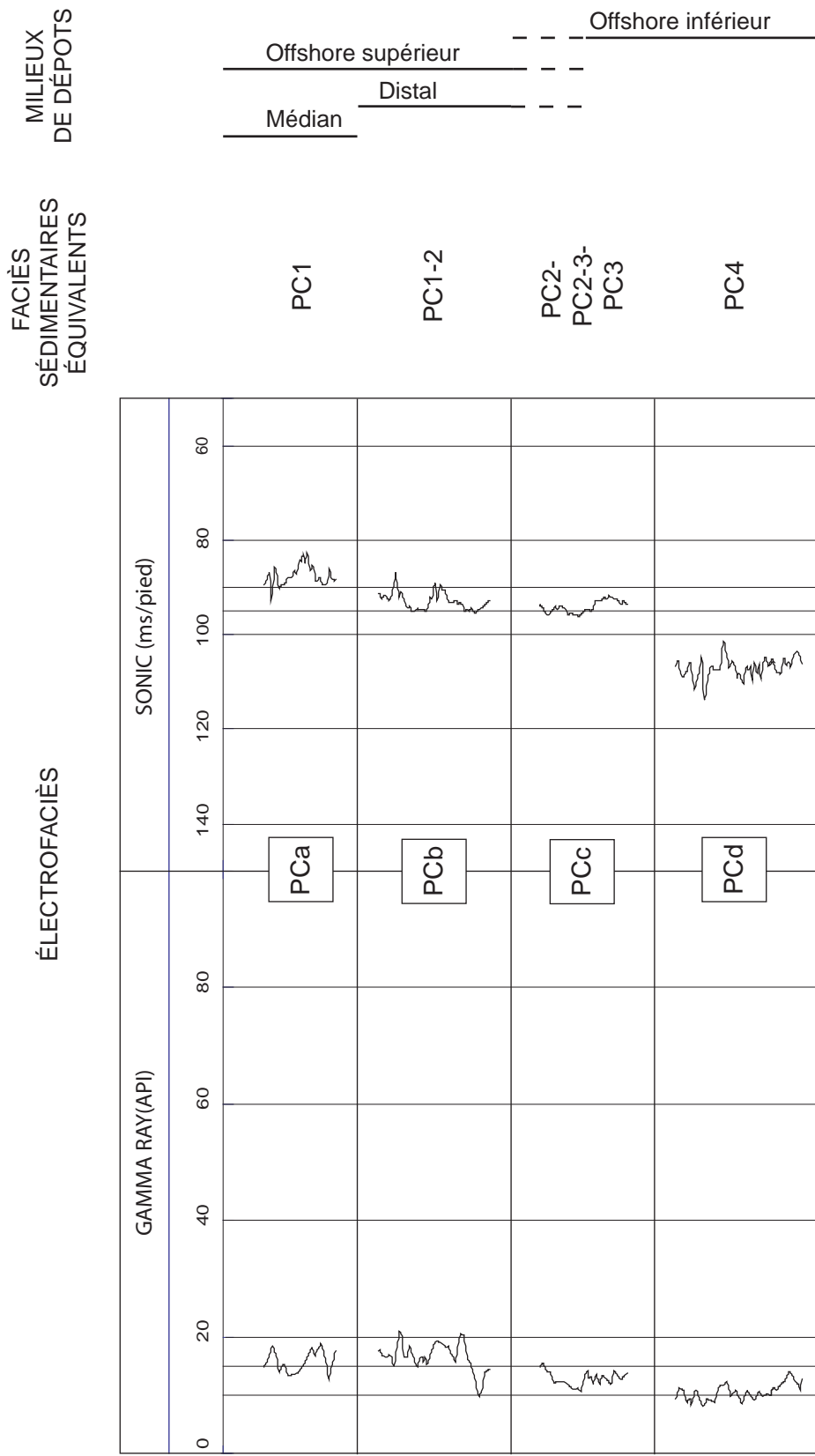


Figure B.3: Différents électrofaciès identifiés pour l'intervalle Turonien moyen-Campanien du centre du Bassin de Paris à partir des outils gamma ray et sonic, et correspondance avec les faciès sédimentaires et les environnements de dépôt.

— Correspondance stricte avec un milieu de dépôt

- - - Électrofaciès correspondant à des faciès situés à la limite entre deux milieux de dépôts ou correspondant à des faciès sédimentaires appartenant à des milieux de dépôt différents.

ÉLECTROFACIES	GAMMA-RAY			SONIC			CORRÉLATIONS ENTRE LES OUTILS	FACIÈS SÉDIMENTAIRES ÉQUIVALENTS
	Valeurs (API)	Forme		Valeurs (ms/ft)	Forme			
		Générale	Alternances unitaires		Générale	Alternances unitaires		
PCa	Entre 15 et 20 Amplitude unitaire <8	Alternante, symétrique à ronde	Plurimétriques, marquées, rondes à en cloches	80 à 90	Symétrique à entonnoir	Plurimétriques pics nets, symétriques	Inverse	PC1
PCb	Entre 15 et 20 Amplitude unitaire =5	Alternante à excursion positive, irrégulière, ronde à persillée	Plurimétriques, marquées, rondes en entonnoir en base et au sommet	90 à 95 Amplitude unitaire= 10	Irrégulière à pics marqués	Pics nets métriques, interpics ronds plurimétriques	Normale	PC1-2
PCc	Entre 10 et 15 Amplitude unitaire<5	Relativement plate, irrégulière	Peu marquées à marquées, persillées (métriques) à rondes (plurimétriques)	Entre 90 et 95 Amplitude unitaire=5	Croissante à plate, irrégulière à ronde	Plurimétrique, peu marquées, très rondes	Normale	PC2- PC2-3- PC3
PCd	Entre 8 et 15 Amplitude unitaire<5	Relativement plate, irrégulière à en entonnoir	Peu marquées persillées, métriques	Entre 100 et 115, Amplitude unitaire<5 à 10	Croissante à plate, irrégulière à cylindrique	Métriques, persillées, quelques pics peu marqués	Normale	PC4

Tableau B.6: Caractéristiques des principaux électrofaciès de l'intervalle Turonien-Campanien dans le centre du Bassin de Paris

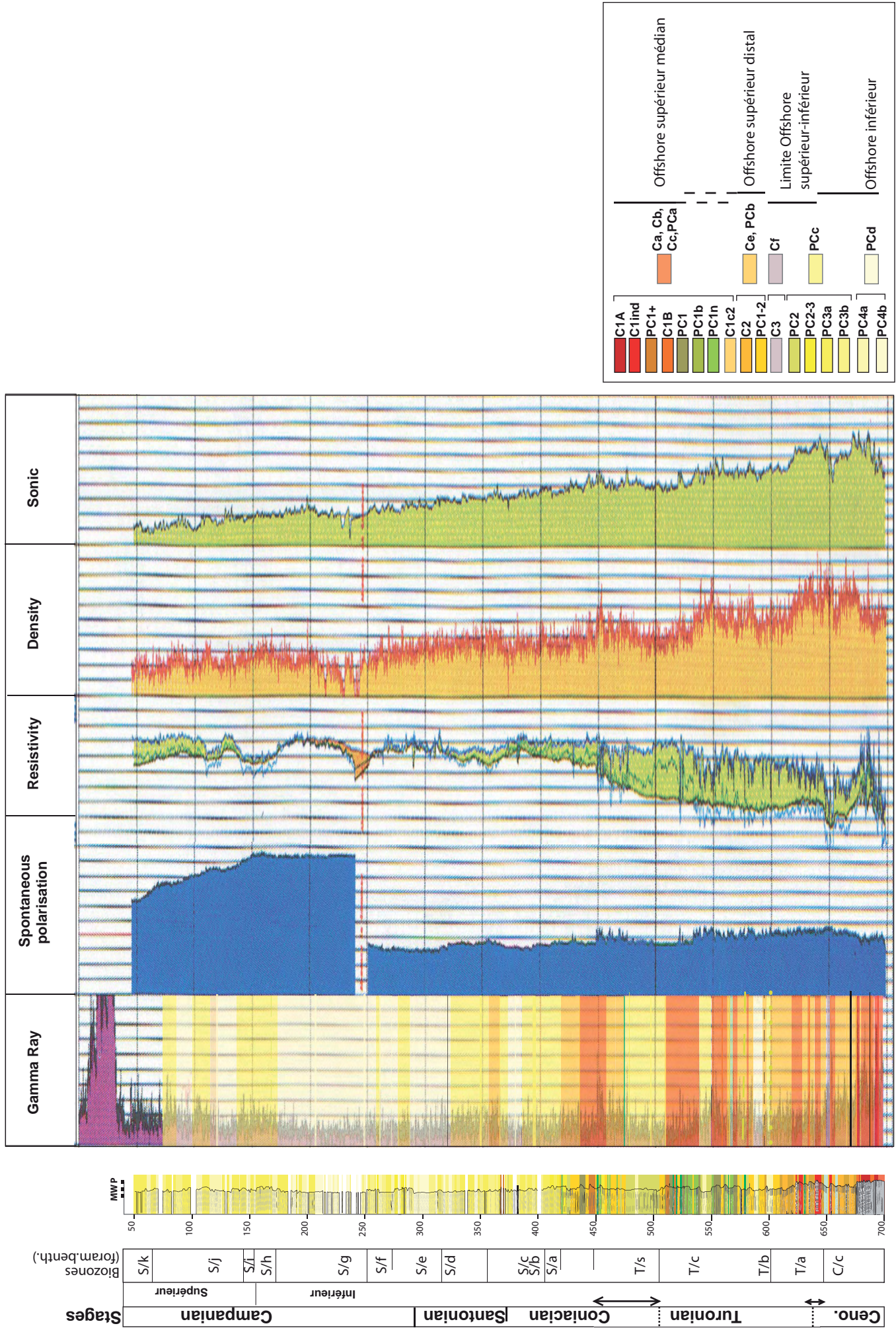


Figure B.4: Log et diagraphe du forage Craie 700. Sont mis en vis à vis, l'habillage en faciès sédimentaire et en électrofaciès, ces derniers étant simplifiés pour faciliter la lecture. Les correspondances avec les environnements de dépôt sont figurés dans la légende. Cette figure est présentée au format A3 dans le CD annexe

3. *Electrofaciès terrigènes (Touraine-Sarthe)*

L'étude du Sud-Ouest du Bassin de Paris dans lequel les dépôts sont plus proximaux que dans le reste du bassin, nécessite de définir des électrofaciès supplémentaires.

Pour les dépôts crayeux, les puits sont situés dans une position relativement distale. De plus, les dépôts du Turonien supérieur qui sont les plus proximaux de cet intervalle, sont rarement préservés (cf. chapitre C.II). En conséquence, les faciès rencontrés sont, pour la plupart, des équivalents des faciès rencontrés en Normandie. Les électrofaciès identifiés en Normandie suffisent ici pour étudier les dépôts de Touraine.

A l'inverse, nous avons dû redéfinir des électrofaciès pour étudier les dépôts terrigènes du Cénomaniens de cette zone correspondant à des dépôts fluviodeltaïque (Juignet, 1974 et cf. chapitre C.II). Les puits sont fréquemment éloignés des affleurements. Cependant, les dépôts, constitués essentiellement de faciès deltaïques, sont moins originaux que ceux de la Craie, et la réponse diagraphique de ces faciès sédimentaires est mieux connue dans la littérature. L'identification de ces différents électrofaciès s'est donc appuyée sur les connaissances existantes, en prenant en compte les données de cuttings, et en recomposant des logs synthétique du Cénomaniens d'après les données disponibles à proximité des puits sur lesquels les électrofaciès sont identifiés (carte géologique, description d'affleurement et de forages à proximité). De tels exemples sont largement détaillés dans le chapitre suivant (C.II.1).

Les différents électrofaciès et leurs caractéristiques sont présentés sur la figure B. 5 et le tableau B. 7. Les paramètres suivants sont utilisés : gamma ray, porosité neutron, sonic et résistivité.

- La majorité des électrofaciès identifiés correspondent à des dépôts deltaïques. Quatre électrofaciès différents correspondant à des environnements deltaïques sont différenciés d'un pôle proximal à un pôle distal,
 - des faciès de front de delta,
 - des faciès de prodelta à dominance sableuse,
 - des faciès de prodelta argilo-sableux,
 - des faciès de prodelta argileux,
 - des faciès de barre sableuse sont également identifiés, ils présentent une base nette à légèrement sablo-croissante, et sont marqués dans leur partie supérieure, soit par une transition brutale vers des faciès argileux soit par une tendance argilo-croissante. Leur identification est principalement basée sur les données de bibliographie concernant les dépôts situés à proximité et sur l'analyse des données de cuttings (cf chapitre C.II.1.2) ;
 - les faciès fluviaux sont rares et ne sont identifiés que dans un seul puits (Ballan-Miré, le plus occidental). Cet électrofaciès n'est pas figuré ici mais peut être observé à la base de ce puits (Cf. figure C.15, habillage du puits Ballan-Miré). Son identification est basée comme précédemment sur les données de cuttings et la synthèse des données régionales ;
- une séquence est montrée dans la figure B.5 en illustration. Elle débute par une tendance progradante, marquée par une transition depuis des faciès de prodelta sableux vers des faciès de front de delta. Cette séquence est coiffée par un hardground dans lequel se condense la phase transgressive.

L'ensemble de ces électrofaciès sera utilisé pour effectuer des corrélations 3D sur la base de la technique du « stacking pattern », selon 9 transects principaux dans le Bassin de Paris et pour définir plusieurs cartes paléogéographiques de la Craie du Bassin de Paris pendant le Crétacé supérieur (chapitre C et D).

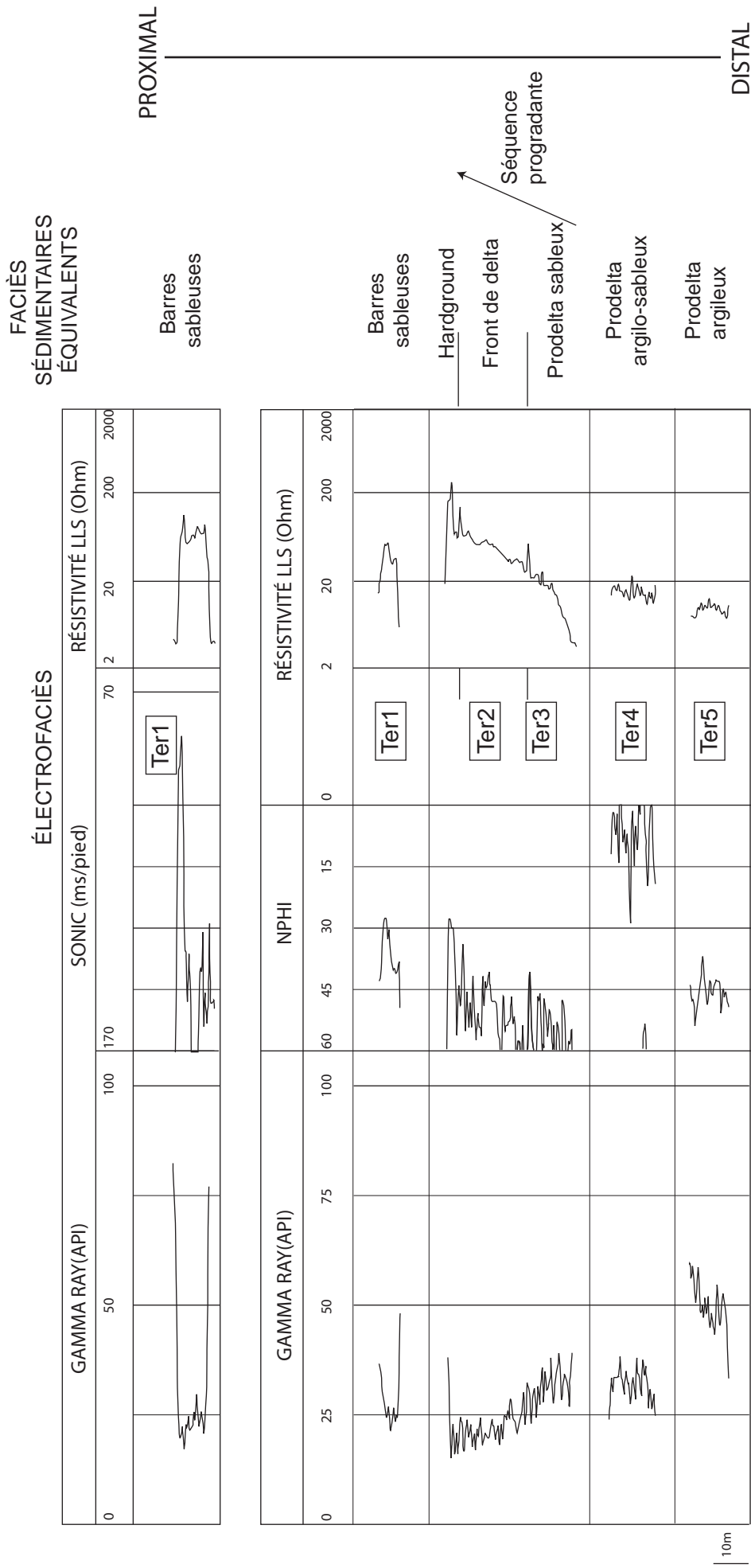


Figure B.5: Différentes électrofaciès identifiées en domaine terrigène (Sud-Ouest du Bassin de Paris) et interprétation en termes de milieux de dépôt

ELECTROFACIÉS	GAMMA-RAY		POROSITÉ NEUTRON		RÉSISTIVITÉ			CORRÉLATION ENTRE LES OUTILS	FACIÉS SÉDIMENTAIRES ÉQUIVALENTS
	Valeurs (API)	Forme	Valeurs	Forme	Valeurs(Ohms)	Forme			
						Générale	Alternances unitaires		
Ter1	Entre 20 et 30 Amplitude unitaire <10	Générale Cylindrique en retrait, contact systématiquement abrupt en base, fréquemment au sommet	Entre 25 et 40	Générale Peu marquées	Entre 40 et 100	Générale Croissance, cylindrique ou en cloche	Peu marquées	Inverse	Barres sableuses
Ter2	Entre 15 et 25 Amplitude unitaire <10	Décroissance, en entonnoir	Entre 30 et 55 Amplitude unitaire >10	Décroissance, en entonnoir, fortes alternances	Entre 40 et 200	Croissance, en entonnoir	Peu marquées	Inverse	Front Delta
Ter3	Entre 25 et 40 Amplitude unitaire <=10	Décroissance, en entonnoir, sauf transition vers des faciès T2.	Entre 45 et 60 Amplitude unitaire >10	Décroissance, en entonnoir, sauf transition vers des faciès T2	Entre 5 et 50	Croissance, en entonnoir	Peu marquées	Inverse	Prodelta sableux
Ter4	Entre 35 et 70, Amplitude unitaire 5 à 15	Cylindrique, croissante, amplitude unitaire environ 10	Entre 0 et 15, Amplitude unitaire 10	Irrégulière	Entre 10 et 20, Amplitude unitaire 5 à 10	Irrégulière	Marquées	Inverse	Prodelta sablo-argileux
Ter5	Entre 40 et 60 Amplitude unitaire 5 à 10	Irrégulière	Entre Amplitude unitaire <5	Irrégulière	Environ 10	Irrégulière à symétrique	Peu marquées	Inverse	Prodelta argilo-sableux

Tableau B.7: Caractéristiques des électrofaciés correspondant à des dépôts terrigènes et correspondance en termes d'environnements de dépôts.

Chapitre C.

Découpage séquentiel et géométries du Crétacé supérieur du Bassin de Paris

C. Découpage séquentiel et géométries du Crétacé supérieur du Bassin de Paris

I. Normandie

Les faciès sédimentaires de Haute-Normandie ont été largement détaillé dans la partie précédente.

L'étude de la Craie de Haute-Normandie a consisté dans le levé de cinq coupes principales (Saint-Jouin-Etretat, Fécamp-Cap d'Ailly, Penly-Dieppe, Criel, et Mers-Bois de Cise) (figure C. 1). Celles-ci nous permettent de reconstruire une coupe complète depuis la base du Cénomaniens jusqu'au Campanien (figure C. 2). Par ailleurs, la répétition de l'intervalle Turonien-Coniacien moyen, à la faveur du jeu des grands accidents de Fécamp-Lillebonne et du Pays de Bray, permet d'observer les variations latérales de faciès à l'intérieur de ces dépôts et de construire un découpage séquentiel en deux dimensions des dépôts de l'intervalle Turonien-Coniacien moyen. Dans un deuxième temps, l'utilisation des données de subsurface permet de réaliser un transect de corrélation allant de la vallée de la Seine à la vallée de la Somme (figure C. 1) et de proposer une synthèse des évolutions de l'intervalle Cénomaniens-Coniacien moyen.

1. Lithostratigraphie

Une lithostratigraphie de la Craie de Haute-Normandie a été proposée et bien définie pour le Cénomaniens et le Turonien (Juignet, 1974 ; Juignet et Breton, 1992). D'une manière générale, elle est basée sur le caractère plus ou moins marneux des craies (grises ou non) et l'abondance des niveaux indurés. La majorité des formations est limitée par des hardgrounds.

La lithostratigraphie est plus mal définie pour la Craie post-turonienne, aucune coupe n'ayant été publiée. Pour ces niveaux, nous proposerons donc une lithostratigraphie basée sur nos travaux. Nous discuterons ensuite de la pertinence des lithostratigraphies existantes et proposerons une mise en équivalence avec la lithostratigraphie anglaise (Mortimore, 1986 ; Bristow *et al.*, 1997 ; Rawson *et al.*, 2001 ; Mortimore *et al.*, 2001).

1.1. Lithostratigraphie existante (Cénomaniens-Turonien)

1.1.1. Cénomaniens

Juignet (1974) différencie trois formations à l'intérieur du Cénomaniens : la Craie Glauconieuse (Saint-Jouin Formation de Robaszynski *et al.*, 1998), la Craie de Rouen et la Craie d'Antifer.

La Craie Glauconieuse

Elle est décrite par Juignet (1974), comme un « faciès crayeux à silex entrecoupé de hardgrounds » à l'intérieur duquel « la richesse en glauconie diminue de la base vers le sommet avec de nombreuses récurrences en relation directe avec les hardgrounds ». Elle est limitée à la base par la Surface de Ravinement Octeville, faciès conglomératique marquant la limite avec les Argiles albiennes sous-jacentes, et au sommet par le Hardground Rouen 1.

La Craie de Rouen

C'est une craie plus blanche à cordons de silex abondants, plus pauvre en glauconie que la précédente, dans laquelle les hardgrounds sont cantonnés à la base. Elle débute au-dessus du Hardground Rouen 1 et se termine par le Hardground Antifer 1.

La Craie d'Antifer

C'est une craie noduleuse, glauconieuse, constituée par un empilement de hardgrounds, qui dépasse rarement quelques mètres d'épaisseur. La base de cette formation est bien identifiable et débute avec le Hardground Antifer 1. Son sommet est situé au-dessus du Hardground Antifer 3. Cette limite supérieure est plus difficile à identifier. Les craies noduleuses continuent en effet dans la succession sédimentaire supérieure, laquelle est attribuée à la formation de la Craie du Tilleul.

1.1.2. Turonien.

Le Turonien est subdivisé en trois formations par Juignet et Breton (1992) : la Craie du Tilleul, la Craie de Senneville et la Craie d'Eletot.

La Craie du Tilleul

Elle est divisée en deux membres (Juignet et Breton, 1992), la Craie du Cap Fagnet et la Craie du Val-Saint-Nicolas.

- Le premier membre correspond à une craie noduleuse contenant plusieurs hardgrounds. Il est encadré par le Hardground Antifer 3C à la base et le Hardground Fagnet au sommet.
- Le deuxième membre (Craie du Val-Saint-Nicolas) est une craie blanche à silex contenant quelques niveaux marneux. Les niveaux indurés y sont rares et principalement restreints à son sommet. Ce membre est limité à son sommet par le Hardground Tilleul 2.

La Craie de Senneville

D'après Juignet et Breton (1992), elle correspond à une craie grise pauvre en silex, contenant plusieurs niveaux de craie noduleuse ainsi que de nombreux niveaux marneux dont certains sont particulièrement développés. Les derniers mètres de cette formation sont marqués par des niveaux indurés plus marqués et plus abondants associés à des craies plus grossières. Cette formation se termine par le Harground Senneville 2.

La Craie d'Eletot (membre)

Ce membre inférieur de la Craie de Saint-Pierre-en-Port est une craie relativement riche en silex, organisés en bandes bien individualisées. Elle est blanche et relativement riche en bioclastes à sa base et au sommet, plus grise et moins bioclastique dans sa partie médiane. Elle est limitée à son sommet par le Hardground Eletot.

1.2. Dépôts Post-turonien, proposition d'une lithostratigraphie.

La lithostratigraphie des dépôts suivants est peu précise, les seuls documents existants sont un tableau stratigraphique (Juignet, 1991) et une carte schématique à l'échelle du littoral haut-normand (Duperet *et al.*, 2002). Ces derniers ont appliqué la lithostratigraphie anglaise (Bristow *et al.*, 1997 ; Rawson *et al.*, 2001) et ont reconnu dans les craies post-turonien, la Lewes Chalk, la Seaford Chalk, la Newhaven Chalk et la Culver Chalk. Un positionnement approximatif des différentes formations est réalisé par Mortimore (2001). D'après notre levé, nous pouvons proposer un découpage lithostratigraphique dans lequel nous avons différencié :

- Une craie plus ou moins grise comprenant de nombreux niveaux indurés et hardgrounds ainsi que des cordons de silex décimétriques, et dont la coupe type peut être située entre la vailleuse de Senneville et la plage de Saint-Pierre-en-Port. Cette craie est nommée **Craie de Saint-Pierre-en-Port** (globalement équivalente à la formation du même nom définie par Juignet, 1991). Elle se termine par un hardground surmonté d'un niveau marneux. Elle peut être divisée en deux membres, la Craie d'Eletot définie plus haut et la Craie de petites Dalles au dessus.
- Une craie blanche localement très bioclastique (contenant principalement des inocérames et des bryozoaires) caractérisée par l'existence de nombreux bancs de silex très développés dont l'épaisseur atteint 50 cm. De nombreuses géométries lenticulaires d'extension kilométrique sont visibles au sein de cette formation (Cf chapitre D.I). Cette craie est observable de Saint-Martin-aux-Buneaux à Veules-les-Roses et sera dénommée **Craie de Veulettes**.
- Une craie grisâtre moins bioclastique et à nodules de silex plus épars et de taille inférieure à ceux de la formation précédente. Les nodules de silex sont alignés en bancs dans sa partie inférieure et sont plus fréquemment épars dans sa partie supérieure. Elle comprend quelques niveaux marneux individualisés, principalement à sa base et à son sommet. Cette craie affleure de Veules-les-Roses à la vailleuse de Vasterival et sera dénommée **Craie de Sotteville**.
- des craies plus blanches à jaunes (cette coloration étant probablement due à l'altération), plus bioclastiques, à niveaux de silex plus épais (décimétriques), observables dans les derniers mètres de la pile sédimentaire dans la vailleuse de Vasterival (à proximité du Cap d'Ailly). Ces craies, dont les caractéristiques sont proches de la Craie de Veulettes, pourraient correspondre à la base d'une quatrième formation, nommée ici **Craie de Vasterival**. Dans l'état actuel, étant donné la faible extension latérale, (quelques centaines de mètres de part et d'autre de la vailleuse de

Vasterival), et la faible épaisseur observable (10 m environ) de cet intervalle, nous n'attribuerons pas à cette unité la valeur de formation.

1.3. Proposition d'une lithostratigraphie locale et synonymie avec la lithostratigraphie anglaise

Le découpage lithostratigraphique effectué ainsi que sa mise en équivalence avec la lithostratigraphie anglaise sont reportés sur la figure C. 2.

Formations de la Craie Glauconieuse et de la Craie de Rouen

Nous proposons de conserver les deux premières formations du Cénomaniens définies par Juignet (1974), bien caractérisées par des lithologies différentes. Il semble possible d'après notre levé de différencier deux membres à l'intérieur de la première formation, de lithologie comparable mais séparées par un niveau marneux plus fin à bandes de silex (figure C.2).

Comme signalé précédemment (cf. chapitre A.III.), la lithologie de ces deux formations diffère largement de celle des formations contemporaines de la lithostratigraphie anglaise.

Formation de la Craie d'Antifer et de la Craie du Tilleul

La différence lithologique entre la formation de la Craie du Cap d'Antifer et le membre de la Craie du Cap Fagnet est très peu marquée. La différenciation entre ces deux unités stratigraphiques semble principalement basée sur des critères biostratigraphiques, la limite entre les deux unités correspondant à la limite Cénomaniens-Turonien (Juignet et Breton, 1992). Il nous semble donc plus approprié de regrouper la Formation de la Craie d'Antifer et le membre de la Craie du Cap Fagnet en une seule formation pouvant être dénommée Craie de Fécamp. Les unités de la Craie d'Antifer et de la Craie du Cap Fagnet peuvent être conservées en tant que membres. La formation de la Craie de Fécamp correspond, par ses caractéristiques lithologiques, à l'Hollywell Nodular Chalk de la lithostratigraphie anglaise. Ceci est en accord avec Duperet *et al.* (2002) (illustration du site 1, planche 2). Dans le détail, le membre de la Craie d'Antifer semble contemporain du membre des Plenus Marls (Robaszynski *et al.*, 1998), Ceci montre la lithologie particulière de cet intervalle dans le Pays de Caux par rapport au reste du bassin. A l'inverse, la lithologie du membre de la Craie du Cap Fagnet est relativement proche de celle de la partie supérieure de l'Hollywell Nodular Chalk.

A l'intérieur de la Craie du Tilleul de Juignet et Breton (1992), les membres de la Craie du Cap Fagnet (noduleuse) et de la Craie du Val-Saint-Nicolas (blanche à silex et rares niveaux indurés) diffèrent largement. Nous avons positionné plus haut la Craie du Cap Fagnet à l'intérieur de la Craie de Fécamp. La Craie du Val-Saint-Nicolas présente quant à elle des caractéristiques différentes de celles des formations sus-jacentes, nous proposons donc d'attribuer à ce membre le statut de formation. Les caractéristiques de cette formation tendent à la rapprocher de la New Pit Chalk.

Craie de Senneville et Craie de Saint-Pierre-en-Port

La Craie de Senneville et la Craie de Saint-Pierre-en-Port sus-jacente ont des caractéristiques lithologiques proches qui les rapprochent de la formation Lewes Nodular Chalk des auteurs anglais.

Nous proposons de conserver les formations de Juignet et Breton (1991) en les rédéfinissant de la façon suivante:

La Craie de Senneville, définie par Juignet et Breton (1991) est caractérisée par une augmentation des niveaux indurés bioclastiques dans sa partie supérieure la limite supérieur de cette formation correspond à des hardgrounds particulièrement développés.

Les deux membres de la Craie de Saint-Pierre-en-Port montre des caractéristiques bien différenciées. Le premier membre (Craie d'Eletot), est caractérisée par des craies grises à niveaux de silex bien lités et niveaux indurés abondants, dont le dernier est le Hardground Eletot de Juignet et Breton, 1991. Cette unité stratigraphique est bien individualisée par ces caractéristiques lithologiques, et s'identifie aisément jusqu'à Dieppe.

De la même façon, le membre des Petites Dalles, est caractérisé par des craies grises peu noduleuses à la base suivies de craies plus noduleuses se terminant par un, voire plusieurs hardgrounds. Dans cet intervalle, nous distinguons deux formations successives, la Craie de Senneville et la Craie de Saint-Pierre-en-Port. La différenciation de la formation de St Pierre-en-Port en deux formations, Craie d'Eletot et Craie de Petites Dalles semble même envisageable.

Craie de Veulettes

La Craie de Veulettes sus-jacente peut être rapprochée d'après ses caractéristiques lithologiques (craie blanche à nombreux niveaux de silex pluri-décimétriques), de la Seaford Chalk.

Craie de Sotteville

La Craie de Sotteville présente des caractéristiques qui la rapprochent de la Newhaven Chalk (craie grise à silex rares, de petite taille).

Ces rapprochements sont concordants avec la cartographie schématique effectuée par Duperet *et al.* (2002) et Mortimore (2001).

2. Stratigraphie événementielle

Les différents travaux menés précédemment sur une grande partie des coupes levées ont permis de dresser une stratigraphie événementielle de la zone étudiée (Juignet, 1974 ; Mortimore et Pomerol, 1987 ; Amédéo et Robaszynski, 2001).

Les différents niveaux utilisés dans la stratigraphie événementielle incluent :

- des marqueurs lithologiques, qui sont des niveaux marneux (d'origine volcanique ou non) et des surfaces d'arrêt de sédimentation (hardgrounds) ;
- des marqueurs paléontologiques.

Nous avons testé la pertinence de ces niveaux pour les corrélations, en réutilisant les chartes construites précédemment (A. III). La reconnaissance d'un niveau repère particulier est un problème qui se pose fréquemment dans l'utilisation de la stratigraphie événementielle. Pour exemple, les niveaux marneux sont en nombre variable dans les dépôts du littoral du Pays de Caux. Il nous semble donc difficile d'identifier sans erreur les différents niveaux marqueurs si l'on ne dispose pas d'autres arguments de corrélation, tels qu'un événement écologique associé ou une position particulière dans la succession lithologique. Nous n'avons donc retenu que les niveaux pour lesquels plusieurs arguments étaient disponibles pour asseoir leur identification (figure C. 2).

2.1. Dépôts cénomaniens

Dans les dépôts cénomaniens les niveaux repères sont des hardgrounds.

Craie glauconieuse

Les Hardgrounds Saint-Jouin et Bruneval 1, 2 et 3 sont les principaux repères de cette formation. Ils semblent persistants à l'échelle de l'Ouest du Pays de Caux (Juignet, 1974).

Craie de Rouen

Juignet (1974) y identifie les Hardgrounds Rouen 1, 2 et Pavilly. Il avance, pour les deux premiers hardgrounds, une continuité depuis le Pays de Bray jusqu'au Perche. Le Hardground Rouen 1 est caractérisé par une faune phosphatée contenant en particulier les ammonites marqueurs de zone et de sous-zone *A. rhotomagense* et *T. costatus*. On remarquera cependant que ce hardground correspond à une lacune très importante, incluant une zone d'ammonites (*C. inerme*). Par ailleurs, les ammonites de la zone à Rhotomagense qui figurent immédiatement au-dessus de celui-ci sont phosphatées, ce qui suggère également une lacune partielle de cette zone. Cette lacune importante suggère une faible résolution temporelle de ce niveau repère, ainsi qu'un important diachronisme.

Craie d'Antifer

Les Hardgrounds Antifer 1, 2 et 3 sont utilisés comme niveaux repères. D'après Juignet (1974), ils sont corrélables depuis le Perche jusqu'au Pays de Caux. Ces dépôts n'affleurent pas dans le Pays de Bray.

2.2. Dépôts turoniens à campaniens

Dans les dépôts du Turonien au Coniacien moyen, plusieurs niveaux repères ont été retenus et utilisés pour la corrélation des coupes.

- Dans le membre du Cap Fagnet, Juignet et Breton (1992) individualisent le Hardground Fagnet, et le corrélient à l'échelle du Pays de Caux sans qu'aucune faune index ne soit associée. Ce niveau repère sera utilisé avec circonspection.

- Aucun des niveaux marneux identifiés à Dieppe par Mortimore et Pomerol (1987) dans l'équivalent de la Formation du Val-Saint-Nicolas n'est retrouvé dans les autres coupes, soit parce qu'il n'y existent pas (Fécamp-Cap d'Ailly et Saint-Jouin-Etretat), soit faute d'affleurement de l'intervalle dans lequel ils se déposent (Criel et Mers-Bois de Cise).

Parmi les niveaux repères identifiés par Mortimore et Pomerol (1987), nous retenons comme corrélables entre les coupes Fécamp-Cap d'Ailly, Penly-Dieppe, Criel et Mers-Bois de Cise :

- Des niveaux de bentonites pour lesquelles plusieurs critères permettent d'appuyer leur identification ; il s'agit des niveaux :
 - Glynde Marls, associées à des faunes de foraminifères caractéristiques (*Coscinoфраgma*),
 - Southerham Marls (Marnes d'Eletot), bentonite particulièrement développée retrouvée dans toute la partie située à l'est de Fécamp quelques mètres sous une augmentation de la nodulisation,
 - Bridgewick Marls, intercalées entre les hardgrounds principaux,
 - Lewes Marls, niveaux marneux qui se retrouvent systématiquement dans la partie supérieure de la Craie de Senneville, associés à un arrêt de la nodulisation.
- Les Hardgrounds Bridgewick 1 et 2 (Hardground Senneville 1 et 2 de Juignet et Breton, 1992), Lewes, et Navigation.
- Le niveau siliceux Lewes Tubular flints sous-jacent au Hardground Lewes.

Ces niveaux retenus sont tous rencontrés dans les formations de Senneville et de Saint-Pierre-en-Port.

Dans les dépôts postérieurs, observés seulement dans les coupes de Fécamp-Cap d'Ailly et Bruneval-Etretat, nous avons retenu les niveaux repères suivants:

- Les Shoreham Marls, qui marquent la limite Coniacien inférieur-moyen et qui correspondent à un changement de lithologie importante entre les formations Lewes Nodular Chalk et Seaford Chalk (ici entre la Craie de Saint-Pierre-en-Port et la Craie de Veulettes).
- Des niveaux de silex massifs à *Platyceramus* abondants, qui pourraient correspondre aux Seven Sisters Flints.
- Aucun niveau repère n'a pu être clairement identifié dans les dépôts sus-jacents, on pourra soupçonner cependant :
- Les Bedwell Columnar flints, qui pourraient figurer à l'intérieur de la Craie de Veulettes, cependant aucune faune index n'a pu être identifiée.
- Les Whitaker Three Inch Flints (bandes de silex), qui pourraient être présents, l'âge biostratigraphique (Santonien inférieur non basal) que nous avons obtenu pour ces niveaux étant compatible avec l'âge de ce niveau repère.
- Les Buckle Marls et le Barrois sponge bed, respectivement un niveau marneux et un niveau induré, niveaux repères couramment observables à la base de la Newhaven Chalk (Mortimore *et al.*, 2001), qui pourraient figurer à la base de la Craie de Sotteville à l'est de Veules-les-Roses.

3. Biostratigraphie

Les données biostratigraphiques de l'intervalle Cénomaniens-Campanien de Normandie incluent la biostratigraphie des macrofossiles (ammonites, bélemnites, inocérames, échinodermes, brachiopodes) et celle des microfossiles (foraminifères benthiques, nannoplancton calcaire).

3.1. Cénomaniens

3.1.1. Céphalopodes : Ammonites et Bélemnites

La coupe utilisée comme coupe de référence a fait l'objet de nombreuses récoltes d'ammonites (Juignet, 1974 ; Robaszynki *et al.*, 1998). Les différentes zones d'ammonites du Cénomaniens sont bien identifiées et reportées sur la figure C. 1. La densité de la collecte permet une bonne définition des limites de zones d'ammonites. Les principales incertitudes portent sur :

- la limite entre les zones à Dixoni, Inerme, et Rhotomagense. La zone à Inerme n'est pas identifiée dans la région ;
- la limite entre la zone à Jukesbrownei et la zone à Naviculare ;
- la limite Cénomaniens-Turonien, limite entre la zone à Judii (espèce index rarement enregistrée en Normandie) et la zone à Devonense qui n'est jamais enregistrée dans le Bassin anglo-parisien, excepté dans le Devon (Kennedy et Cobban, 1991).

Actinocamax plenus, bélemnite caractéristique de la zone à Geslinianum et fréquemment rencontrée dans les Plenus Marls auxquelles elle a donné son nom, est signalée dans la Craie d'Antifer (Christensen *et al.*, 1993).

3.1.2. Foraminifères (planctoniques et benthiques)

Hart (2005) a identifié dans la coupe de Saint-Jouin-Bruneval, la « Mid Cenomanian non sequence », ou P/B break (Paul *et al.*, 1994) au niveau du Hardground Rouen 2. Cet événement, corrélable de part et d'autre de la Manche est caractérisé par :

- l'apparition de *R. cushmani* (intra-Cénomanien moyen) ;
- une augmentation abrupte du ratio foraminifères planctoniques / foraminifères benthiques ;
- l'extinction de *Favusella washitensis*.

Cet événement sera réutilisé dans les corrélations et dans l'interprétation séquentielle.

3.2. Turonien

3.2.1. Macrofaunes

Ammonites

Le Turonien de Normandie est très pauvre en ammonites. Pour les quatre zones principales, on notera les points suivants :

- La première zone à *Watinoceras devonense* (Kennedy et Cobban, 1991 ; Ogg *et al.*, 2004), d'une manière générale, est uniquement identifiée dans le Devon (Gale, 1996).
- *Mammities nodosoides*, ammonite index pour la deuxième zone éponyme (définie par l'extension totale de cet espèce), et *Fagesia catinus* sont enregistrées au début de la série turonienne du Cap Fagnet (Breton, 1998 ; Robaszynski *et al.*, 1998) et ce, dès 1 à 2 m au-dessus des derniers niveaux ayant livré des ammonites cénomaniennes.
- La zone à *Collignoceras woolgari* (inscrite entre apparition de l'espèce index jusqu'à apparition de *Subprionocyclus neptun*) n'est pas enregistrée, de même que les sous-zones à *Kamerunoceras turoniense*, *Romaniceras kallei* et *Romaniceras ornatissimum*.
- L'espèce index de la dernière zone d'ammonites du Turonien, *Subprionocyclus neptuni*, est enregistrée à Fécamp dans la Craie de Senneville, sous le Hardground Senneville 1 (Amédéo et Robaszynski, 2001). La limite Turonien moyen-Turonien supérieur est donc hautement imprécise, ce qui est le cas de manière générale dans le Bassin anglo-parisien et le Bassin germanique (Gale, 1996 ; Wiese et Kaplan, 2001).
- La première zone du Coniacien (*Forresteria petrocoriense*) n'est pas identifiée.

Autres macrofaunes : Inocérames, Echinodermes et Brachiopodes

En complément des données précédentes, on peut signaler dans la coupe type de Fécamp-Senneville :

- Des Mytiloïdes, indicateurs du Turonien inférieur, signalés par Mortimore (2001) dans la craie du Cap Fagnet ;
- *I. cuvieri*, indicateur du Turonien moyen, retrouvé dans la Craie du Val-Saint-Nicolas (Mortimore, 2001) ;
- *I. lamarcki*, inocérame dont la répartition s'étale entre le sommet de la zone à Woolgari et la partie inférieure de la zone à Neptuni, signalé dans la Craie de Senneville (Breton, 1998) ;
- *Sternotaxis plana* (partie moyenne du Turonien moyen à Turonien supérieur d'après Ogg *et al.*, 2004, Turonien supérieur d'après Mortimore *et al.*, 2001) dans la Craie de Senneville (Breton, 1998).

Affinage du cadre biostratigraphique

Les âges des dépôts turoniens sont donc très imprécis, cependant il est possible, en se basant sur les récoltes effectuées en Angleterre, et en utilisant des niveaux marqueurs fiables, de compléter quelque peu la zonation des ammonites. Pour cela, nous avons utilisé cinq niveaux marqueurs (Glynde Marls, Southerham Marls, Caburn Marls, Bridgewick Marls, Navigation hardground) bien identifiés dans les falaises de Haute-Normandie (Mortimore et Pomerol, 1987).

Zone à *Mammities nodosoides*

Mammities nodosoides est identifiée en Angleterre presque jusqu'au niveau Lulworth Marls qui constitue le sommet de la Formation Hollywell Nodular Chalk (Gale, 1996), grossièrement équivalente à la formation du Cap Fagnet, attribuant ainsi un âge Turonien inférieur à cette formation ce que confirment les datations effectuées à partir des foraminifères benthiques (cf. infra).

Zone à *Collignoceras woolgari*

C. woolgari est enregistrée depuis quelques mètres au-dessus des Lulworth Marls jusqu'aux New Pit Marls (Gale, 1996).

Romaniceras ornatissimum (espèce index de sous-zone de la partie moyenne à supérieure de la zone à *C. woolgari*) est identifiée depuis les Round Down Marls jusqu'à quelques mètres sous les Glynde Marls. *R. deverianum*, marquant la dernière sous-zone du Turonien moyen d'après Ogg *et al.* (2004) (définie par l'apparition de l'espèce index) est principalement rencontrée entre les Southerham Marls et les Caburn Marls (Gale 1996). Cependant Mortimore *et al.*, (2001) signalent son apparition sous les Glynde Marls et sa présence jusqu'aux Caburn Marls.

Zone à *Subprionocyclus neptuni*

Mortimore *et al.*, (2001), signalent *S. neptuni* sous les Southerham Marls. Des formes proches de *S. neptuni* sont identifiées quelques mètres sous ce même niveau, des *Subprionocyclus* sont également rencontrés entre les Southerham et les Caburn Marls. Enfin cette espèce est très fréquemment rencontrée dans l'intervalle situé entre les Bridgewick et les Southerham Marls et dans le niveau équivalent du Chalk Rock (Gale, 1996 ; Wright, 1979) à l'intérieur de la Lewes Nodular Chalk.

Zone à *Forresteria petrocoriense*

F. petrocoriense est rencontrée fréquemment dans le Navigation Hardground. Ce niveau, livrant très souvent *M. normaniae* s.s. (échinide fréquemment rapporté à la base du Coniacien) aussi bien en Angleterre qu'en Normandie peut être utilisé comme niveau repère. Il est donc possible de positionner la base de cette zone au niveau du Navigation Hardground.

En conclusion, il est donc possible d'affiner la stratigraphie des coupes levées de la façon suivante :

- La première zone (*Watinoceras devonense*) ne peut qu'être déduite entre la zone à Judii (Cénomaniens terminal) et la zone à Nodosoïdes. Elle semble ne correspondre qu'à 1 ou 2 m de dépôts.
- La zone à Nodosoïdes démarre 1 à 2 m au-dessus du HG Antifer 3c. Par corrélation avec la formation Holywell Nodular Chalk, elle semble correspondre à tout ou partie du membre du Cap Fagnet.
- La zone à Woolgari pourrait commencer dès le début de la formation du Val-Saint-Nicolas. Elle pourrait s'étendre jusqu'à quelques mètres sous les Southerham Marls (premier ? *S. neptuni*). A l'intérieur de cette zone, la sous-zone à *Ornatissimum* semble correspondre à la Craie du Val-Saint-Nicolas (limitée au sommet par le Hardground Tilleul 2, lui-même surmonté par les Glynde Marls). La sous-zone à *R. deverianum* pourrait commencer sous les Glynde Marls et s'étendre jusqu'à quelques mètres sous les Southerham Marls.
- La zone à *Neptuni* débute sous les Southerham Marls et s'étend jusqu'au début de la zone à *Petrocoriense* qui marque le début du Coniacien au niveau du Navigation Hardground.

3.2.2. Microfaune

Monciardini (1978) a effectué une datation sur les différentes cartes géologiques de Haute-Normandie dans lesquelles figure le Turonien. Bien que les échantillons utilisés ne soient pas repositionnés et que les datations portent uniquement sur des formations individualisées sur des coupes schématiques, elles fournissent les informations suivantes.

Sur toute la zone de notre étude, les équivalences approximatives entre biozones et unités lithostratigraphiques sont les suivantes:

- T/a pour la Craie du Cap Fagnet,
- T/b pour la Craie du Val-Saint-Nicolas,
- T/c pour la Craie de Senneville,
- S/a pour la partie supérieure de la Craie de Saint-Pierre-en-Port (plus ou moins équivalente à la Craie de petites Dalles).

Nous avons fait redater le passage de la Craie de Fécamp à la Craie du Val-Saint-Nicolas dans la coupe Penly-Dieppe par la Société ERADATA. Celui-ci s'effectue à l'intérieur du Turonien inférieur.

La partie inférieure de la formation de Saint-Pierre-en-Port (plus ou moins équivalente à la Craie d'Eletot) n'a pas livré de foraminifères identifiables. Cet intervalle, fréquemment rencontré dans le Bassin de Paris (Pomerol *et al.*, 1985), a ensuite reçu le nom de zone T/s, zone de transition entre le Turonien et le Coniacien, les problèmes inhérents à cette zone ont précédemment été discuté (A.III.1.2).

3.3. Biostratigraphie des dépôts post-turonien

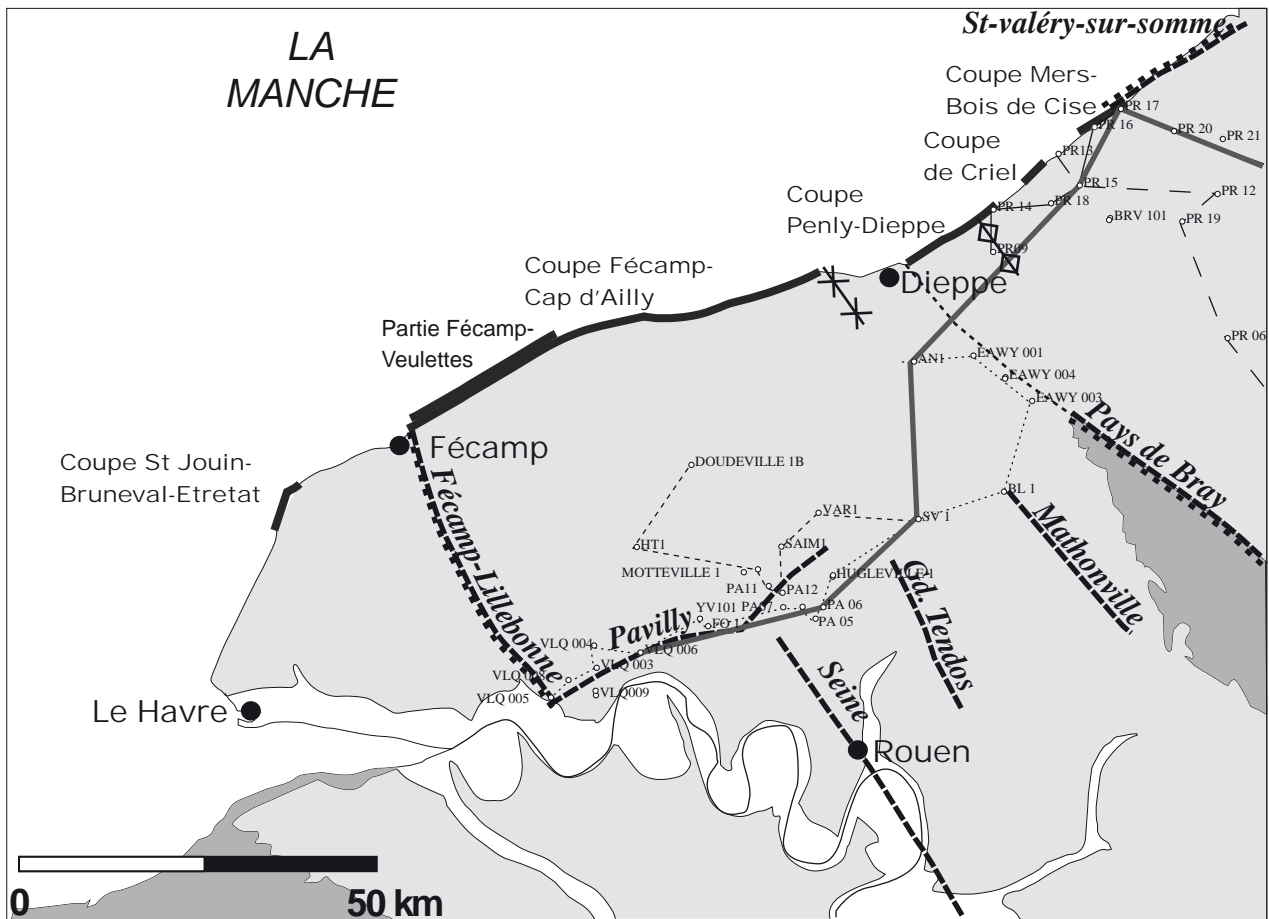
Les dépôts post-turonien sont totalement dépourvus d'ammonites. Les données de biostratigraphie existantes se basent sur les échelles de macrofossiles traditionnellement utilisées pour le Crétacé supérieur (cf. chapitre A. II.) incluant les échinodermes, les inocérames et les bélemnites, mais s'appuient aussi sur les nannoplanctons calcaires (Bignot *et al.*, 1993). Nous avons par ailleurs fait effectuer plusieurs datations sur la base des assemblages de foraminifères benthiques (datations ERADATA).

Ces données croisées nous permettent de préciser les âges des différentes formations :

- La limite Turonien-Coniacien peut être située au niveau du Navigation Hardground, dans lequel figure *M.normaniae* s.s, échinoderme correspondant à la transition Turonien-Coniacien (cf. supra).
- *M. decipiens* est rencontré dans les niveaux indurés supérieurs de la formation de Saint-Pierre-en-Port situés sous le niveau Shoreham Marls. Il donne un âge Coniacien inférieur pour cette formation, cohérent avec l'âge postulé de ce niveau repère (limite Coniacien inférieur-moyen) d'après Mortimore *et al.* (2001).
- Dans la partie inférieure de la formation de Veulettes, de nombreux *Platyceramus* sont présents. Cette abondance est également signalée par Mortimore (2001), elle est caractéristique du Coniacien moyen (Mortimore *et al.*, 2001).
- Le Santonien est relativement mal daté dans la littérature. Nous avons fait redater plusieurs échantillons par la société ERADATA. Les âges suivants sont identifiés :
 - le Santonien inférieur non basal, ainsi que la base du Santonien moyen à l'intérieur de la formation de Veulettes (position sur figure C. 2).
 - le Santonien supérieur en base de la formation de Sotteville.
- La zone à *Marsupites testudinarius* (Santonien supérieur voire Santonien terminal) est signalée dans la partie supérieure de la formation de Sotteville (Bignot, 1971 ; Bignot *et al.*, 1993).
- Enfin, l'unité de Vasterival a été attribuée au Campanien inférieur (plutôt basal) par Bignot *et al.*, (1993). Les marqueurs biostratigraphiques suivants y figurent :
 - La zone S/g de Monciardini (Campanien inférieur basal) ;
 - l'apparition de *Broinsonia parca* (limite CC17/CC18, de Sissingh (1977), proche de la limite Santonien-Campanien) qui est signalé par Bignot *et al.*, 1993;
 - *Goniotheuthys quadrata quadrata*, bélemnite caractéristique du Campanien inférieur signalée par Christensen *et al.* (1993).

Dans la région d'Etretat, trois datations réalisées par la société ERADATA nous permettent d'identifier le Coniacien inférieur non basal et le Santonien basal (ou limite Coniacien-Santonien), et le Santonien inférieur non basal. Nous reviendrons sur ces datations dans l'étude des géométries d'Etretat (chapitre D).

L'ensemble de ces données est reporté sur la figure C. 2.



TRANSECTS REALISES

- | | | | |
|-------|---|-----|---|
| — | Transect synthétique
(Vallée de la Seine-
Vallée de la Somme) | — | Transect Preuseville 9-
Preuseville 11 |
| | Transect Villequier-Bellencombre | - - | Transect Preuseville 13-
Preuseville 5 |
| ----- | Transect Doudeville-
St-Victor-l'Abbaye | | |

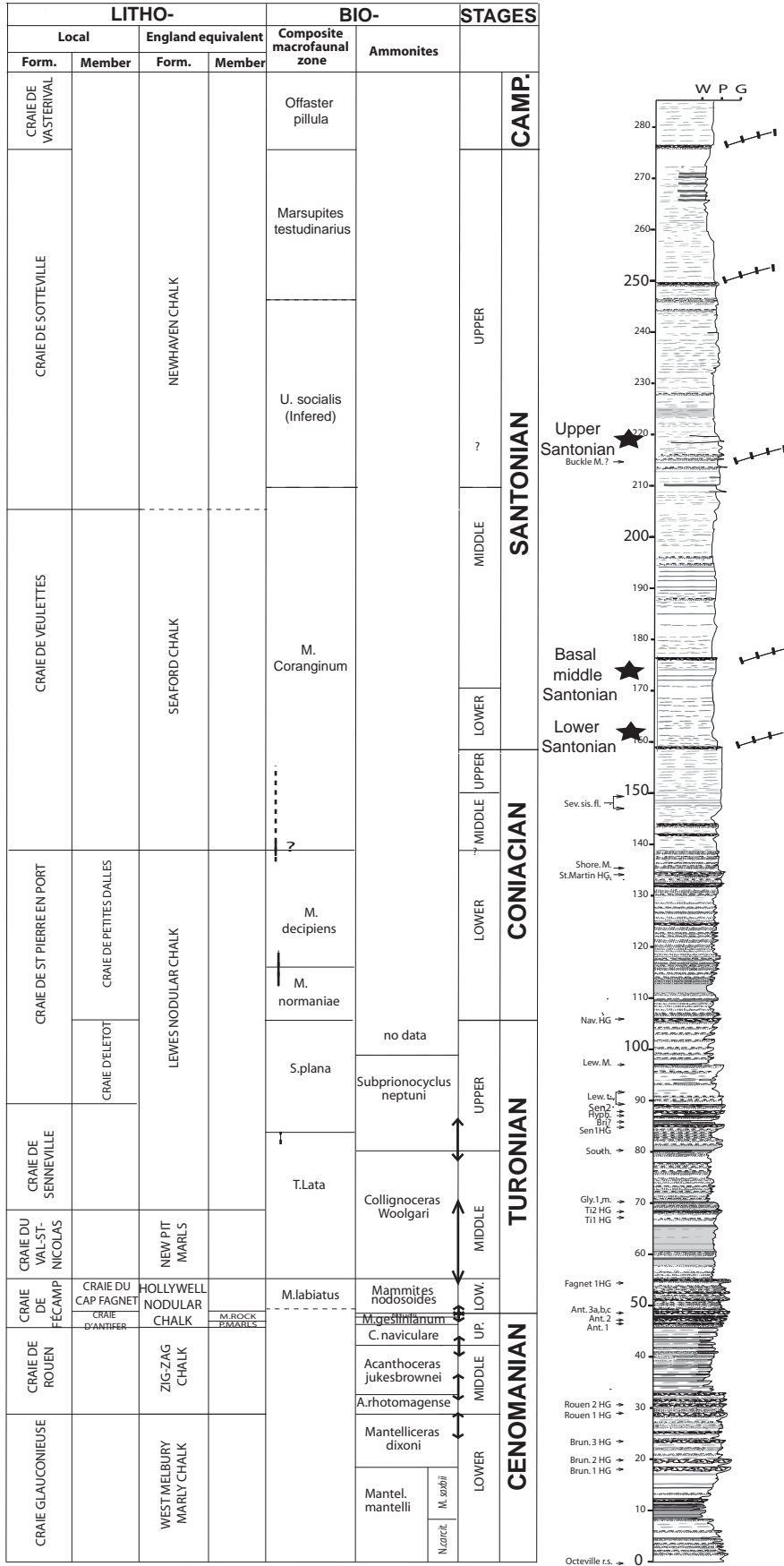
CARTE GEOLOGIQUE SIMPLIFIEE

- | | |
|-------|--|
| ----- | Failles majeures et compartiment
surélevé durant le Cénozoïque. |
| ■ | Dépôts d'âge Crétacé supérieur |
| ■ | Substratum anté-Crétacé supérieur |

Figure 1: Carte géologique simplifiée de Haute-Normandie, d'après la carte géologique au 1/1.000.000 de la France (BRGM) et position des coupes levées, des différents puits diagradiés et des transects de corrélations réalisés.

STRATIGRAPHY

FÉCAMP CAP D'AILLY SECTION



----- Incertitude Lenticular geometries
 Infered

Figure C.2 : Coupe de synthèse regroupant les logs St Jouin- Tilleul et Fécamp-Cap d'Ailly. Les étoiles figurent les datations effectuées par micropaléontologie

4. Découpage séquentiel et géométries

Pour la réalisation de corrélations et d'un découpage séquentiel de la Craie de Haute-Normandie, nous disposons des données suivantes, positionnées sur la figure C. 1 :

- Une coupe complète de l'intervalle Cénomaniens-Coniacien moyen (coupe de Saint-Jouin-Tilleul, dont le sommet présente la particularité de montrer des géométries en ondulations) ;
- Une coupe complète (figure C. 2 et figure C. 3) de l'intervalle Cénomaniens supérieur-Campanien basal (coupe Fécamp-Cap d'Ailly) ;
- Une série de coupes de l'intervalle Turonien-Coniacien moyen réalisées le long du littoral de Saint-Jouin au sud-ouest à Mers-Bois de Cise au nord-est. Elles permettent de construire un transect Saint-Jouin-Mers (figure C. 5) ;
- Cinq transects diagraphiques, (Villequier 5-Bellencombre ; Doudeville-Saint-Victor-l'Abbaye ; Belencombre-Anneville ; Preuseville 9-Preuseville 11 ; Preuseville 13-Preuseville 5), traversant les dépôts du Cénomaniens au Coniacien moyen, qui permettent d'obtenir une approche plus précise de la géométrie de la Craie de Haute-Normandie. Ils sont ici résumés sous la forme d'un transect Vallée de la Seine-Vallée de la Somme (figure C. 4 et 6).

Les transects de corrélations Saint-Jouin-Mers et Vallée de la Seine-Vallée de la Somme sont orientés WSW-ENE. Cette direction correspond globalement à un axe proximal-distal tel que montré par Robaszynski *et al.* (1998) pour le Cénomaniens. A travers l'étude d'une partie du transect Saint-Jouin-Mers (chapitre A.I), nous avons démontré que cet axe perdure (Chapitre B. I) pour le Turonien-Coniacien basal.

Nous fragmenterons les descriptions du découpage séquentiel et des géométries selon trois intervalles stratigraphiques pour lesquels les données disponibles diffèrent :

- Pour l'intervalle Cénomaniens-Turonien moyen, nous ne disposons que d'une coupe de référence (Saint-Jouin-Bruneval). Seul l'intervalle Cénomaniens supérieur-Turonien moyen a pu être levé dans d'autres endroits (Fécamp Cap D'Ailly et Penly-Dieppe). La reconstitution de la géométrie des dépôts et des variations de faciès de cet intervalle s'appuie principalement sur l'interprétation des données de subsurface.
- Pour l'intervalle Turonien-Coniacien moyen, nous disposons en plus des données de subsurface, de cinq coupes complètes ou partielles, levées le long du littoral.
- Enfin, les sédiments de l'intervalle Coniacien moyen-Campanien n'étant préservés et accessibles qu'entre Fécamp et Dieppe, et les données de puits ne recoupant pas cet intervalle, nous ne disposons que d'une coupe verticale pour définir le découpage séquentiel de cet intervalle.

Pour chacun des intervalles, nous présenterons tout d'abord un découpage séquentiel sur une coupe de référence. Ce découpage 1D sera complété par l'étude de la géométrie des dépôts pour les deux premiers intervalles stratigraphiques. La reconstitution de la géométrie des dépôts sera utilisée pour discuter l'organisation séquentielle et en particulier la hiérarchie des séquences identifiées sur la coupe de référence. Nous disposerons donc d'arguments faciologiques permettant de lire la tendance transgressive-régressive sur une verticale, et d'arguments géométriques (progradation/ rétrogradation d'une ligne de faciès correspondant à une ligne paléobathymétrique (cf Chapitre B.I). Les arguments géométriques s'avèrent particulièrement utiles dans la compréhension de la hiérarchie des séquences. En effet, la condensation importante des dépôts dans certains intervalles stratigraphiques (en particulier ceux qui correspondent à des périodes de chute importante du niveau marin relatif) rend parfois difficile l'identification de séquences, qui apparaissent négligeables sur une verticale mais s'individualisent nettement latéralement (cf. infra). En conséquence, lors de la présentation sur une verticale, nous mettrons en évidence les séquences unitaires distinguables pour ensuite discuter de leur hiérarchie à partir des arguments géométriques.

En outre, la reconstitution des géométries nous permettra d'observer les variations latérales de faciès et d'épaisseur et de mieux appréhender les paramètres de contrôle (tectonique et eustatisme) de la sédimentation de la Craie de Haute-Normandie.

La majeure partie des dépôts correspond à des environnements d'offshore supérieur. Dans le commentaire du contenu en faciès des coupes et des puits, nous désignerons ces dépôts selon les zonations mises en place précédemment, d'offshore supérieur proximal, intermédiaire et distal. Pour alléger notre propos, nous désignerons, sauf précision, ces trois zonations sous les termes de faciès proximaux, intermédiaires et distaux, les numéros de faciès correspondant à la zonation définie dans le chapitre B.

4.1. Intervalle Cénomaniens-Turonien moyen

4.1.1. Découpage 1D

La coupe de référence pour le Cénomaniens est celle de Saint-Jouin-Tilleul (figure C. 3), où l'ensemble de cet intervalle affleure dans de bonnes conditions d'observation.

Trois grandes séquences peuvent être distinguées dans cet intervalle. Les dépôts proximaux sont marqués par une condensation importante, dans certains cas associée à une lacune connue par la biostratigraphie (cf. 3.1). Comme nous l'avons signalé plus haut, nous présenterons le découpage séquentiel à l'ordre inférieur (évident à l'affleurement) et à un ordre supérieur parmi ces séquences. L'étude 2D a en effet montré que certaines d'entre elles constituaient des séquences très développées et bien individualisées en domaine distal, qui s'avèrent être des séquences majeures.

Séquence 1

Le Cénomaniens débute par un faciès conglomératique, érosif sur les dépôts argileux albiens, et dénommé Surface de Ravinement Octeville (Juignet, 1974). La transition est très nette et aucune tendance régressive n'est observée à l'intérieur des dépôts albiens. Au-dessus de cette surface d'érosion, s'enregistre une phase transgressive, marquée par le passage du faciès conglomératique à des faciès crayeux proximaux riches en glauconie (C3) puis à des faciès distaux de craie marneuse à silex (C7) marquant la MFS. La Surface de Ravinement d'Octeville est en conséquence interprétée comme une FS. L'absence de tendance régressive dans les dépôts albiens sous-jacents suggère que cette FS est confondue avec une surface de non conformité (UN).

Séquence 2

Cette séquence est marquée par le retour à des dépôts très proximaux dans lesquels figurent les Hardgrounds Bruneval 1 et 2 (C1) correspondant à la FS (le Hardground Bruneval 1 a livré une faune abondante d'échinides dominée par les genres *Catopygus* et *Praemicraster*, indiquant un environnement infralittoral médian). A l'ordre inférieur, ce minimum de profondeur est suivi par une alternance plus ou moins marquée de faciès relativement proximaux à intermédiaires (C2, C3, C4) dans lesquels les faciès les plus distaux sont les faciès C4. Cette séquence s'achève par un approfondissement très marqué au-dessus des derniers hardgrounds (Rouen 1 et 2) et par un retour à des faciès d'offshore supérieur distal (C7). Ces faciès distaux ont livré une faune d'échinodermes contenant uniquement des *Holaster*, échinides correspondant à un environnement circalittoral inférieur.

Cette séquence est marquée par une très forte condensation des dépôts et par une abondance de surfaces d'arrêt de sédimentation prononcées qui suggèrent une très forte condensation et justifient pour les raisons évoquées plus haut, de proposer un découpage à un ordre supérieur.

A l'intérieur de la grande tendance transgressive de la séquence 2, on peut différencier deux séquences d'ordre supérieur :

- une première (2.1), dont la FS se situe au niveau du Hardground Bruneval 2 (FS de la séquence 2), et la MFS à 1 m au-dessus du Hardground Bruneval 3 (retour à des faciès plus distaux, C4) ;
- une seconde séquence (2.2), dont la FS peut être située au niveau du Hardground Rouen 1. Ce positionnement est relativement arbitraire puisque les Hardgrounds Rouen 1 et 2 sont caractérisés par le même faciès (C2, faciès associé à une forte condensation). Nous verrons plus loin (cf. partie 4.2) que cette séquence correspond en domaine distal à deux séquences amalgamées dont les deux Hardgrounds Rouen 1 et Rouen 2 constituent les FS.

Séquences 3 et 4

Les dépôts de cet intervalle dessinent à grande échelle une séquence présentant des caractéristiques proches de celles de la séquence précédente.

Elle est marquée par une phase régressive dont le maximum peut être situé au niveau du Hardground Antifer 3 (faciès CF1). Au dessus suit une tendance aggradante, avec intercalation de faciès intermédiaires (CF3) jusqu'au Hardground Fagnet (CF1). La phase transgressive est très peu préservée, et marquée par une transition très rapide vers des faciès d'offshore inférieur (TC7). La MFS se situe 1 m au-dessus du Hardground Fagnet, dans la Craie du Val-Saint-Nicolas.

STRATIGRAPHY

FÉCAMP
CAP D'AILLY
SECTION

SEDIMENTARY
ENVIRONMENT
EVOLUTION

SEQUENCE
STRATIGRAPHIC
FRAMEWORK

LITHO-				BIO-		STAGES	
Local		England equivalent		Composite macrofaunal zone	Ammonites		
Form.	Member	Form.	Member				
CRAIE DE WASTERVAL				Offaster pillula		CAMP	
CRAIE DESOTTEVILLE		NEWHAVEN CHALK		Marsupites testudinarius		UPPER	SANTONIAN
				U. socialis (Infered)		?	
		SEAFORD CHALK		M. Coranginum		MIDDLE	
CRAIE DE VEUILLETES						LOWER	
CRAIE DE ST PIERRE PORT		CRAIE DE PETITES DALLES		M. decipiens		UPPER	CONIACIAN
		LEWES NODULAR CHALK		M. normaniae		MIDDLE	
						LOWER	
CRAIE DE SENNEVILLE				S.plana	no data	UPPER	TURONIAN
				T.lata		MIDDLE	
CRAIE DU VAL-ST-NICOLAS		NEW PIT MARLS		Collignoceras Woolgari		UPPER	
CRAIE DE FÉCAMP	CRAIE DU CAP FIGNET	HOLLYWELL NODULAR CHALK		M.labiatus	Mammites nodosoides	UP	CENOMANIAN
					C.navigulare	MIDDLE	
CRAIE DE ROUEN	ZIG-ZAG CHALK			Acanthoceras jukesbrowni		UP	
				A.rotomagense		MIDDLE	
CRAIE GLAUCONIEUSE	WEST MELBURY MARLY CHALK			Mantelliceras dixoni		LOWER	
				Mantel. mantelli			
				Narce. M. parisi			

----- Incertitude ↗ ↘ Mise en place de géométries en ondulation
 ——— Infered

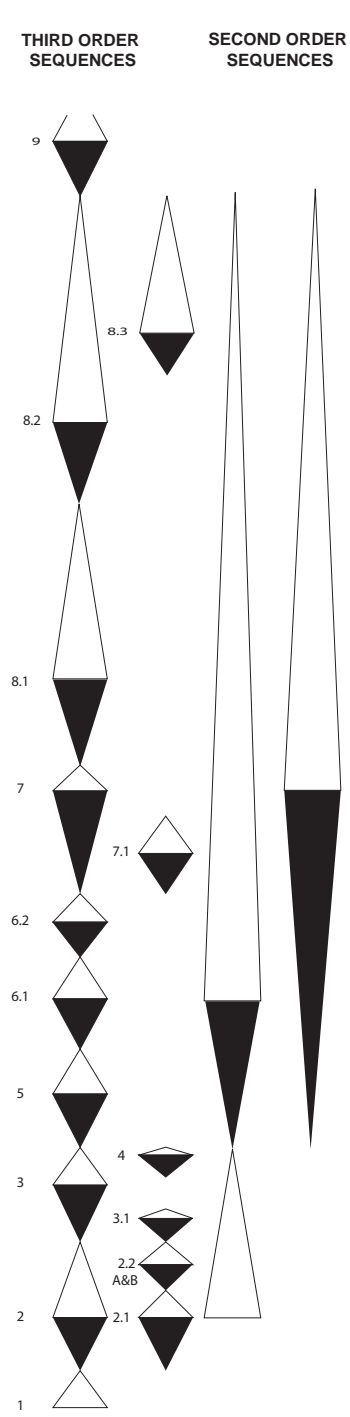
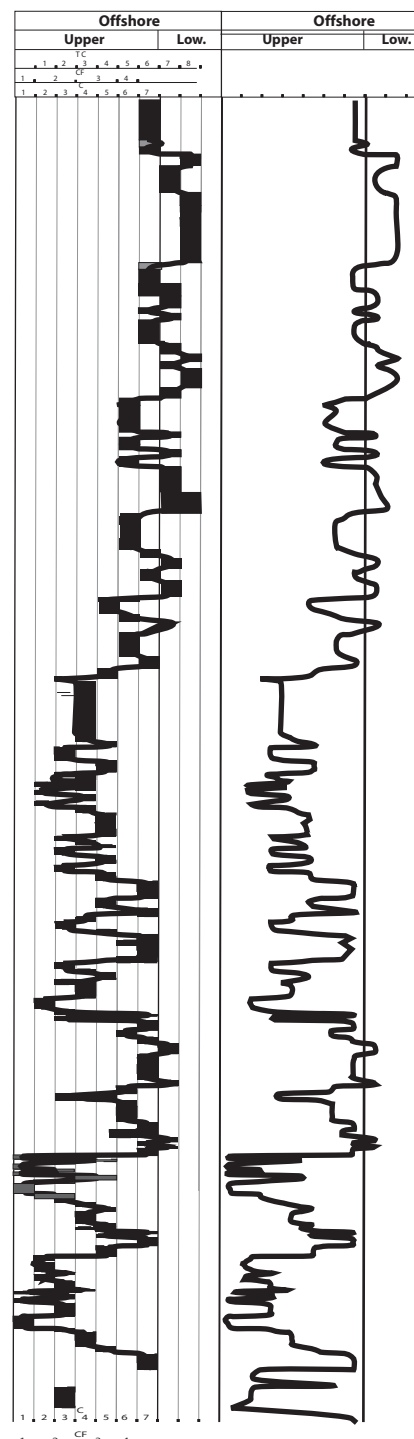
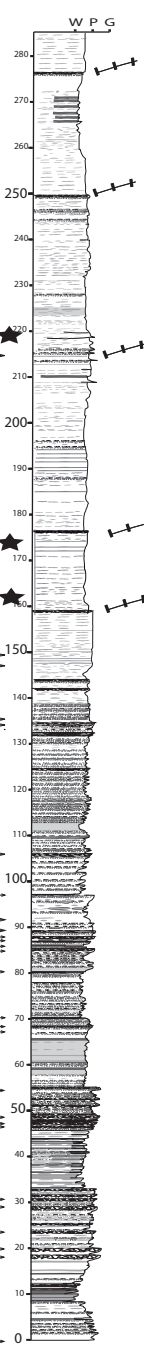


Figure C.3: Coupe de synthèse regroupant les logs St Jouin- Tilleul et Fécamp-Cap d'Ailly.

L'évolution du milieu de dépôt ainsi que le découpage séquentiel au deuxième et troisième ordre sont figurés.

Les numéros des séquences sont ceux utilisés dans dans le texte. Le découpage au troisième ordre situé à gauche correspond à celui effectué à partir du log. Est également figuré entre les découpages au troisième et au deuxième ordre, un découpage à un ordre supérieur discuté dans le texte.

De la même façon que dans la séquence précédente 2, l'extrême condensation des dépôts nous amène ici à différencier trois séquences d'ordre supérieur :

- Une première séquence (3.1) allant de la MFS de la séquence 2 jusqu'à des faciès C4 (FS) suivie d'un retour à des faciès C5 (MFS). Cette séquence est relativement peu marquée mais est ici prise en compte car visible dans l'étude en 2D.
- Une seconde séquence (3.2) marquée par une phase progradante se terminant au niveau du Hardground Antifer 3c (FS de la séquence d'ordre inférieur). La phase transgressive est très peu enregistrée. La MFS, marquée par des faciès intermédiaires (CF3), est située immédiatement au-dessus de la FS.
- Une troisième séquence, dans laquelle la phase progradante s'achève au niveau du Hardground Fagnet, tandis que la phase transgressive se termine par la mise en place de faciès d'offshore inférieur au sein de la Craie du Val-Saint-Nicolas. Cette séquence correspond à l'ensemble du Turonien inférieur. Cette durée de dépôt importante et les arguments géométriques (cf. 4.2) montrent qu'il s'agit d'une séquence majeure, aussi lui attribuons-nous le numéro de séquence 4.

4.1.2. Datation des séquences

La datation des séquences sera basée sur les données biostratigraphiques disponibles dans la coupe de Saint-Jouin-Tilleul (figures C.2 et C.3).

Séquence 1

La phase transgressive de la séquence 1 se situe à l'intérieur de la Craie Glauconieuse.

Les premières ammonites cénomaniennes (*Mantelliceras cantianum* et *Mantelliceras mantelli*) sont rencontrées dans la Surface de Ravinement Octeville. Il est donc possible d'attribuer le cortège transgressif au Cénomaniens. La MFS de cette première séquence se situe à l'intérieur de la sous-zone à Saxbii (deuxième sous-zone de la zone à Mantelli). La surface de base du Cénomaniens (conglomératique) correspond à une érosion importante des gaïzes albiennes sous-jacentes. Il est possible d'attribuer un âge cénomaniens basal à la FS de cette séquence. La phase progradante débute soit au début du Cénomaniens, soit dès la fin de l'Albien.

Séquence 2

Séquence 2.1

La séquence 2.1 se situe intégralement à l'intérieur de la Craie Glauconieuse.

La phase progradante de cette séquence se déroule essentiellement dans la zone à Mantelli. La FS, positionnée au niveau Bruneval 2, se situe à l'intérieur de la zone à Dixoni, et est associée à la présence d'*Inoceramus virgatus* (inocérame marqueur du Cénomaniens inférieur). La MFS se situe dans la zone d'incertitude entre les zones à Dixoni et à Rhotomagense.

Séquence 2.2

La séquence 2.2 débute dans la Craie Glauconieuse. La FS (Hardground Rouen 1) se situe à la limite entre la Craie Glauconieuse et la Craie de Rouen.

Le Hardground Rouen 1 (FS de la séquence 2.2), est surmonté par des ammonites phosphatées de la zone à Rhotomagense, incluant une possible lacune de la base de cette zone et de la zone sous-jacente (Inerme). Cette FS se situe donc entre la zone à Inerme et l'intérieur de la zone à Rhotomagense.

La MFS, positionnée 3 m au-dessus du Hardground Rouen 2, se situe approximativement à la limite entre la zone à Rhotomagense et la zone à Jukesbrownei.

Séquence 3

Séquence 3.1

Cette séquence se situe intégralement dans la Craie de Rouen.

La FS est localisée au sein de la zone à Jukesbrownei. La MFS se situe à l'intérieur de la zone à Naviculare.

Séquence 3.2

Cette séquence débute dans la Craie de Rouen mais se situe quasi intégralement dans le membre de la Craie d'Antifer.

La FS de cette séquence correspond au Hardground Antifer 3c, qui se situe dans la zone d'incertitude entre la zone à Geslinianum et la zone à Judii. La MFS se situe dans la zone d'incertitude entre la zone à Judii

et la zone à Nodosoides. La datation de cette séquence souffre des problèmes de datation habituels autour de la limite Cénomaniens-Turonien (cf. supra). Il n'est que possible ici de rapporter cette surface à la limite Cénomaniens-Turonien.

Séquence 4

La phase progradante de cette séquence se situe dans le membre de la Craie du Cap Fagnet. La FS se situe au niveau de la limite entre ce membre et la formation de la Craie du Val-Saint-Nicolas.

La FS de cette séquence se situe à l'intérieur de la Craie du Cap Fagnet, laquelle est rapportée à la zone à Nodosoides. Nous avons daté le début de la phase transgressive dans une autre coupe (Penly-Dieppe) et obtenu un âge turonien inférieur qui montre que la FS se situe à l'intérieur du Turonien inférieur.

La MFS se situe probablement à l'intérieur du Turonien moyen. Monciardini (1978) attribue la formation du Val-Saint-Nicolas à la zone T/b (cf. partie 3.2).

4.1.3. Transect vallée de la Seine-vallée de la Somme (figure C.4)

Nous décrivons les évolutions observées le long du transect vallée de la Seine-vallée de la Somme en nous basant sur les séquences identifiées dans la coupe de Saint-Jouin-Tilleul. Pour l'intervalle Cénomaniens supérieur-Turonien moyen, les données de puits seront complétées par des données de terrain. L'intervalle Cénomaniens supérieur-Turonien a pu être levé dans les coupes de Saint-Jouin-Tilleul, Fécamp-Cap d'Ailly et Penly-Dieppe. Les faciès seront décrits selon les catégories d'offshore supérieur proximal, intermédiaire et distal, ou d'offshore inférieur définies précédemment (cf. chapitre B.IV).

Séquence 1

Cette séquence est principalement exprimée à l'est de la faille de Rouen. Elle est marquée par une réduction d'épaisseur progressive depuis la vallée de la Seine jusqu'à la faille de Rouen. Son épaisseur est très réduite à l'est de cet accident et garde une épaisseur de 5 m maximum à l'est du Pays de Bray, aussi bien en allant vers la vallée de la Somme qu'en se dirigeant vers le sud. (transect Preuseville13-Preuseville 5).

Cette réduction d'épaisseur est associée à un passage latéral des faciès proximaux (Ra, Rb) à des faciès intermédiaires (Rc) à proximité de la faille de Rouen, puis à des faciès distaux (Rf) au niveau de la faille du Pays de Bray.

La MFS de cette séquence est représentée par des faciès distaux constants dans tout le transect. On notera un léger pincement du cortège transgressif en direction de l'est.

La réduction d'épaisseur de cette séquence en direction de l'est et du sud-est avait déjà été avancée par Juignet (1974), qui donne pour l'épaisseur de la Craie Glauconieuse située sous le Hardground Rouen 1 (séquence 1 et séquence 2.1), une épaisseur de quelques mètres dans la région du Pays de Bray (coupes de Sommy et de Hodenc-l'Évêque, à proximité de Beauvais (3 m)).

Séquence 2

La séquence 2 est celle qui montre les variations d'épaisseur et de faciès les plus importantes. Dans la partie est du transect, deux puis trois séquences d'ordre supérieur s'individualisent clairement. Les deux premières correspondent à celles individualisées dans la coupe de Saint-Jouin-Tilleul. Aussi nous les commenterons individuellement.

Séquence 2.1

- La séquence 2.1 montre relativement peu de variations d'épaisseur le long du transect. On notera un léger épaissement à l'est du Pays de Bray. Les variations latérales de faciès sont également faibles. On observe un passage latéral des faciès proximaux (RA) progradant jusqu'au Pays de Bray, à des faciès intermédiaires (RC) à peu près au niveau de la faille de Bray. Dans le cortège transgressif, on observe le passage des faciès intermédiaires aux faciès distaux au niveau de la faille de Grand Tendos.

Séquence 2.2

- La séquence 2.2 montre à l'inverse une variation latérale de faciès et d'épaisseur très importante. Elle montre un léger pincement depuis la vallée de la Seine jusqu'à la faille de Rouen. À l'est de cet accident figure un épaissement progressif entre la faille de Grand Tendos et celle de Mathonville. L'épaissement maximal, associé au développement de deux séquences individualisées (2.2A et 2.2B), est atteint à l'est de cette dernière faille. L'épaisseur est ensuite globalement constante jusqu'à la vallée de la Somme.

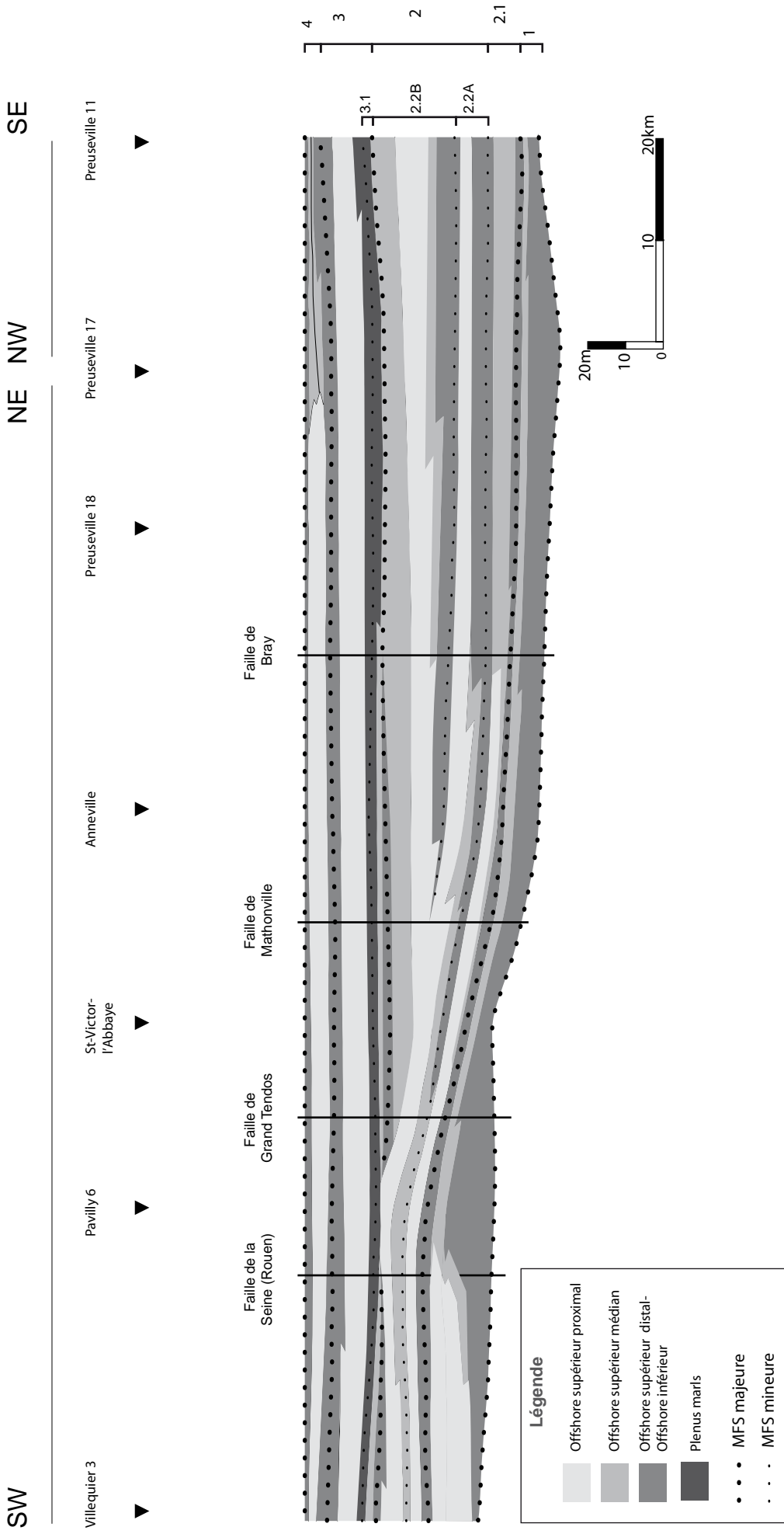


Figure C.4: Transect Vallée de la Seine-Vallée de la Somme, pour l'intervalle Cénonmien-Turonien moyen. Les numéros des séquences sont indiqués sur la droite de la figure. Sont figurés également les puits utilisés pour la reconstitution des géométries et les principaux accidents. Seules les MFS sont figurées.

Très peu de variations latérales de faciès sont observées entre la vallée de la Seine et la faille de Mathonville. Les Hardgrounds Rouen 1 et Rouen 2, qui correspondent aux faciès les plus proximaux dans la coupe de Saint-Jouin-Tilleul, sont présents et correspondent à la même épaisseur de dépôts dans la vallée de la Seine. On les retrouve à proximité de la faille de Rouen où ils sont possiblement amalgamés. A partir de la faille de Grand Tendos, ils correspondent à deux séquences s'individualisant progressivement, des faciès intermédiaires à distaux s'intercalant entre les deux hardgrounds. A partir de la Faille de Mathonville, l'individualisation est clairement marquée, aussi les décrivons-nous séparément.

- Dans la première séquence (2.2A), on observe dans la tendance progradante, un passage latéral des faciès proximaux à des faciès intermédiaires puis distaux. Les faciès les plus proximaux sont invariants à l'échelle du transect. Ceci montre une avancée importante du profil de dépôt, au minimum jusqu'à la vallée de la Somme. La tendance transgressive est peu préservée. Elle est représentée, depuis la faille de Mathonville jusqu'à la vallée de la Somme, par des faciès distaux directement au-dessus des faciès proximaux. Les dépôts correspondant à cette tendance transgressive sont pincés ou érodés à l'est de l'accident de Mathonville.
- Dans la seconde séquence (2.2B), on observe dans la phase progradante, un passage latéral des faciès proximaux à des faciès intermédiaires. Les faciès proximaux progradent, comme dans la séquence précédente, au minimum jusqu'à la vallée de la Somme. La phase transgressive est plus dilatée que dans la séquence précédente. Elle est d'épaisseur constante entre la vallée de la Somme et la faille de Mathonville. A l'ouest de cet accident, s'effectue un onlap important en direction de la faille de Rouen. La phase transgressive n'est pas préservée immédiatement à proximité de la faille de Rouen. Elle réapparaît dans la vallée de la Seine et correspond à un ennoiment majeur (MFS de la séquence 2) dans la coupe de Saint-Jouin-Bruneval.
- Nous avons montré précédemment (chapitre B. I) que les surfaces d'arrêt de sédimentation des cycles élémentaires correspondent à des flooding surfaces. Les deux hardgrounds de la partie ouest du transect et de la coupe Saint-Jouin-Bruneval correspondent donc aux FS des séquences 2.2A et 2.2B. La MFS 2.2A est positionnée entre les Hardgrounds Rouen 1 et Rouen 2 où elle correspond à des concentrations de bioclastes de type SCa interprétées comme pouvant marquer des surfaces de transgression.

Séquences 3 et 4

Les séquences 3.1, 3.2 et 4, qui sont difficilement différenciées sur le littoral du Pays de Caux, sont bien individualisées dans la vallée de la Seine et sur l'ensemble du transect.

- La séquence 3.1 est peu développée. Observable dans la vallée de la Seine, sa phase progradante se pince au niveau de la faille de Rouen. Elle est observée entre la faille de Grand Tendos et la faille du Pays de Bray, puis se pince progressivement à l'est du Pays de Bray. La phase transgressive de cette séquence est observable sur tout le transect et s'épaissit en direction de l'est. La signature argileuse de ces faciès nous amène à rapprocher cet intervalle des Plenus Marls. Ce faciès, bien connu dans le bassin anglo-parisien, n'est pas observé dans le Pays de Caux (Juignet, 1974). Les Plenus Marls livrent fréquemment une faune d'ammonites appartenant à la zone à Geslinianum, ce qui a amené Robaszynski *et al.*, (1998) à mettre les Plenus Marls en équivalence avec le membre de la Craie d'Antifer dans lequel cette même faune est retrouvée. Il correspond dans notre découpage à l'ensemble de la séquence 3.2. Nos résultats suggèrent à l'inverse que les Plenus Marls correspondent aux niveaux situés directement sous les craies indurées du membre d'Antifer, correspondant globalement à la limite entre la formation de la Craie de Rouen et la formation de la Craie de Fécamp définies plus haut.
- La séquence 3.2 est marquée par une constance des épaisseurs et des faciès à l'échelle du transect. Verticalement, elle est marquée par une transition très rapide depuis les faciès marneux des Plenus Marls vers des faciès crayeux d'offshore supérieur proximal (Rb). Ceux-ci montrent un passage latéral de faciès faible lors de la phase progradante. Les faciès proximaux avancent au minimum jusqu'à la vallée de la Somme. La phase rétrogradante suivante est marquée verticalement par un retour très rapide à des faciès distaux (avec à nouveau peu de passage latéral de faciès lors de la phase rétrogradante, uniquement observés à l'ouest de la faille de Rouen).
- De même que pour la séquence précédente, la séquence 4 est marquée par une constance de son épaisseur et de son contenu faciologique. Les faciès proximaux n'avancent cependant pas au-delà du Tréport (puits Preuseville 17), passant alors à des faciès intermédiaires. Une nouvelle fois, la phase transgressive est marquée par une transition très rapide vers des faciès distaux.

4.1.4. Evolution entre les coupes de Saint-Jouin-Etretat et Penly-Dieppe

Les séquences 3 et 4 ont pu être levées en partie dans les coupes de Fécamp-Cap d'Ailly et Penly-Dieppe à la faveur du rejeu des failles de Fécamp-Lillebonne et du Pays de Bray. Toutes deux débutent dans la partie supérieure de la séquence 3. À Penly, Mortimore et Pomerol (1987) signalent les Plenus Marls, plus accessible actuellement, quelques mètres sous le début de notre coupe.

Les variations latérales de faciès et d'épaisseur entre Saint-Jouin et Fécamp sont quasi inexistantes pour les deux séquences.

Entre Fécamp et Penly, on observe les variations suivantes :

- La partie affleurante de la séquence 3 (légèrement en dessous de la FS) varie peu entre Fécamp et Penly. Les faciès les plus proximaux de Fécamp (CF1) passent à des faciès CF2. Cependant, la présence des Plenus Marls suggère un passage latéral de faciès dans la partie inférieure de la séquence 3, non étudiable. Cette présence des Plenus Marls sous des craies indurées qui sont l'équivalent latéral du membre de la Craie d'Antifer, confirme que les Plenus Marls se situent en grande partie sous la Craie d'Antifer et ne sont pas son équivalent latéral, comme nous l'avons avancé à partir des corrélations diagraphiques. La phase transgressive est peu développée dans les deux coupes et correspond à de faibles variations latérales de faciès (CF3 passant à CF4).
- La phase progradante de la séquence 4 montre peu de variations d'épaisseurs, et correspond à un passage latéral identique à celui observé dans la séquence 3. Les faciès les plus proximaux sont cependant moins épais, annonçant le pincement et le passage latéral observés plus à l'Est dans le transect diagraphique.
- A l'inverse, la phase transgressive de la séquence 4 montre une variation de faciès et d'épaisseur très importante. Alors qu'elle est très condensée dans les coupes situées plus à l'est, elle est ici largement dilatée (35 m contre moins de 2 m dans la coupe de Fécamp). Elle est marquée à sa base par une transition de faciès très rapide au-dessus de la FS, la transgression se déroulant essentiellement dans des faciès d'offshore inférieur.
- Cette variation d'épaisseur très importante semble locale. En effet elle n'est pas observée sur le transect vallée de la Seine-vallée de la Somme qui montre une épaisseur relativement isopaque de ce cortège transgressif. La coupe de Penly est située à l'est de la charnière d'un anticlinal correspondant à une terminaison périclinale de l'accident du Pays de Bray et dénommé axe de Berneval-Londinières (Bignot et Auffret, 1978). Cette zone est marquée par une structuration complexe dans laquelle l'accident du Pays de Bray est difficilement identifiable à une simple faille, mais s'exprime par une série de plis plus ou moins marqués, en relation directe avec cet accident. Les principaux plis de cette zone sont l'anticlinal de Berneval-Londinières à l'est de notre coupe et le synclinal de la Scie situé à l'ouest de Dieppe. La coupe levée de Penly à Dieppe se situe donc entre ces deux plis de couverture. Aucune donnée de subsurface recoupant les dépôts turoniens inférieurs et moyens ne figure dans cette zone. Ceci explique qu'une telle variation n'a pu être observée sur les transects diagraphiques, et suggère que cette subsidence est très locale et correspond probablement au jeu de ces deux structures. Ces structures semblent jouer de façon importante mais très locale dès le Turonien inférieur à moyen.

4.1.5. Commentaires et discussion sur les évolutions observées à l'échelle du transect

1. Variation d'expression des séquences

Les expressions des séquences varient de façon importante suivant les séquences considérées.

Les séquences 2.1, 3.2, et 4 montrent très peu de variations d'expression à l'échelle du transect, associées à peu de variations de faciès et d'épaisseur. Ces très faibles variations suggèrent un profil de dépôt dont la topographie est très monotone et peu pentée. Pour chacune de ces séquences, on observe, tant en progradation qu'en rétrogradation, des transitions verticales très rapides entre des faciès proximaux et des faciès distaux, avec peu de préservation de faciès de transition. Sur cette plate-forme très plate (rampe), les variations de niveau marin s'expriment par des déplacements brutaux du profil de dépôt sur une grande distance.

A l'inverse, les séquences 2.2A, 2.2B et 3.1 montrent une variation très importante de leur expression le long du transect. Ceci suggère une modification importante du profil de dépôt par rapport aux séquences citées plus haut, avec en particulier la création d'une topographie plus pentée à l'est de la faille de Rouen.

L'analyse du transect suggère une influence tectonique marquée durant le dépôt de ces séquences. Trois domaines peuvent être différenciés :

- Un domaine en subsidence relativement faible entre la haute vallée de la Seine et la faille de Rouen, associé à une condensation importante des dépôts proximaux, bien marquée dans les Hardgrounds Rouen 1 et Rouen 2.
- Un domaine caractérisé par une surrection relative du compartiment est de la faille de Rouen, marqué par une condensation des séquences 2.2A et 2.2B, l'absence de préservation de la MFS 2.2B, et le pincement de la phase progradante de la séquence 3.1. La surrection de cette « ride de Rouen » a précédemment été mise en évidence par Juignet (1974).
- Un domaine en subsidence importante, situé à l'est de la faille de Grand Tendos, et marqué par le fort épaissement de la séquence 2.2, l'onlap marqué observé durant la phase transgressive de la séquence 2.2B et la réapparition de la séquence 3.1, amalgamée à l'ouest de cette faille. La subsidence est encore plus importante à l'est de la faille de Mathonville où elle se traduit par une individualisation marquée des deux séquences 2.2A et 2.2B, dans lesquelles les variations latérales de faciès et d'épaisseur sont mieux exprimées que dans les autres séquences cénomaniennes, ce qui correspond à une augmentation de la pente du profil de dépôt.

D'après ces géométries, il semble que le jeu différentiel entre le bloc situé à l'est de la faille de Rouen et celui situé à l'est de la faille de Grand Tendos, débute au plus tard durant la phase transgressive de la séquence 2.2A (cette phase s'exprimant bien dans la zone à l'est de la faille de Grand Tendos alors qu'elle est totalement pincée à l'ouest de cet accident). Le jeu en surrection relative de la « ride de Rouen » semble s'achever avant la phase rétrogradante de la séquence 3.1 qui est la première à draper les dépôts condensés.

La phase régressive de la séquence 1 est principalement exprimée à l'ouest de la faille de Rouen. A l'inverse, elle est très peu prononcée à l'est de cette faille. Cela suppose une subsidence relative du compartiment ouest de la faille de Rouen, permettant l'expression de cette phase progradante, qui ailleurs est peu préservée.

Les principaux événements tectoniques mis en évidence sont donc :

- une subsidence dans la vallée de la Seine durant le début du Cénomaniens (séquence 1) ;
- une surrection (relative) de la zone située à l'ouest de la faille de Grand Tendos, très prononcée entre celle-ci et la faille de Rouen (ride de Rouen de Juignet, 1974), et légèrement moins importante à l'ouest de la faille de Rouen. Simultanément, on observe une subsidence importante à l'est de la faille de Grand Tendos. Ces déformations débutent dans le Cénomaniens moyen (zone à Rhotomagense, MFS 2.2A), et s'achèvent autour de la limite Cénomaniens moyen-supérieur (MFS 3.1) ;
- une subsidence locale très importante à proximité de la terminaison de l'axe du Pays de Bray durant le Turonien inférieur à moyen.

1.1. Retour sur la définition des séquences

Les géométries observées sur ce transect amènent à rediscuter la définition des séquences sur la coupe verticale.

Les géométries bien développées des séquences 2.2A et 2.2B, ainsi que leur variation en terme de faciès dans la zone à l'est de la faille du Grand Tendos, montrent qu'elles correspondent à deux phases de variations importantes du niveau marin relatif.

Elles sont caractérisées par deux phases de chutes importantes (bien marquées par la progradation des faciès proximaux jusqu'à la vallée de la Somme). Ces variations de niveau marin relatif sont mal exprimées à l'ouest de la faille de Grand Tendos, la surrection de cette zone ayant pour conséquence une condensation très importante des dépôts. Cette condensation est associée à des lacunes importantes mises en évidence par la biostratigraphie. La chute de la séquence 2.2A correspond à une lacune de la zone à Inerme dans la coupe de Saint-Jouin-Bruneval et dans le Pays de Caux en général, alors que cette biozone est identifiée dans les régions plus distales du Boulonnais et du Kent (Robaszynski *et al.*, 1998). La séquence 2.2B est également condensée, la majeure partie de la zone à Rhotomagense étant contenue dans 2 m de dépôts. La phase transgressive de cette séquence correspond à une transgression d'amplitude importante. Elle est visible par l'onlap de la phase transgressive, et l'approfondissement très marqué associé à la MFS 2.2B dans la coupe de Saint-Jouin-Bruneval (MFS 2). La condensation de cet intervalle et la transgression qui la suit correspondent, dans la coupe de Saint-Jouin, à la « Mid Cenomanian non sequence », identifiée par Hart (2005) au niveau du Hardground Rouen 2. Cet événement, caractérisé en particulier par une augmentation drastique du rapport foraminifères planctoniques/foraminifères benthiques traduit une forte tendance transgressive. Il est, dans une

grande partie du bassin anglo-parisien (en particulier sur ces bordures) enregistré immédiatement après une lacune biostratigraphique qui correspond à une chute importante du niveau marin, bien observée ici.

2. Hiérarchisation des séquences

La mise en évidence de la géométrie des différentes séquences identifiées permet de discuter plus précisément de leur hiérarchie.

Maxima de proximalité (FS majeures) de l'intervalle Cénomaniens-Turonien moyen

Dans la coupe de Saint-Jouin-Tilleul, les maxima de proximalité sont situés :

- au niveau de la FS de la séquence 1 (faciès conglomératique de la Surface de Ravinement Octeville) ;
- au niveau de la FS de la séquence 2 (Hardground Bruneval 1 et 2, faciès C1) ;
- au niveau de la FS de la séquence 3, voire de la séquence 4 (respectivement Hardground Antifer 3 et Hardground Fagnet faciès CF1).

Il est difficile, à partir des seuls arguments faciologiques sur cette coupe, d'identifier de façon claire une FS majeure à l'intérieur de l'intervalle Cénomaniens-Turonien moyen. La géométrie des dépôts nous a montré que ces FS correspondent à des progradations d'amplitudes différentes qui nous permettront de discuter de leur hiérarchisation. Nous discuterons tout d'abord des variations de la position de la FS majeure de la séquence 2. Pour cette séquence, l'analyse géométrique suggère en effet que la FS majeure se positionne au niveau de FS de séquences d'ordre supérieur différentes suivant les zones considérées. Dans un deuxième temps, nous discuterons, à partir de la position des maxima de proximalité, de l'intervalle Cénomaniens-Turonien moyen.

FS majeure de la séquence 2

Le transect vallée de la Seine-vallée de la Somme montre une séquence 2 très développée à l'intérieur de laquelle on peut distinguer 3 séquences d'ordre supérieur qui représentent la majeure partie des dépôts cénomaniens. La FS majeure de la séquence 2 correspond à la FS de la séquence 2.1 dans la coupe de Saint-Jouin-Bruneval. A l'est, la FS de la séquence 2.1 montre une plus faible avancée du profil de dépôt que celles des séquences 2.2A et 2.2B. Ceci suggère qu'il s'agit régionalement d'une FS mineure. A l'est de la faille de Mathonville, l'avancée maximale du profil de dépôt est située soit au niveau de la FS 2.2A, soit de la FS 2.2B.

Il semble donc que le minimum de profondeur enregistré dans la coupe de Saint-Jouin-Tilleul corresponde à des conditions très locales et soit lié à une influence tectonique (en surrection) dans cette zone. On observe donc un diachronisme de la FS majeure, ou saut de surface (Robin *et al.*, 2005), entre la coupe de Saint-Jouin-Tilleul et la zone située à l'est de la faille de Rouen. Nous retiendrons ici comme surface de maximum de proximalité de la séquence 2, la FS des séquences 2.2A et 2.2B qui sont les FS majeures sur la plus grande partie du transect.

FS majeure de l'intervalle Cénomaniens-Turonien moyen

D'après les arguments géométriques, les FS des séquences 1 et 4 montrent une avancée des faciès proximaux (passages latéraux au niveau de la faille de Rouen pour la première, avant la vallée de la Somme pour la seconde) moins poussée que dans les séquences 2.2 A, 2.2B et 3. Elles constituent donc des FS mineures.

Les séquences 2.2A, 2.2B et 3 montrent une avancée comparable des profils de dépôts, les faciès proximaux avançant tous au minimum jusqu'à la vallée de la Somme.

Ici, ni les arguments de faciès ni ceux de géométries ne nous permettent de hiérarchiser ces trois FS les unes par rapport aux autres.

Maxima de distalité de l'intervalle Cénomaniens-Turonien moyen (MFS majeures)

Dans la coupe de Saint-Jouin-Bruneval, les maxima de profondeur sont la MFS de la séquence 1 (C7), la MFS de la séquence 2 (2.2B, faciès C7) et la MFS de la séquence 4. Cette dernière correspond aux faciès les plus distaux de cet intervalle (TC7) et donc à la MFS majeure. Les MFS des séquences 2.1, 2.2A, 3.1 et 3.2 peuvent être considérées comme des MFS d'ordre inférieur. Le transect Vallée de la Seine-Vallée de la Somme fournit les informations suivantes :

- Les tendances transgressives des séquences 1 et 4 apparaissent toutes deux comme des phases de recul drastique du profil de dépôt, marquées par une transition très rapide des faciès proximaux vers des faciès distaux.
- Le cortège transgressif de la séquence 3.2 qui est peu prononcé dans les dépôts très condensés de la coupe Saint-Jouin-Bruneval, montre une transition comparable aux MFS 1 et 4. La MFS 3.2 correspond donc également à une variation importante du milieu de dépôt autour de la limite Cénomaniens-Turonien.
- La MFS 2.2B (MFS 2) qui correspond à une MFS majeure dans la coupe de Saint-Jouin-Tilleul n'est pas exprimée dans tout le transect. Son expression est en effet largement modulée par la tectonique. Elle n'est en effet pas préservée dans la zone en surrection située à l'est de la faille de Rouen, étant possiblement érodée par les dépôts supérieurs. Cependant, elle correspond à un onlap marqué sur ce bloc qui met en évidence une transgression importante. Elle est presque confondue avec la MFS de la séquence 3.1 à l'est de la faille du Pays de Bray. Cette MFS, si elle est diversement préservée dans le transect, correspond à un recul généralisé du profil de dépôt sur tout le transect. Dans la coupe de Saint-Jouin-Tilleul, elle correspond à l'installation durable des faciès crayeux distaux et ce jusqu'à la réapparition de faciès proximaux lors de la progradation de la séquence 3.2. Elle est par ailleurs associée à l'augmentation du rapport foraminifères planctoniques/ foraminifères benthiques (Hart, 2005) qui montre bien l'approfondissement associé à cette phase transgressive. Il semble donc nécessaire de la considérer comme une MFS majeure.
- La phase transgressive de la MFS 3.1 est particulièrement bien exprimée à l'est de la faille de Bray. Cette phase transgressive est associée à l'événement anoxique Plenus Marls. Ce faciès n'a pu être observé à l'affleurement. S'il est bien marqué dans les diagraphies du fait de la variation de lithologie, son équivalent latéral dans la coupe de Saint-Jouin-Tilleul ne correspond pas à une MFS majeure, mais s'inscrit dans une tendance progradante à grande échelle. D'après les données disponibles ici, cette MFS sera donc considérée comme une MFS mineure.

A l'issue de l'étude de la géométrie de l'intervalle Cénomaniens-Turonien moyen, il est donc possible de différencier les séquences suivantes :

- La séquence 1, bien individualisée dans la coupe Saint-Jouin-Bruneval et dans l'ensemble du transect.
- Trois séquences d'ordre supérieur, identifiées à l'intérieur de la séquence 2 :
 - la séquence 2.1 qui s'individualise clairement des séquences 2.2A et 2.2.B dans tout le transect.
 - les séquences 2.2A et 2.2.B, confondues dans la partie proximale du transect du fait de l'uplift de la ride de Rouen, qui s'individualisent clairement dans la partie distale où elles constituent la moitié des dépôts de l'intervalle Cénomaniens-Turonien moyen. Ceci pourrait justifier une individualisation de ces séquences qui sera discutée lors de la synthèse du découpage séquentiel du bassin.
- Les séquences 3.1 et 3.2, séparées par les Plenus Marls. Cet événement anoxique qui semble ici se dérouler dans une phase transgressive, ne correspond pas à une MFS majeure par rapport aux MFS des séquences 2 et 3, d'après les données dont nous disposons.
- Les séquences 3 et 4, s'individualisant de façon très nette dans l'ensemble du transect et correspondent par ailleurs à des variations marquées d'environnement de dépôt. Elles seront donc considérées comme deux séquences bien distinctes.

4.2. Intervalle Turonien-Coniacien moyen

Cet intervalle a pu être levé partiellement ou totalement dans cinq coupes : Saint-Jouin-Tilleul, Fécamp-Cap d'Ailly, Penly-Dieppe, Criel et Mers-Bois de Cise. Ces données de terrain sont complétées par le transect vallée de la Seine-vallée de la Somme. La coupe de référence choisie est celle de Fécamp-Cap d'Ailly sur laquelle nous présenterons le découpage séquentiel 1D. Quatre séquences principales peuvent être différenciées. Les numéros attribués ici aux séquences correspondent aux résultats obtenus après la hiérarchisation réalisée par l'analyse conjointe de l'évolution faciologique sur une verticale et de la géométrie des différentes séquences identifiées.

4.2.1. Découpage séquentiel 1D (figure C. 3)

Séquence 5

Au-dessus de la MFS de la séquence 4, caractérisée par des faciès d'offshore inférieur (TC7), la phase régressive est marquée par une transition vers des faciès TC5 puis TC3, ces derniers correspondant à la FS. Elle est suivie par une transgression relativement rapide, marquée par le retour à des faciès TC6 et TC7. La MFS est positionnée quelques mètres sous les Southerham Marls, dans des faciès TC7 (offshore inférieur).

Séquence 6.1

La phase régressive de cette séquence est marquée par une transition très rapide vers des faciès proximaux. Le minimum de profondeur (FS) est positionné au sommet du Hardground Senneville 2 (TC1). Ce minimum de profondeur est suivi par une tendance aggrado-rétrogradante, qui s'achève au niveau des Lewes Marls. Au-dessus de ce niveau repère, survient une tendance nettement transgressive, marquée par la transition très rapide vers des faciès d'offshore supérieur distal (TC6).

Séquence 6.2

La phase régressive de cette séquence est marquée par une transition très rapide vers des faciès proximaux (TC1), correspondant au Hardground Navigation. La phase transgressive est marquée par un retour à des faciès (TC6) d'offshore supérieur distal.

Séquence 7

La séquence 7 est marquée par une tendance régressive continue jusqu'au sommet de la formation de Saint-Pierre-en-Port s'achevant par des faciès proximaux (TC1) marqués par plusieurs hardgrounds empilés. La FS peut être positionnée sous le niveau repère Shoreham Marls. La tendance transgressive est marquée par une transition vers des faciès intermédiaires TC4.

Cette séquence contient deux séquences d'ordre supérieur :

- la séquence 7.1 dont la FS est positionnée dans des faciès TC2, la tendance transgressive étant marquée par un retour à des faciès TC4 ;
- la FS et la MFS de la séquence 7.2 pouvant être positionnées au niveau de la FS et de la MFS de la séquence d'ordre inférieur (7).

4.2.2. Datation des séquences

Séquence 5

La FS de la séquence 5 est positionnée immédiatement sous les Glynde Marls, et la MFS quelques mètres sous les Southerham Marls. D'après le calage effectué précédemment (cf. partie 3.2.1), on rencontre les premières ammonites de la sous-zone à Deverianum sous les Glynde Marls, et les premières ammonites de la zone à Neptuni sous les Southerham Marls. La FS de la séquence 5 appartient donc, soit au sommet de la sous-zone à Ornatissimum, soit à la base de la sous-zone à Deverianum. La MFS de cette séquence se situe soit au sommet de la sous-zone à Deverianum (sommet de la zone à Woolgari), soit à la base de la zone à Neptuni.

Séquence 6.1

Des ammonites de la zone à Neptuni sont rencontrées 2 mètres sous la FS de la séquence 5 (Breton, 1998 ; Amédéo *et al.*, 2000). La limite Turonien-Coniacien peut être positionnée au niveau du Hardground

Navigation (FS de la séquence 6.2). La totalité de cette séquence appartient donc à la zone à Neptuni (Turonien supérieur).

Séquence 6.2

La FS de cette séquence est positionnée au niveau du Navigation Hardground qui correspond à la limite Turonien-Coniacien. La phase transgressive se déroule dans le Coniacien inférieur.

La séquence 6.2 débute donc dans la zone à Neptuni (Turonien supérieur) pour s'achever dans le Coniacien inférieur.

Séquence 7

La FS de cette séquence se situe immédiatement sous le niveau repère Shoreham Marls qui correspond à la limite Coniacien inférieur-Coniacien moyen. La phase régressive de cette séquence s'effectue donc durant le Coniacien inférieur.

La séquence 7.1 s'inscrit donc entièrement à l'intérieur du Coniacien inférieur.

4.2.3. Géométrie des dépôts de l'intervalle Turonien moyen-Coniacien moyen

1. Transect Saint-Jouin-Mers (figure C. 5)

Les séquences sont diversement exprimées dans ce transect. Dans la coupe de Saint-Jouin-Tilleul, située le plus à l'est, on observe une condensation très importante des dépôts turoniens qui rend difficile la corrélation avec les autres coupes. Dans les coupes situées plus à l'est (Penly-Dieppe, Criel et Mers-Bois de Cise), l'intervalle Turonien-Coniacien moyen est plus dilaté et les corrélations détaillées plus aisées.

Nous traiterons donc tout d'abord la corrélation de la partie ouest du transect (coupes Saint-Jouin-Tilleul et Fécamp-Cap d'Ailly), puis nous traiterons la partie est du transect (coupes Fécamp-Cap d'Ailly, Penly-Dieppe, Criel, et Mers-Bois de Cise).

- Dans la coupe Saint-Jouin-Tilleul, la phase progradante de la séquence 5 est préservée et marquée par le passage de faciès TC6 à TC1 (ce dernier correspondant au Hardground Tilleul 1). Les dépôts postérieurs sont, à l'inverse, représentés par une condensation très importante (Hardgrounds Tilleul 2 et Tilleul 3 de Juignet et Kennedy, 1974) où les faciès TC1 dominent jusqu'au Coniacien inférieur. L'intercalation de quelques mètres de faciès intermédiaires TC4, d'âge coniacien inférieur non basal (datation ERADATA), pourrait correspondre à la MFS 6.2. Les séquences 5, 6.1 et 6.2 seraient donc ici amalgamées. La progradation de la séquence 7 est bien marquée dans cette zone et correspond à la mise en place des géométries lenticulaires bien connues à Etrétat (Quine et Bosence, 1991).

Dans les coupes situées à l'est de Fécamp, seule la coupe de Penly-Dieppe présente la quasi-totalité de l'intervalle Turonien moyen-Coniacien moyen. Les deux autres coupes débutent au-dessus des Glynde Marls.

Plusieurs lignes de corrélation peuvent être tracées :

- Des corrélations basées sur la stratigraphie événementielle, en utilisant les niveaux repères identifiés par Mortimore et Pomerol (1987) et Amédéo *et al.*, (2001). Parmi ces niveaux, nous avons retenu les niveaux repères cités dans le paragraphe 2.2.
- Des corrélations basées sur le mode d'empilement des unités génétiques (variations élémentaires de milieux de dépôt, Homewood *et al.*, 1992).

Une partie des corrélations a été précédemment discutée (chapitre B.I). Le motif stratigraphique dessiné par l'empilement des unités génétiques et la compatibilité entre les lignes-temps correspondant aux surfaces d'inversions de tendance et celles tracées à partir de la stratigraphie événementielle, prouve la validité des corrélations effectuées. Les séquences identifiées dans la coupe de Fécamp-Cap d'Ailly sont retrouvées dans la coupe de Penly-dieppe, celles situées au-dessus des Glynde Marls sont retrouvées dans les deux autres coupes (Criel et Mers Bois de Cise).

On notera les variations latérales suivantes :

- Pour la séquence 5, les faciès d'offshore inférieur de la coupe de Fécamp-Cap d'Ailly sont constants. La phase régressive montre un épaississement important vers l'est et une variation latérale de faciès importante. Les faciès proximaux (TC3) de la FS 5 passent latéralement à des faciès intermédiaires (TC5). Le cortège transgressif est plus constant en termes de faciès.

Globalement isopaque, il correspond à un passage latéral de faciès modéré, les faciès de Fécamp passant latéralement aux faciès immédiatement plus distaux (TC6 vers TC7, TC7 vers TC8) à Penly.

- Pour la séquence 6, le cortège régressif montre un épaississement important entre Fécamp et Penly-Dieppe, suivi d'un amincissement vers l'est, associé à une tendance au downlap en base. Ce cortège est marqué à Fécamp par une transition très rapide correspondant à une surface de non-conformité très marquée. Cette surface est identifiable dans les coupes situées plus à l'est mais la transition est plus progressive et plus dilatée. Les passages latéraux de faciès observés sont cependant relativement modérés, particulièrement au niveau des faciès les plus proximaux (pas de variation de faciès ou passage de TC_n à TC_{n+1}), montrant une progradation importante. Le cortège transgressif est relativement isopaque (avec un épaississement au niveau de Criel, qui à l'inverse montrera un amincissement de la phase progradante de la séquence postérieure). Dans toutes les coupes, il est marqué par une phase relativement aggradante, suivi d'une transgression vraie, laquelle est marquée par une transition très rapide vers des faciès d'offshore supérieur distal. Pour ces deux tendances, les faciès sont relativement invariants à l'échelle du transect.
- Dans la séquence 6.2., on observe un pincement important du prisme régressif vers l'est dans les coupes de Penly et de Criel, suivi d'un réépaississement en direction de Mers- Bois de Cise qui fait supposer une possible activité tectonique (modérée) de la faille de Saint-Valéry-sur-Somme. Le cortège transgressif montre quant à lui un amincissement continu vers l'est, cohérent avec le concept de partitionnement volumétrique (Cross, 1988).
- La séquence 7 n'est pas préservée entièrement dans toutes les coupes. On signalera que la séquence 7.1 est particulièrement bien exprimée dans les coupes de Penly et de Mers-Bois de Cise. Elle est marquée par un léger amincissement vers l'est, qui est accompagné de peu de variations latérales de faciès.

2. Transect vallée de la Seine-vallée de la Somme (figure C. 6)

Le transect vallée de la Seine-vallée de la Somme permet de compléter les variations latérales observées dans le transect précédent. Les différentes coupes levées ont en outre été corrélées avec les données de sub-surface situées à proximité, ce qui permet d'améliorer la fiabilité des corrélations et des interprétations en termes de faciès réalisées sur les diagraphies.

Séquence 5

Cette séquence est globalement isopaque sur tout le transect tant dans sa phase progradante que dans sa phase rétrogradante.

La phase progradante est marquée par une transition très rapide des faciès d'offshore inférieur vers des faciès d'offshore supérieur proximaux, comme cela peut être observé dans les coupes de Saint-Jouin-Tilleul et Fécamp-Cap d'Ailly. Ces faciès proximaux passent à des faciès médians à proximité de la vallée de la Somme.

La phase rétrogradante est marquée dans la vallée de la Seine par des faciès d'offshore supérieur proximaux rétrogradants passant à des faciès distaux quelques kilomètres à l'ouest de la faille de Rouen. La MFS est partout marquée par des faciès d'offshore inférieur à l'exception des puits les plus à l'ouest.

Cette séquence, qui était amalgamée avec les séquences supérieures dans la coupe de Saint-Jouin-Tilleul, est clairement individualisée dans tout le transect, et séparée des séquences supérieures par un intervalle de faciès distaux comme c'était le cas de Fécamp à Mers (figure C.5).

Séquences 6.1 et 6.2

Ces séquences, qui sont relativement bien individualisées dans la partie est du transect Saint-Jouin-Mers, montrent un amalgame dans la partie est de la vallée de la Seine jusqu'à proximité de la faille de Rouen, comme cela est visible dans la coupe de Saint-Jouin-Tilleul (figure C.5). Ceci justifie leur regroupement en une séquence.

Séquence 6.1

- La phase progradante de la séquence 6.1 est marquée par un épaississement important depuis la faille de la Seine jusqu'à la faille de Grand Tendos. Elle est marquée ensuite par un amincissement progressif correspondant au downlap observé sur le transect Saint-Jouin-Mers.
- Lors de cette phase, la transition de faciès est très brusque (surface de non conformité) à l'est de la faille de Rouen, les faciès distaux étant directement surmontés par des faciès d'offshore supérieur proximal. Plus à l'ouest, on observe ensuite un passage latéral à des faciès intermédiaires au niveau de la faille de Rouen. Le passage latéral à des faciès d'offshore supérieur distal est faible.

- Les faciès proximaux correspondant à la FS progradent au minimum jusqu'à la vallée de la Somme.

Séquence 6.2

- Cette séquence amalgamée avec la précédente dans la vallée de la Seine s'individualise à proximité de la faille de Rouen. La phase progradante est relativement isopaque. Elle est marquée par une transition brutale (surface de non-conformité) des faciès distaux vers des faciès proximaux partout où la séquence est individualisée.
- La phase rétrogradante est globalement isopaque mais s'amincit à l'est de la faille de Rouen. Elle est marquée par un passage latéral des faciès d'offshore supérieur proximaux à des faciès intermédiaires au niveau de la faille de Grand Tendos puis distaux à l'est du Pays de Bray. Au cours de cette transgression, l'évolution verticale de faciès, brusque en domaine proximal et distal, est plus progressive entre les failles de Grand Tendos et du Pays de Bray. La MFS est marquée par une installation nette des faciès distaux dans tout le transect.

Séquence 7.1

Son contenu en faciès est comparable aux séquences précédentes dans la vallée de la Seine, mais elle est marquée par une plus faible progradation des faciès d'offshore supérieur proximal, n'allant pas au-delà de la faille de Grand Tendos. La phase progradante de cette séquence s'amincit progressivement en direction de la vallée de la Somme. La phase rétrogradante est marquée par une nouvelle installation de faciès d'offshore supérieur distal dans la majeure partie du transect, elle est cependant peu marquée dans la vallée de la Seine.

Séquence 7.2

Cette séquence est marquée par une progradation importante des faciès proximaux, associée à une augmentation d'épaisseur en direction de la vallée de la Somme particulièrement prononcée à partir de la faille du Pays de Bray. La tendance régressive est marquée dans tout le transect par des transitions très nettes (surface de non conformité). Tous ces critères mettent en évidence une chute importante du niveau marin relatif.

La tendance transgressive correspond au retour à des faciès intermédiaires dans tout le transect.

4.2.4. Commentaires des géométries observées

1. Géométrie des séquences 6.1 et 6.2

Les séquences 6.1 et 6.2 forment une géométrie particulière à l'intérieur de l'intervalle Turonien moyen-Coniacien moyen.

- Les deux séquences sont amalgamées à l'est (domaine proximal) tandis que deux séquences progradantes séparées par une tendance transgressive sont exprimées en domaine distal. La superposition de ces deux prismes progradants, amalgamés en domaine proximal suggère une régression forcée telle que définie par Posamentier *et al.* (1990).
- La géométrie observable en domaine proximal suggère que la FS de la séquence unique (6) identifiable dans cette zone correspond à la FS de la séquence 6.2. A l'inverse, en domaine distal, la séquence 6.1, volumétriquement plus importante, semble contenir la FS principale. De la même façon, la MFS 5 est faiblement préservée dans la partie ouest, alors qu'elle correspond dès la coupe de Fécamp, et dans les puits situés à l'est de la faille de Rouen, à des environnements d'offshore inférieur. La condensation importante observée en domaine proximal est encore plus développée dans la coupe de Saint-Jouin-Tilleul (amalgame des séquences 5 et 6). Cette coupe est située à l'est de la faille Fécamp-Lillebonne, prolongement de la faille de Rouen. Ceci montre une surrection du compartiment Ouest de la faille de Rouen et de son prolongement, la faille Fécamp-Lillebonne, du Turonien moyen au Coniacien inférieur (depuis le demi-cycle transgressif de la séquence 5 jusqu'à la base du demi-cycle transgressif de la séquence 6.2). Cet événement tectonique est le principal de l'intervalle Turonien moyen-Coniacien moyen. Son existence avait précédemment été évoquée par Quine et Bosence (1991).

SW

NE NW

SE

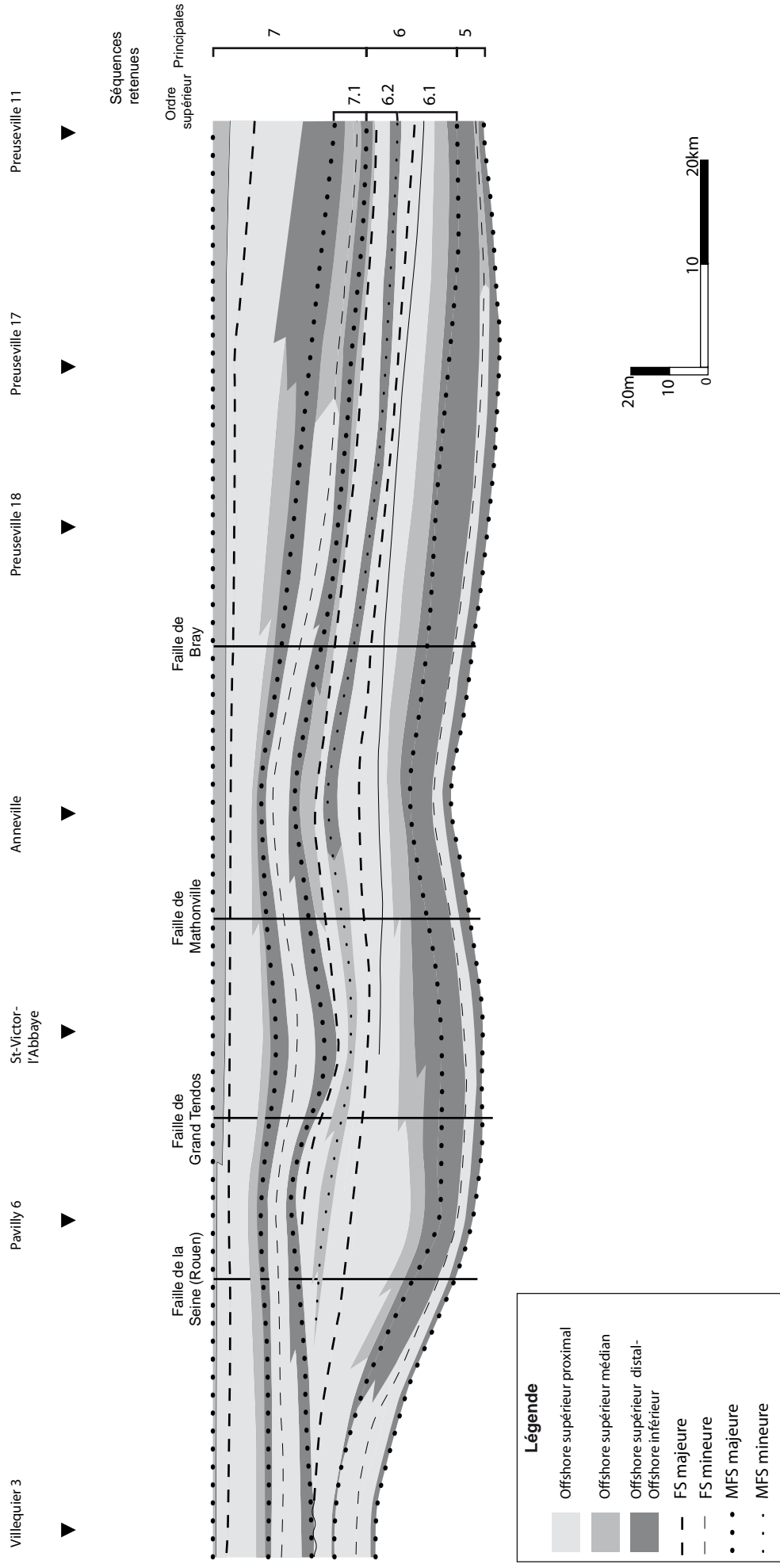


Figure C.6: Transect Vallée de la Seine-Vallée de la Somme, pour l'intervalle Turonien moyen-Coniacien moyen. Les numéros des séquences sont indiqués sur la droite de la figure. Sont figurés également les puits utilisés pour la reconstitution des géométries et les principaux accidents. Les surfaces d'inversion de tendance, FS et MFS sont figurées.

2. Hiérarchisation des séquences

La séquence 5 montre des variations de faciès ainsi qu'une nette individualisation par rapport aux autres séquences.

Les séquences 6.1 et 6.2 sont bien différenciées dans le domaine distal. A l'inverse elles sont amalgamées dans le domaine proximal et dessinent une géométrie de régression forcée. Il semble possible de les inclure dans une grande séquence 6 dont la FS est positionnable au niveau de la FS de la séquence 6.1. Cependant, de la même façon que précédemment pour les séquences 2.2A et 2.2B, il nous semble difficile de trancher quant à leur différenciation à partir de ces seules données. Cela sera discuté dans la synthèse du découpage séquentiel de la Craie du Bassin de Paris.

La séquence 7.1 est marquée par des variations de faciès relativement faibles en domaine distal. Par ailleurs, dans la Coupe de Fécamp-Cap d'Ailly et de Saint-Jouin-Bruneval, elle s'inscrit dans une tendance régressive qui s'achève avec la FS de la séquence 7.2. En conséquence, la séquence 7.1 peut être considérée comme une séquence d'ordre supérieure au sein de la séquence 7.

Identification des FS majeures

Les deux maxima de progradation observables dans le transect vallée de la Seine-vallée de la Somme sont les FS des séquences 6.1 et 7 montrant des faciès identiques. Cette similitude des faciès perdure à l'échelle des transects étudiés. La séquence 7 montrant la progradation la plus volumétriquement importante, il est possible de considérer que sa FS correspond à la FS majeure de cet intervalle.

Identification des MFS majeures

Les reculs les plus importants du profil de dépôt sont observés au niveau de la MFS 5, et au niveau de la MFS 6.2 (MFS 6). Les faciès observés dans les coupes de Fécamp et Penly-Dieppe sont systématiquement plus distaux au niveau de la MFS 5. L'ampleur de la phase transgressive de cette séquence, la plus développée dans la partie distale du transect, est probablement minorée dans la partie proximale par une surrection du compartiment ouest de la faille de Rouen (cf. supra).

Stratigraphie événementielle

Nos corrélations sont en accord avec la corrélation de niveaux repères (Mortimore et Pomerol, 1987) entre les coupes de Fécamp-Cap d'Ailly, Penly-Dieppe, et Criel.

A l'inverse nous divergeons avec ces auteurs pour la corrélation de la coupe de Mers-Bois de Cise. L'identification des niveaux repères par Mortimore et Pomerol n'étant pas appuyée par des arguments supplémentaires, les corrélations basées sur le stacking pattern nous semble plus fiables. Nous suggérons, à partir de la position des événements par rapport au motif d'empilement observé, les corrections suivantes :

- Les New Pits Marls 2 se situent à un niveau équivalent aux Glynde Marls 1 ou 2.
- Les Glynde Marls semblent correspondre aux Southerham Marls.
- Les South Street Marls se situent à un niveau équivalent aux Lewes Marls. Pour ce niveau, Mortimore et Pomerol (1987) avaient écarté les Lewes Marls sur la base d'une faune d'oursins rencontrée principalement au niveau des South Street Marls. Ce niveau ayant été identifié uniquement dans le Sussex, et jamais signalé en France, à l'inverse des Lewes Marls qui sont bien reconnues et forment un niveau très développé dans tout le Bassin parisien, nous préférons l'attribution du niveau marneux aux Lewes Marls.
- Nous convergions dans l'identification des Bridgewick Marls, du Navigation Hardground et des hardgrounds supérieurs.

4.3. Intervalle Coniacien moyen-Campanien basal

Pour cet intervalle, nous ne disposons que de la coupe de Fécamp-Cap d'Ailly. Le découpage séquentiel proposé se basera donc uniquement sur l'évolution sur une verticale.

Cet intervalle est marqué par l'omniprésence de géométries lenticulaires en ondulation, montrant des géométries en pseudo-chenaux comparables à celles mises en évidence autour d'Etretat. Elles sont marquées par des phases de construction de topographie suivie de phases de comblement. Comme cela avait été signalé par Quine et Bosence (1991), l'évolution faciologique de ces géométries montre des variations de l'énergie du milieu de dépôt correspondant aux phases d'évolution de ces géométries. Les faciès les plus énergétiques sont rencontrés au niveau du maximum d'incision des pseudo-chenaux. On observe ensuite un comblement de ces géométries associé à des faciès de moins en moins énergétiques. La phase de construction de ces géométries en pseudo-chenaux correspond donc à une tendance régressive, tandis que leur comblement correspond à une phase transgressive. L'analyse de ces géométries et leur rapport avec les variations du niveau marin seront discutées dans la partie D.

4.3.1. Découpage 1D

Séquence 8

L'intervalle débute par une tendance régressive marquée par le passage des faciès TC4 à des faciès TC3 aggradants à progradantes. Latéralement, la phase régressive varie largement d'épaisseur, entre moins d'1m et 20 m. Elle s'achève ici dans des faciès TC2, caractérisés par un hardground particulièrement développé qui forme la base de géométries observables de Senneville à Veules-les-Roses. Ce hardground correspond à l'incision maximale observée dans ces géométries, qui dépasse localement 20 m, et peut atteindre les hardgrounds correspondant à la FS 7. Au-dessus de ce maximum d'incision, on observe une tendance transgressive marquée dans un premier temps par le comblement des pseudo-chenaux qui s'achève au sommet de la Craie de Veulettes. Cette tendance se poursuit dans la Craie de Sotteville marquée dès sa base par le développement de géométries de moindre amplitude mais de plus grande longueur d'onde.

A l'intérieur de cette grande tendance transgressive, deux séquences d'ordre supérieur sont observables.

Séquence 8.1

- La phase régressive est celle de la séquence 8.
- La phase transgressive de cette séquence correspond à la phase de comblement de la première génération de géométries lenticulaires. Elle s'achève dans la partie sommitale de la Craie de Veulettes dans des faciès TC6 à TC7.

Séquence 8.2

- La phase régressive est marquée par une transition rapide et le retour à des faciès TC5. Elle est associée au développement d'une nouvelle génération de géométries lenticulaires correspondant à une incision moins importante que la précédente. Au-dessus, la phase transgressive est marquée par le développement de deux générations de géométries correspondant probablement à des séquences d'ordre encore supérieur. La phase transgressive s'achève vers le sommet de la Craie de Sotteville par des faciès d'offshore inférieur (TC8).

D'après l'évolution verticale observée, il semble vraisemblable de considérer une seule séquence 8 sans la diviser en deux séquences, néanmoins étant données les difficultés rencontrées dans les intervalles stratigraphiques précédents pour réaliser une hiérarchie de séquences à partir d'une seule évolution verticale, nous choisissons ici de garder ces deux séquences. La pertinence de ce choix sera discutée à l'issue de la synthèse du découpage séquentiel à l'échelle du Bassin de Paris.

Séquence 9

La coupe s'achève par une tendance régressive associée au développement d'une nouvelle géométrie. La FS se situe dans la Craie de Vasterival.

La tendance transgressive n'affleure pas.

4.3.2. Datation de ces séquences

Les données biostratigraphiques de la littérature et les datations effectuées durant cette thèse permettent de préciser les âges des différentes surfaces d'inversion de tendance :

- La MFS de la séquence 7 se situe quelques mètres au-dessus de la limite Coniacien inférieur-moyen.
- Un âge santonien inférieur est obtenu immédiatement au dessus de la FS de la séquence 8.1.
- Un âge santonien moyen est identifié dans la phase transgressive de la séquence 8.1.
- Enfin un âge santonien supérieur est obtenu quelques mètres au-dessus de la FS de la séquence 8.2.
- La FS de la séquence 9 est située à la base de la Craie de Vasterival environ au niveau de la limite Santonien-Campanien de Bignot *et al.*, 1993.
- On peut donc en déduire les âges suivants :
- La séquence 8.1 commence dans le Coniacien moyen ou supérieur. La FS se situe à proximité de la limite Coniacien-Santonien. La MFS de cette séquence se situe dans le Santonien moyen ou supérieur.
- La FS de la séquence 8.2 se situe dans le Santonien supérieur voire autour de la limite Santonien moyen-supérieur.
- La MFS de la séquence 8.2 se situe à la fin du Santonien.
- La FS de la séquence 9 se situe à proximité de la limite Santonien-Campanien.

II. Sud-Ouest du Bassin de Paris, Sarthe et Touraine

Le Sud-Ouest du Bassin de Paris constitue une zone marginale pendant la majeure partie du Crétacé supérieur (chapitre A.II).

- Durant le Cénomaniens, cette zone est caractérisée par la présence de faciès terrigènes, produits de l'érosion du Massif armoricain (Juignet, 1974 ; Juignet et Louail, 1987), la surrection de ce massif peut être interprétée comme l'épaulement du rift du Golfe de Gascogne (Robin *et al.*, 2003). Ces faciès terrigènes se raréfient au cours de la transgression cénomaniens.
- Le Turonien voit la disparition des faciès terrigènes et l'installation des faciès « tuffeau », qui correspondent à un faciès proximal de la Craie (plus bioclastique et contenant une fraction terrigène plus ou moins importante ; Robaszynski *et al.*, 1982).
- L'intervalle sénonien (souvent indifférencié) est caractérisé par des faciès carbonatés. Des faciès terrigènes (sableux ou argilo-siliceux) sont signalés en base du Sénonien (Rasplus, 1979) mais la plupart d'entre eux ont été récemment interprétés comme des altérites (Wyns, 1996). Le caractère marginal de ces dépôts peut être néanmoins soupçonné à partir des informations disponibles sur la bordure du Bassin de Paris, en Vendée (Louail *et al.*, 1983), qui montrent une lacune (émersion ?) du Turonien supérieur au Santonien inférieur, les dépôts de ce dernier âge correspondant à des environnements supratidaux. La série sénonienne préservée en Vendée (Santonien moyen à Campanien supérieur) correspond à des faciès infratidaux à rudistes. Ceci fait soupçonner des environnements relativement peu profonds dans toute la partie sud-ouest du Bassin de Paris durant cette période.

Le sud-ouest du Bassin de Paris correspond donc à une zone-clef pour la compréhension de l'évolution du Bassin de Paris, et en particulier pour mieux contraindre la paléogéographie.

Deux zones d'étude principales ont été abordées, la Sarthe et la Touraine. L'histoire post-crétacée de cette région est marquée par la genèse d'une synforme dans la région Sologne-Touaine, ayant permis une préservation plus importante des dépôts crétacés supérieurs. A l'inverse, les dépôts situés plus au nord ont subi une altération importante. En conséquence, seuls les dépôts cénomaniens sont observables dans la Sarthe, tandis qu'en Touraine les dépôts du Cénomaniens au Campanien inférieur sont préservés.

- La Sarthe correspond à la zone de définition du stratotype du Cénomaniens (D'Orbigny, 1847, 1850). Les dépôts sont caractérisés par des sédiments terrigènes correspondant principalement à des environnements deltaïques (Juignet, 1974). L'abondance des données biostratigraphiques dans cette région (Juignet, 1974 ; Kennedy et Juignet, 1983, 1984, 1993), permet un bon calage temps des séquences identifiées.
- En Anjou et en Touraine, les dépôts cénomaniens correspondent à des environnements fluviaux et margino-littoraux (Louail, 1984) relativement mal datés. Ces dépôts n'affleurent pas plus à l'ouest et sont absents à l'est.
- Les dépôts turoniens et postérieurs ont été largement étudiés en Touraine (Robaszynski *et al.*, 1982 ; Hancock *et al.*, 1982), lieu du stratotype du Turonien.

L'objectif est, comme dans la Craie de Haute-Normandie, de disposer de données suffisantes pour réaliser un découpage séquentiel et recomposer la géométrie des dépôts. Dans le cas du Cénomaniens, l'objectif est en outre de recomposer le passage latéral des faciès terrigènes de la bordure du Massif armoricain à la Craie du centre du Bassin de Paris.

Pour cela, deux transects diagraphiques ont été réalisés (II.1.3):

- Un transect relatif aux dépôts cénomaniens. Il débute à partir du puits Fontaine-Raoul, le plus proche de la zone stratotypique (à 75km environ du Mans), qui présente un Cénomaniens presque complet. Ce transect s'étend jusqu'au centre du Bassin de Paris (transect Fontaine-Raoul-Poigny).
- Un transect situé plus au sud qui s'étend des environs de Tours (Ballan-Miré 1) jusqu'au centre du Bassin de Paris (Héricy). Conséquence de la moindre érosion tertiaire, ce transect permet d'étudier non seulement le Cénomaniens mais également l'intégralité des dépôts turoniens (ainsi que dans quelques puits, les dépôts coniaciens). Ce transect, qui débute dans une zone plus occidentale que le premier, permet en outre d'étudier les variations de géométries et de faciès sur une plus grande étendue que le précédent. C'est celui-ci que nous présenterons, l'autre transect sera utilisé pour mieux contraindre le calage des séquences cénomaniens.

Pour l'habillage en faciès et le calage des lignes-temps sur les puits, nous avons utilisé les données d'affleurements et de subsurface.

Pour le Turonien et les dépôts postérieurs, de nombreux affleurements, très proches des puits diagraphiés, permettent d'habiller précisément les diagraphies en faciès et de bien contraindre l'âge des lignes-temps identifiées, à partir des données biostratigraphiques disponibles (Robaszynski *et al.*, 1982).

A l'inverse, le Cénomaniens affleure de façon parcellaire aussi bien en Touraine que dans la Sarthe où le stratotype du Cénomaniens n'affleure plus qu'en partie. Pour l'habillage des diagraphies, nous utiliserons les données disponibles dans la littérature de façon à recomposer des coupes au niveau de puits-clefs. Deux problèmes se posent dans l'utilisation de ces données :

- Dans la Sarthe, la stratigraphie est relativement bien établie, et les dépôts bien datés, grâce à l'abondance des ammonites (Juignet, 1974). Cependant la détermination des environnements de dépôts (fluviodeltaïques) et les passages latéraux de faciès sont peu précis et ont dû être affinés par une acquisition de nouvelles données de terrain.
- En Touraine et en Anjou, la détermination des environnements de dépôt est plus précise, mais la biostratigraphie plus lacunaire dans ces environnements margino-littoraux.

Pour l'étude des dépôts cénomaniens, nous avons appliqué la démarche suivante :

- Dans la Sarthe, nous avons, à partir des données de la littérature et d'une acquisition de données de terrain, habillé le puits Fontaine-Raoul en temps et en faciès. Ceci nous permet de disposer d'une bonne définition des lignes-temps sur le transect Fontaine-Raoul-Poigny et d'identifier les différents électrofaciès.
- Ce transect a ensuite pu être recalé avec les puits du transect Ballan-Miré 1-Héricy, situés entre la vallée du Cher et la vallée de la Loire, dont la ressemblance avec les puits précédents permet une corrélation avec un minimum d'erreurs. Ceci nous permet de dater plus précisément les séquences identifiées dans le transect Ballan-Miré-Héricy.
- Pour le transect Ballan-Miré 1-Héricy, les environnements de dépôts ont pu être déterminés sur le puits Ballan-Miré 1 à partir des travaux de Louail (1984) sur les zones environnantes.

Nous présenterons nos résultats en deux parties :

- une première partie qui portera sur l'étude du Cénomaniens, dans laquelle nous détaillerons tout d'abord l'évolution observée dans le Cénomaniens stratotypique, puis l'habillage des puits Fontaine Raoul et Ballan-Miré 1, et enfin la présentation du transect Ballan-Miré-Héricy ;
- une seconde partie qui portera sur l'étude des dépôts post-cénomaniens de Touraine.

1. Cénomanién

1.1. Le Cénomanién stratotypique

Si, comme nous l'avons signalé précédemment, le Cénomanién stratotypique n'affleure plus que très partiellement, les données de la littérature permettent de reconstituer la série sédimentaire (Juignet, 1974) et de discuter l'organisation séquentielle des dépôts (Vail *et al.*, 1988 ; Juignet et Breton, 1992 ; Robaszynski *et al.*, 1998). En particulier, un forage (Le Mans) par Robaszynski *et al.* (1998) permet d'observer la succession verticale. Nous présenterons les données stratigraphiques sur la base de ce forage avant de discuter le découpage séquentiel du Cénomanién stratotypique.

1.1.1. Stratigraphie

1.1.1.1. Lithostratigraphie

Dans le forage du Mans (figure C. 7), Robaszynski *et al.* (1998) différencie huit ensembles sur la base des travaux de Juignet (1974). Ces ensembles qui serviront de base pour la colonne lithostratigraphique, montrent de nombreux passages latéraux de faciès qui seront présentés après la synthèse des données biostratigraphiques.

- Les Marnes de Ballon, première formation du Cénomanién, sont érosives sur la Craie à *Pecten aster* albiennaise. Elles sont décrites comme des marnes plus ou moins silteuses et riches en glauconie, évoluant verticalement vers des faciès plus fins.
- Les Sables et Grès de la Trugalle et de Lamnay reposent sur les Marnes de Ballon soit au-dessus d'un hardground (Sables Hardground), soit plus généralement par l'intermédiaire d'une surface d'érosion (Juignet, 1974). Cette formation correspond à des sables grossiers glauconieux à débris ligniteux, passant progressivement à des sables glauconieux alternant avec des calcaires sableux. Dans la partie supérieure, figurent plusieurs discontinuités dont les plus importantes sont le Hardground Lamnay et le Hardground Théligny qui forment le sommet de cet intervalle.
- Suivent des faciès glauconieux qui forment la base de la formation des Sables du Mans, évoluant vers des sables glauconieux à stratifications obliques. Ils sont limités à leur sommet par le Hardground Jalais (Juignet, 1974).
- Au-dessus de ce hardground, se développe la formation des Sables du Perche, débutant par des sables fins et passant à des sables grossiers souvent glauconieux. Le sommet de cette formation est marqué par des faciès carbonatés et localement par un hardground.
- La formation sus-jacente des Marnes à *P. biauriculata* consiste en une alternance de marnes silteuses et de calcarénites glauconieuses.
- La formation des Sables à *Catopygus obtusus* est érosive sur ces marnes. Elle est constituée de sables calcareux à graviers de quartz. Au sommet de cette formation figure le Hardground Bousse.
- Ce dernier est surmonté par la Craie à *Terebratula carantonensis* (horizon glauconieux à fossiles phosphatés).
- Au-dessus figure la Craie à *Inoceramus labiatus* attribuée au Turonien.

2. Biostratigraphie

La biostratigraphie de ces dépôts est basée sur les travaux de Juignet (1974) et les redéfinitions successives des zones d'ammonites du stratotype (Kennedy et Juignet, 1983, 1984, 1993a, 1994).

- Les Marnes de Ballon appartiennent à la zone à Mantelli (*N. carcitinense*, ammonite marqueur de la base du Cénomanién est rencontrée quelques mètres au-dessus de leur base).
- Les Sables de Lamnay et de la Trugalle débutent quelques mètres sous la base de la zone à Dixoni. Cette limite est affectée d'une incertitude de quelques mètres. Des ammonites de la zone à Dixoni sont rencontrées jusqu'au sommet de cette formation. La zone sus-jacente, marquant le début du Cénomanién moyen (zone à Inerme) est absente, comme cela est le cas en Haute-Normandie.
- Le Hardground Théligny, qui forme la limite entre les Sables de Lamnay et les Sables du Mans, est recouvert par des ammonites phosphatées de la sous-zone à Costatus, première sous-zone de la zone à Rhotomagense. La formation des Sables du Mans correspond à la zone à Rhotomagense.
- De même, la formation des Sables du Perche appartient entièrement à la zone à Jukesbrownei.
- La formation des Marnes à *P. biauriculata* livre dès sa base *Calycoceras guerangueri*. *Calycoceras naviculare* apparaît quelques mètres au-dessus. Elle peut donc être attribuée en majeure partie à la zone à Naviculare.

- La zone à *Geslinianum* n'est pas identifiée. Mais *N. judii* apparaissant dans la Craie à *T. carentonensis*, il est possible de reporter tout ou partie de la formation des Sables à *C.obtusus* à la zone à *Geslinianum*.
- La zone à *Judii* n'est présente que dans la partie moyenne de la Craie à *T. carentonensis*.
- La limite Cénomanién-Turonien est, comme partout dans le Bassin de Paris, positionnée de façon relativement imprécise en base de la Craie à *I. labiatus*.

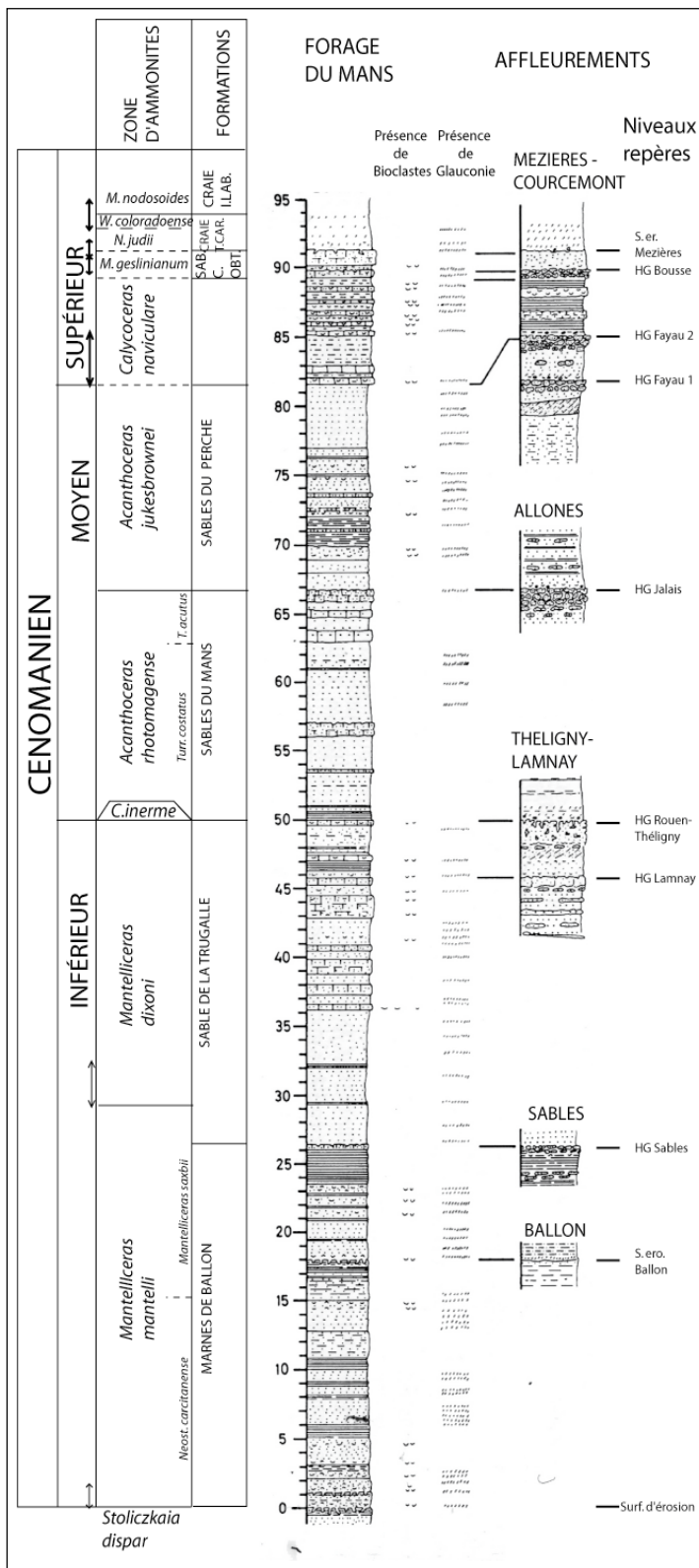


Figure C.7: Stratigraphie du Cénomanién du Mans, d'après Robaszynski *et al.*, 1998 (modifié).

3. Passages latéraux des formations

Les passages latéraux de faciès sont relativement importants dans la région du Mans. Grâce à l'abondance des récoltes d'ammonites dans ce secteur, Juignet (1974) a pu proposer une mise en équivalence des différentes formations. Cependant seul un passage latéral entre les formations est proposé sans que les rapport entre celles ci soient discutées.

Ces passages latéraux sont résumés dans la figure C. 8.

- Les Marnes de Ballon passent vers le sud-est à la formation des Argiles Glauconieuses à minerai de fer. Vers le nord et l'est, elles passent latéralement à la Craie Glauconieuse.
- Les formations des Sables de la Trugalle et de Lamnay se continuent vers l'est et le nord-est. Dans la région de Théligny, leur sommet est marqué par des grès calcaires très indurés dénommés Grès de la Rouaudière. Elles se terminent uniformément par le Hardground Théligny.
- La formation des Sables du Mans passe soit dans sa partie inférieure, soit dans son intégralité, aux Marnes de Nogent-le-Bernard vers le nord-est, et à la Craie de Théligny vers l'est. Juignet (1978), et Juignet et Louail (1987) considèrent que les Marnes de Nogent-le-Bernard constituent un terme de passage entre les Sables et Grès du Mans, et la Craie de Théligny.
- En direction du sud-ouest, les formations des Sables de Lamnay et des Sables du Mans passent uniformément à la formation des Sables du Maine.
- Les Sables du Perche sont retrouvés dans toute la région.
- Les Marnes à *P. biauriculata* sont présentes dans le sud-ouest, le centre et le nord-est de la Sarthe. Elles se pincent progressivement vers l'est et sont absentes au sud-est (région de Vendôme, cf. infra).
- Les Sables à *C. obtusus* passent vers le sud aux Sables de Bousse, ils se pincent au sud-est.
- La Craie à *T. carentonensis* et la Craie à *I. labiatus* sont retrouvées dans l'ensemble de la Sarthe.

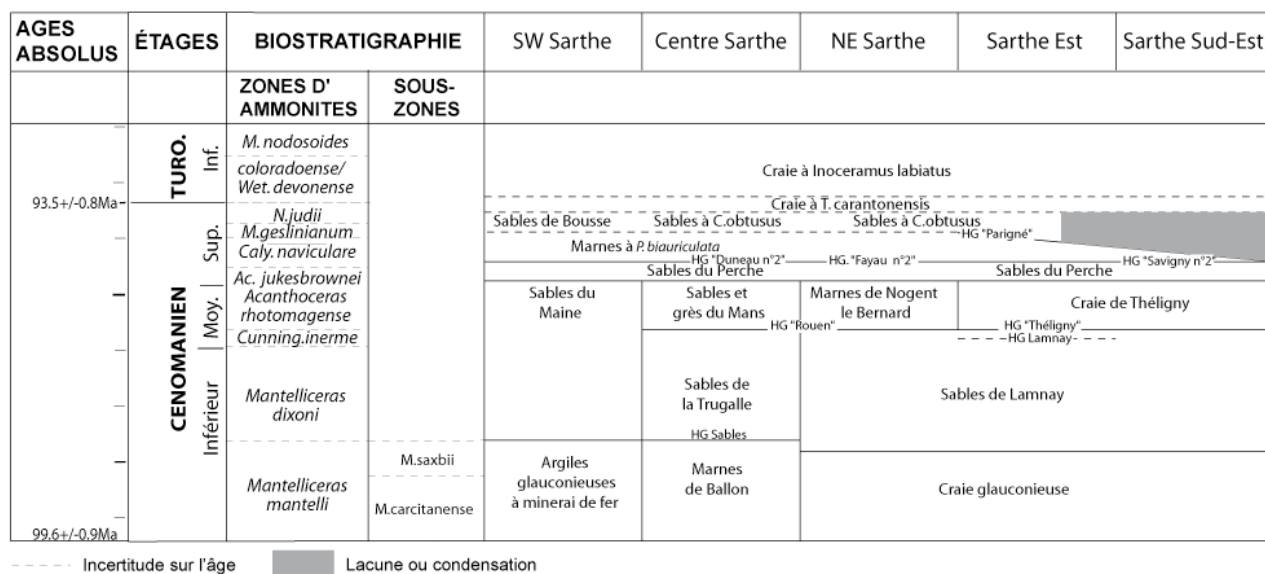


Figure C.8 : Stratigraphie et passages latéraux des formations cénomaniennes dans la Sarthe, d'après Juignet, 1974.

1.1.2. Découpage séquentiel du Cénomaniens stratotypique

1. Découpages séquentiels antérieurs

Plusieurs découpages séquentiels du Cénomaniens stratotypique ont été proposés depuis l'apparition de la stratigraphie séquentielle (Vail *et al.*, 1988 ; Juignet et Breton, 1992 ; Robaszynski *et al.*, 1998). Ils sont reportés sur la figure C. 9. Le nombre de séquences distinguées varie entre 4 séquences incomplètes (Vail *et al.*, 1988), 5 séquences incomplètes (Juignet et Breton, 1992) et 6 séquences incomplètes (Robaszynski *et al.*, 1998).

Vail *et al.* (1988) positionnent approximativement les principales surfaces comme suit :

- La première SB-FS est positionnée en base du Cénomaniens dans un niveau équivalent à la base des Marnes de Ballon. La MFS de cette séquence est positionnée à l'intérieur des Marnes de Ballon.

- La seconde FS se situe approximativement au sommet des Sables de Lamnay, la limite de séquence (SB) étant positionnée en base de cette formation. La MFS est positionnée au niveau de la Craie de Théligny, équivalent latéral des Sables du Mans.
- La limite de séquence de la troisième séquence est confondue avec la FS et positionnée approximativement à la limite entre les Sables du Mans et les Sables du Perche. Au-dessus, la mise en place des Marnes à *P. biauriculata* est interprétée comme un cortège transgressif. La MFS est positionnée à l'intérieur de ces marnes.
- La surface de non conformité de la quatrième séquence est positionnée à la base des Sables à *C. obtusus*. La FS est positionnée au sommet de cette formation. La Craie à *T. carentonensis* sus-jacente correspond au cortège transgressif tandis que la MFS est positionnée dans la Craie à *I. labiatus*.

Juignet et Breton (1992) placent leur trois premières séquences au même niveau mais distinguent deux séquences à l'intérieur de la dernière séquence des autres auteurs.

Robaszynski *et al.* (1998) différencient deux séquences à l'intérieur de la première séquence des autres auteurs, ainsi qu'à l'intérieur de la seconde séquence (positionnant la FS de la première à l'intérieur des Sables de Lamnay et une seconde au niveau du sommet de cette même formation, sur le Harground Théligny). Les séquences suivantes sont positionnées au même niveau que Vail *et al.* (1988).

Ce découpage sera discuté après l'analyse de nos propres données de terrain.

2. Données de terrain acquises durant ce travail

Deux affleurements-clefs ont permis de préciser le découpage séquentiel des Sables de Lamnay et de la Trugalle jusqu'aux Sables à *C. obtusus* ils sont positionnés sur la figure C. 10.

Le premier affleurement (figure C. 11a) se situe à proximité de Théligny (Saint-Ulphace) et permet d'observer l'intervalle compris entre les Sables de Lamnay et le sommet de la Craie de Théligny.

- Il est constitué d'un ensemble sableux de 20 m d'épaisseur (Sables de Lamnay ; Juignet, 1974), surmonté par 2 m de grès à ciment calcaire (Grès de la Rouaudière) s'achevant par un hardground qui a livré de nombreuses ammonites de la zone à Rhotomagense (Hardground Théligny de Juignet, 1974). Au-dessus, se déposent 1,5 m de marnes (Marnes de Nogent-le-Bernard), au-dessus desquelles figurent 2,5 m de craies glauconieuses et micacées, granocroissantes vers le sommet, correspondant à la Craie de Théligny.
- La partie affleurante des Sables de Lamnay débute par des faciès de sables fins mal triés à bioturbation abondante, œillée et monospécifique. Ces faciès sont interprétés comme un épandage deltaïque en domaine relativement confiné (faciès de crue). Au-dessus se développent des faciès sableux mieux triés à mégarides présentant des directions opposées, interprétés comme des faciès tidaux. Ils passent à des faciès fins bien triés à bioturbation abondante, polyspécifique. Après 3 m de lacune, figurent des sables à rides de vagues et à bioturbations de type *Ophiomorpha*, interprétés comme étant des sables de shoreface.
- Les craies présentes correspondent aux faciès d'offshore supérieur proximal à médian observées dans le Turonien de Touraine.

Le passage des Sables et Grès de Lamnay aux Marnes de Nogent-le-Bernard peut, sans ambiguïté, être interprété comme l'expression d'une tendance transgressive. La tendance granocroissante mise en évidence dans la Craie de Théligny annonce une nouvelle tendance progradante. La MFS peut donc être positionnée à l'intérieur des Marnes de Nogent-le-Bernard.

L'évolution stratigraphique dans les Grès de Lamnay est plus complexe. Le passage des faciès de crue à la base, à des faciès tidaux pourrait représenter une tendance transgressive, tandis que le retour à des faciès de shoreface marquerait une nouvelle tendance progradante s'achevant au niveau des Grès de la Rouaudière. La MFS entre ces deux séquences pourrait correspondre à l'intervalle sableux à bioturbation polyspécifique. Cette interprétation irait dans le sens de l'interprétation de Robaszynski *et al.* (1998) qui positionnent deux séquences dans l'intervalle situé entre la base des Sables de Lamnay et les Marnes de Nogent-le-Bernard.

La seconde coupe (figure C. 11b) est située au Mans, elle débute près de la base des Sables du Perche, par un paléosol, et s'étend jusqu'à la Craie à *I. labiatus*.

- Au-dessus du paléosol se déposent sur 7 m des faciès sableux caractérisés par des faciès de sables fins (1 m) passant à deux intervalles granocroissants de sables grossiers à graviers, séparés par des intercalations argileuses. A l'intérieur de ces ensembles sableux, de grands sets de mégarides s'expriment dans deux directions parallèles.

- Au-dessus viennent des marnes sableuses et glauconieuses qui passent à des marnes à huîtres glauconieuses, à récurrences sableuses, attribuables aux Marnes à *P. biauriculata*.
- La coupe continue par une récurrence sableuse correspondant aux Sables à *C. obtusus*. La majeure partie de cette formation n'affleure pas.
- Après une lacune d'observation d'une dizaine de mètres d'épaisseur, la Craie à *I. labiatus* affleure sous un faciès fortement altéré, empêchant l'observation dans de bonnes conditions. Nous ne représenterons ici que la coupe comprise entre les Sables du Perche et les Sables à *C. obtusus*.

Les Sables du Perche peuvent ici être interprétés sans ambiguïté comme des faciès tidaux. Ce type d'environnement sédimentaire, l'enrichissement en glauconie et le passage supérieur aux Marnes à *P. biauriculata* amènent à considérer que l'ensemble des Sables du Perche se dépose ici dans une tendance transgressive. La limite de séquence (paléosol) et la FS peuvent donc être positionnées à leur base. La description de Juignet (1974), caractérisant les deux formations des Sables de Lamnay et des Sables du Perche respectivement comme des sables grossiers graveleux à stratifications obliques, pauvres en faune, et comme des sables glauconieux fins, localement grossiers à stratifications obliques, va dans le sens de notre interprétation.

Discussion et proposition d'un découpage séquentiel

A partir des informations bibliographiques et de notre acquisition de données de terrain, nous pouvons proposer le découpage suivant (figure C. 9) :

- Pour la première séquence, si les variations mises en évidence par Robaszynski *et al.*, (1998) dans les Marnes de Ballon sont bien existantes, les données (surface d'érosion et réinstallation de faciès silteux au-dessus des faciès marneux, avant une réapparition très rapide de faciès marneux qui constituent les faciès les plus marneux de la formation) semblent montrer une variation des milieux de dépôt relativement faible à l'intérieur d'une tendance transgressive. Cette séquence de variations de magnitude inférieure aux autres pourrait donc être une séquence d'ordre supérieur. En conséquence, nous ne retenons qu'une seule séquence en base du Cénomaniens, la FS se situant à peu près au niveau de la base du Cénomaniens, et la MFS se situant dans la partie supérieure des Marnes de Ballon (zone à Mantelli, sous-zone à Saxbii, DLS 2 de Robaszynski *et al.*, 1998).
- La séquence 2 se situe à l'intérieur des Sables de Lamnay et s'achève par une phase transgressive débutant au niveau du Hardground Théligny et s'achevant dans les Marnes de Nogent-le-Bernard ou dans ses équivalents latéraux (base de la Craie de Théligny ou des Sables du Mans). La MFS de cette séquence est donc positionnée à l'intérieur de la zone à Rhotomagense. La position de la FS est plus imprécise. Considérant que la lacune de la zone à Inerme marque, comme c'est le cas en Normandie, une chute importante, nous positionnerons la FS à l'intérieur de cette zone.
- La séquence 3 débute sa phase progradante dans les Sables du Mans, dans la Craie de Théligny en latéral (coupe de Saint-Ulphace), et s'achève à la base des Sables du Perche. La FS de cette séquence peut être rapportée, d'après les données biostratigraphiques, à la limite entre les zones à Rhotomagense et à Jukesbrownei, soit à la zone à Jukesbrownei. En effet, la régression importante et l'émersion observée localement (paléosol du Mans) qui marquent le passage entre ces deux formations, suggèrent la possibilité d'une lacune importante associée. La phase transgressive de cette séquence englobe la majeure partie des Sables du Perche et s'achève dans les Marnes à *P. Biauriculata*. La MFS appartient donc à la zone à Naviculare.
- Pour la dernière séquence (4), la phase progradante est peu contrainte d'après les données dont nous disposons ici. Elle débute soit dans les Marnes à *P. biauriculata*, soit à leur sommet. La FS de cette séquence peut être positionnée au niveau des Sables à *C. obtusus* rapportés par corrélation à la zone à Geslinianum. Faute de données d'affleurement pour le positionnement de la MFS, nous suivrons Vail *et al.* (1988) et Robaszynski *et al.* (1998), qui la placent dans la Craie à *I. labiatus*.

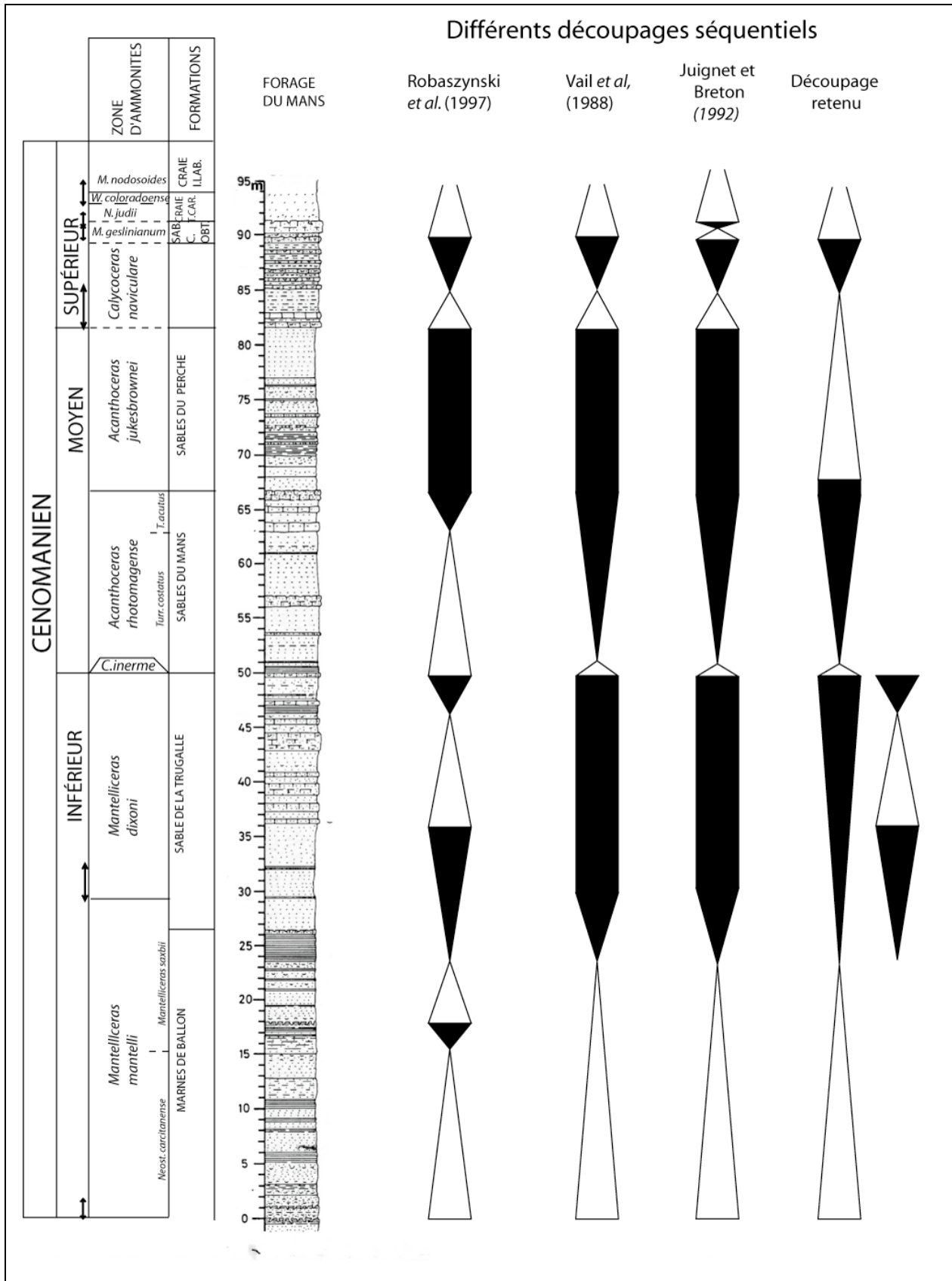


Figure C.9 : Découpage séquentiel d'après Robaszynski et al. (1998), recalage des découpages par Vail et al. (1988) et Juignet et Breton (1992), et découpage choisi dans ce travail.

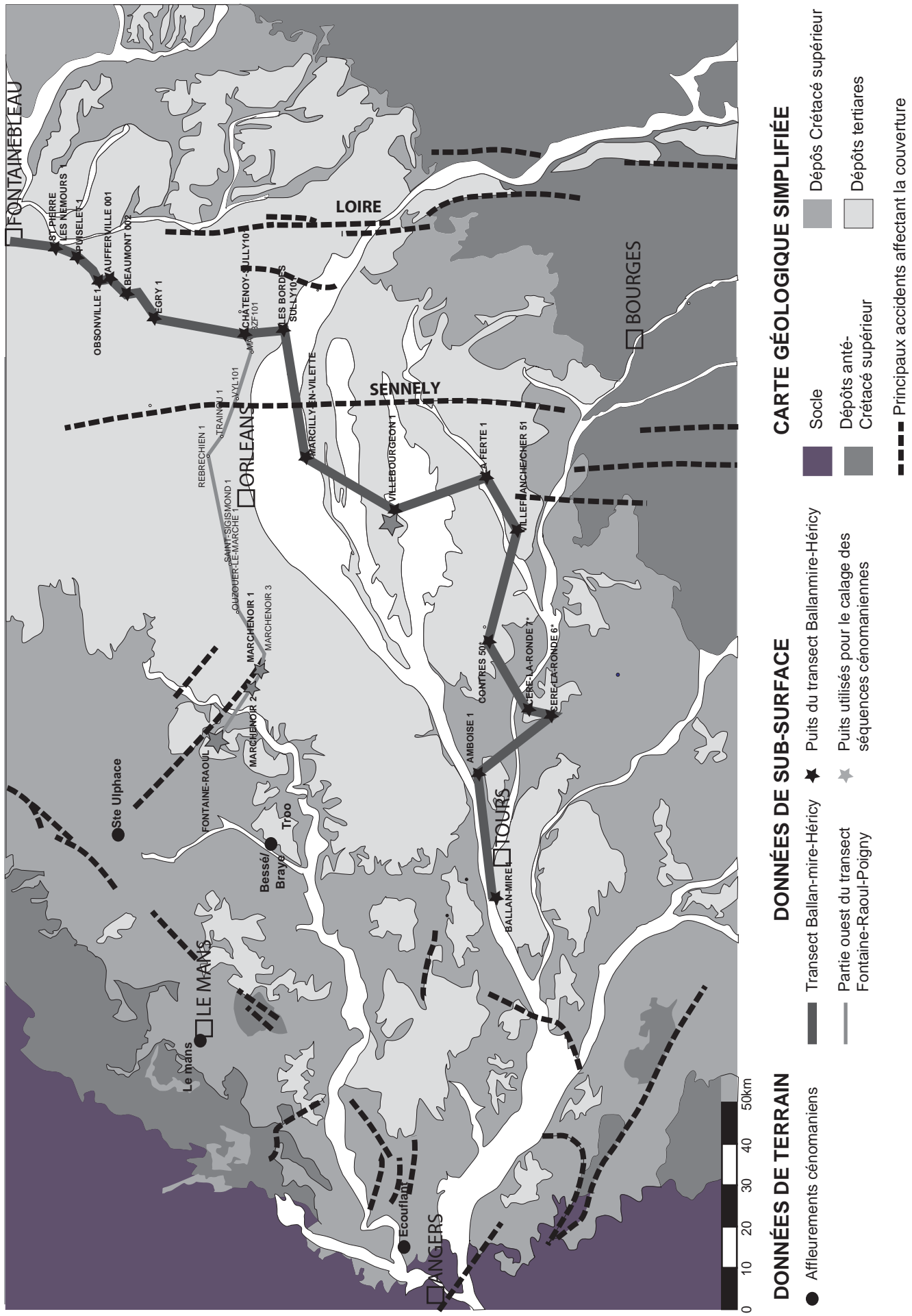


Figure C.10 : Carte des affleurements et transects diagraphiques dans l'étude du Cénomaniens de la partie Sud-Ouest du Bassin de Paris. Fond d'après la carte géologique de la France au 1/1000000 (BRGM), simplifiée.

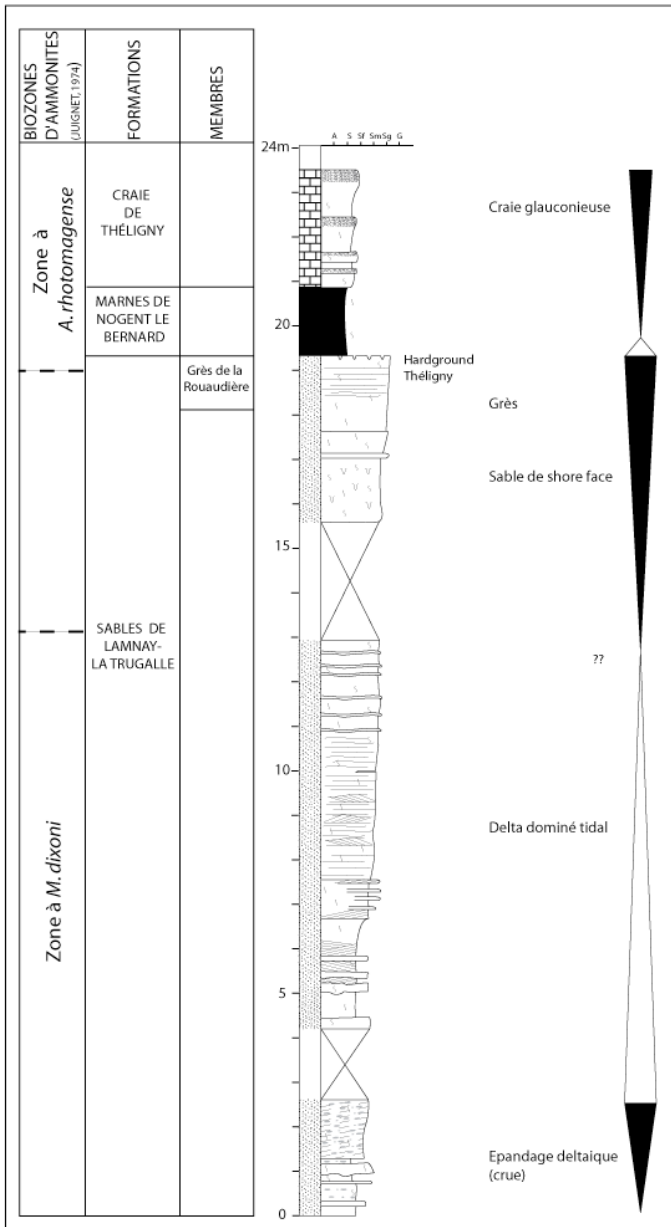


Figure C.11a : Log de Saint-Ulphace

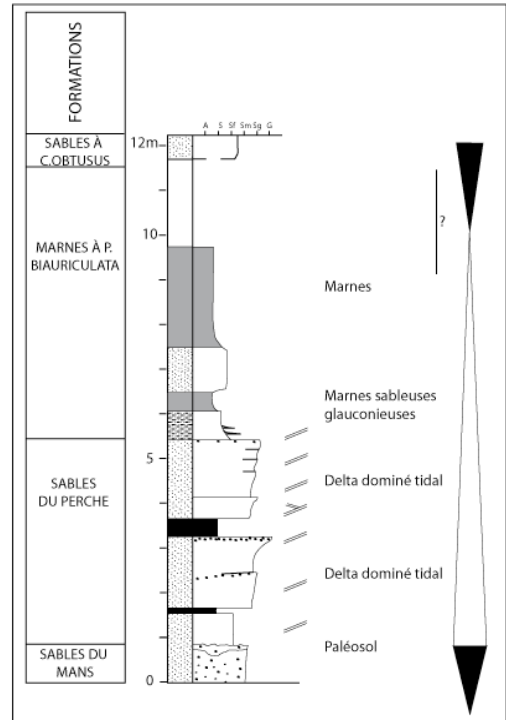


Figure C.11b : Log du Mans

1.1.3. Calage du puits Fontaine-Raoul

Pour étudier la géométrie des dépôts cénomaniens, nous repositionnerons ici les lignes-temps que nous venons d'identifier sur le puits Fontaine-Raoul.

En s'appuyant sur l'analyse des cuttings et de l'enregistrement diagraphique, les ensembles lithologiques suivants peuvent être distingués dans le forage de Fontaine-Raoul (figure C. 12) :

- Au-dessus d'un ensemble de marnes grises silteuses monotones d'une trentaine de mètres, attribué aux dépôts jurassiques albiens ou antérieurs, figurent 12 m de dépôts calcaires glauconieux associés à des sables fins.
- Ils sont immédiatement recouverts par 20 m d'argile se chargeant progressivement en sables et passant, par une transition brutale bien enregistrée dans les outils diagraphiques, à des sables moyens glauconieux à ciment calcaire.
- Au-dessus de ces sables, figurent 13 m d'argile, très marqués, se chargeant progressivement en sables vers le sommet.
- Une forte tendance sablo-croissante s'effectue ensuite dans des lithologies sableuses et se développe sur près de 30 m d'épaisseur. L'outil résistivité suggère l'existence d'un niveau induré en sommet de cet intervalle.
- Un niveau marneux d'une dizaine de mètres d'épaisseur s'intercale avant la réapparition d'un ensemble sablo-croissant à lithologie sableuse dominante (10 m) se terminant par un niveau carbonaté de craie glauconieuse, très induré d'après les enregistrements diagraphiques.
- Ce banc passe progressivement à des argiles silteuses puis à des marnes crayeuses grises, glauconieuses et micacées.
- Au-dessus se développe un intervalle de 15 m de sables grossiers blancs.
- La suite de la série cénomaniennne est interrompue par l'érosion tertiaire.

1. Calage des formations

Le calage avec les formations reconnues dans la zone stratotypique est présenté sur la figure C. 13.

D'après la stratigraphie détaillée précédemment, les trois ensembles sableux peuvent être rapportés respectivement, de bas en haut, aux formations des Sables de Lamnay-LaTrugalle, aux Sables du Mans et Sables du Perche, et enfin aux Sables à *C. obtusus*.

Les intervalles marneux séparant ces ensembles sont rapportés respectivement :

- aux Marnes de Nogent-le-Bernard. Elles sont localement dénommées Marnes de Bouffry et ont été datées du Cénomanien moyen (Manivit *et al.*, 1982), ce qui confirme notre rapprochement avec cette formation ;
- aux Marnes à *P. Biauriculata*. Ces marnes ne dépassent habituellement pas une quinzaine de mètres d'épaisseur dans la zone du Cénomanien stratotypique. Cependant, une épaisseur de 20 m de marnes d'âge cénomanien moyen à supérieur, est rapportée à proximité de ce puits (carte Cloyes-sur-le-Loir, Manivit *et al.*, 1982).

La base du forage peut être calée de la façon suivante :

- L'intervalle marneux situé sous les Sables de Lamnay correspond à la partie supérieure des Marnes de Ballon qui est caractérisée par un maximum argileux.
- La base du Cénomanien est positionnée à la base de l'intervalle immédiatement inférieur. Cet intervalle est caractérisé par une augmentation progressive du contenu sableux, s'achevant par une transition brusque vers des grès fins à ciment calcaire, ce qui évoque l'érosion visible en base des Marnes de Ballon (cf. 1.1.1 supra). Il est donc rapporté à cette formation ou plus probablement, étant données les lithologies calcaires et glauconieuses, à la Craie glauconieuse, équivalent latéral des Marnes de Ballon.
- Les niveaux sous-jacents sont attribués à la Glauconite à *Ostrea vesiculosa*, albiennne.

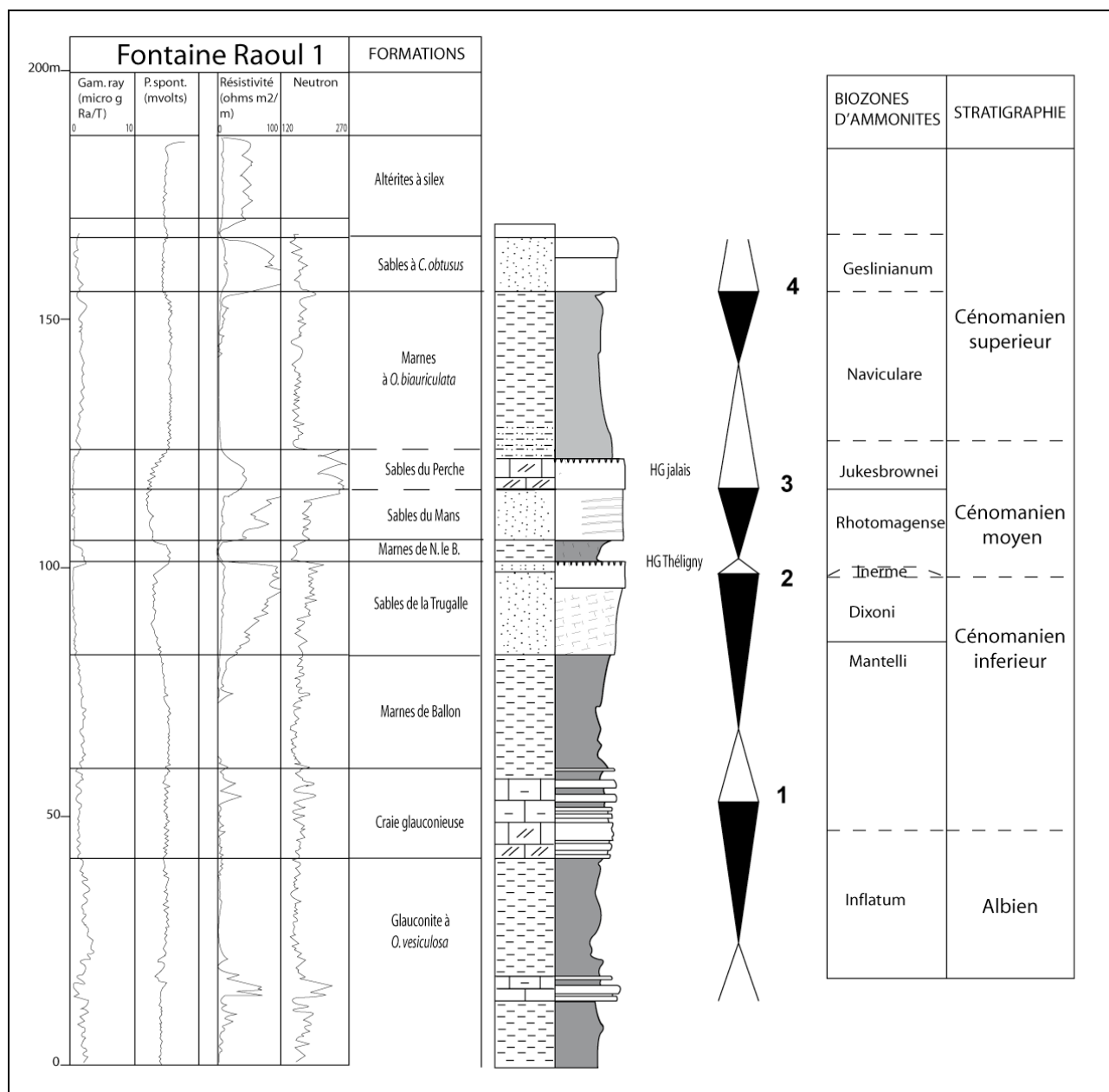


Figure C.12 : Reconstruction de la coupe de Fontaine-Raoul à partir des données de puits, calage stratigraphique et identification des séquences. Les numéros de séquences seront utilisés pour le calage avec le puits Villebourgeon (transect Ballan-Miré 1-Héricy).

Les lithologies sableuses des Sables du Mans et du Perche qui représentent dans la zone stratotypique entre 25 m et 45 m d'épaisseur, passent ici à un ensemble argileux (Marnes de Bouffry, équivalent locale des marnes de Nogent le Bernard) suivi d'une dizaine de mètres de sables et se terminant par un niveau crayeux glauconieux induré qui peut être interprété comme un harground. Ce passage latéral correspond à un amincissement des formations sableuses au profit d'un épaissement des formations marneuses, en particulier des Marnes à *P. Biauriculata* sus-jacentes dont l'épaisseur est largement supérieure à celle rencontrée dans la zone stratotypique.

Nous avons vu précédemment que les Sables du Perche correspondent à un cortège transgressif, il semble donc probable que l'amincissement des Sables du Perche au profit des Marnes à *P. biauriculata* observé dans cette zone soit en relation avec la dynamique transgressive des Sables du Perche, passant latéralement à ces marnes.

Le niveau carbonaté glauconieux situé au passage entre les lithologies sableuses et les Marnes à *P. biauxiculata* correspond à une surface transgressive qui peut être rapportée :

- soit au Hardground Jalais, correspondant plus à l'est à la base des Sables du Perche (en considérant qu'à Fontaine Raoul, l'intégralité des Sables du Perche est pincée ou passe aux Marnes à *P. Biauxiculata*) ;
- soit au Hardground Savigny n°2 correspondant au sommet des Sables du Perche.

Seule une tendance progradante est observée dans les faciès sableux au niveau du puits Fontaine- Raoul, alors que les Sables du Perche montrent une tendance rétrogradante (partie 1.1.4). Ceci nous amène :

- à suggérer que l'ensemble des Sables du Perche est ici pincé ou plus probablement passe latéralement aux faciès marneux des Marnes à *P. Biauxiculata* ;
- à rapporter le hardground glauconieux au Hardground Jalais, et les sables sous-jacents à la formation des Sables du Mans.

2. Découpage séquentiel au niveau du puits Fontaine-Raoul

Après le calage des formations, nous avons recomposé un découpage séquentiel calé sur la succession du puits Fontaine-Raoul.

Positionnement des inversions de tendance

Pour la première séquence, il est possible de positionner la FS au niveau de la transition brutale observable dans les premières couches de la Craie glauconieuse. La MFS correspond au maximum argileux visible dans les Marnes de Ballon. La MFS de la séquence précédente est positionnée dans le maximum argileux de la Glauconite à *O. vesiculosa*, albienne.

Pour la seconde séquence, la FS peut être positionnée au sommet de la tendance progradante observée dans les Sables de Lamnay-la Trugalle (SB/TS de la séquence 4 de Robaszynski *et al.*, 1998). La MFS est positionnée dans la partie inférieure des Marnes de Nogent-le-Bernard (DLS4 de Robaszynski *et al.*, 1998). Ici une seule séquence s'individualise. Les deux séquences proposées par Robaszynski *et al.* (1998) dans la zone stratotypique ne sont pas retrouvées ou correspondent à des variations mineures.

Pour la troisième séquence, la FS est positionnée au sommet des Sables du Mans, correspondant au hardground sommital. La MFS est positionnée dans le maximum argileux des Marnes à *P. biauxiculata* (DLS 5 de Robaszynski *et al.*, 1998).

La FS de la quatrième séquence est positionnée dans la partie inférieure des Sables à *C. obtusus* (TS 6 de Robaszynski *et al.* 1998).

Datations des séquences

Par corrélation avec les séquences du stratotype, les datations suivantes peuvent être proposées :

Séquence 1

La phase progradante de la séquence 1 peut être positionnée dans l'Albien. La FS située dans un niveau équivalent de la base des Marnes de Ballon, se situe autour de la limite Albien-Cénomaniens. La MFS se situe à l'intérieur de la zone à Mantelli (dans la sous-zone à Saxbii).

Séquence 2

La FS de cette séquence se situe aux environs de la limite Cénomaniens inférieur-Cénomaniens moyen, probablement au-dessus de la zone à Inerme, non préservée dans cette région .

La MFS se situe à l'intérieur de la zone à Rhotomagense, bien caractérisée dans les Marnes de Nogent-le-Bernard et la Craie de Théligny.

Séquence 3

La position de la FS au niveau du sommet des Sables de Lamnay, immédiatement sous le Hardground Jalais, correspond à un âge situé autour de la limite entre la zone à Rhotomagense et la zone à Jukesbrownei.

La MFS située dans les Marnes à *P. biauxiculata* se situe à l'intérieur de la zone à Naviculare.

Séquence 4

La FS de cette séquence, positionnée dans les Sables à *C. obtusus*, est mal datée. Dans la zone stratotypique, cette formation est attribuée, à partir des faunes encadrantes, à la zone à Geslinianum.

1.2. Le Cénomaniens de l'Anjou

Le Cénomaniens de l'Anjou a été largement étudié par Louail (1984).

Nous avons reconstitué la succession lithologique identifiée par ce dernier. Nous détaillerons ensuite les données biostratigraphiques disponibles et la mise en équivalence avec les dépôts de la Sarthe, et dessinerons les grandes tendances mises en évidence dans cette zone à partir des données de la littérature. Enfin, nous effectuerons un calage sur le puits Ballan-Miré 1, puits le plus occidental étudié ici et par lequel débute le transect Ballan-Miré-Héricy.

1.2.1. Lithostratigraphie et environnements de dépôts

En Anjou, le Cénomaniens correspond au début de la série crétacée. Louail (1984) différencie les ensembles lithologiques suivants (figure C.13) :

- Les Argiles, Sables et Gravieres de Jumelles et Brissac, sont dissociés en deux membres : les Gravieres de Jumelles et Brissac à la base, les Argiles du Baugeois au sommet.
 - Le membre des Gravieres de Jumelles est un faciès transgressif. Il repose directement, soit sur le socle armoricain, soit sur les formations jurassiques, soit enfin sur des formations d'altération d'âge crétacé inférieur en relation avec la surrection de cette zone durant l'ouverture du Golfe de Gascogne. Il est essentiellement composé de sables et gravieres à possibles intercalations ligniteuses. Si Louail (1984) évoque une interprétation possible de ces dépôts comme des barres sableuses littorales sur la base de courants divergents voire opposés, sa première interprétation (Louail, 1967) comme des dépôts fluviatiles nous semble plus probable. Dans la carrière du Brouillard où nous avons pu observer ces dépôts, leur origine fluviatile nous semble la plus probable.
 - Ce premier membre n'est pas préservé dans tous les dépôts cénomaniens. Ils passe latéralement au membre sus-jacent des Argiles feuilletées du Baugeois vers l'est (Louail, 1984). Il atteint son épaisseur maximale au niveau de l'axe de Brissac orienté NW-SE, situé à quelques kilomètres au sud de Saumur.
 - Les Argiles feuilletées du Baugeois reposent, dans la plupart des cas, sur le membre précédent. Cette formation est composée d'argiles grises feuilletées à lignite, montrant localement une stratification « en flaser », et contenant fréquemment à leur sommet des intercalations sablo-glaucוניeuses. Les Argiles du Baugeois sont interprétées comme des dépôts estuariens par Louail (1984).
- Les Sables de Cizay sont différenciés en quatre intervalles par Louail (1984) :
 - une unité (Cizay 1) de sables à orbitolines riches en lignite passant à des sables et grès à huîtres plus grossiers et à des grès glaucוניeux lumachelliques et débris ligniteux (8 m, Fosse Bellay) ;
 - des sables fins (Cizay 2) verts, riches en fractions calcaires bioclastiques (4 à 5 m) à stratification oblique, passant progressivement à des marnes sableuses bioclastiques. Cette unité se termine localement par un banc induré ;
 - une unité (Cizay 3) de 4 à 5 m dans laquelle figurent plusieurs séquences granodécroissantes marquées par le passage de sables glaucוניeux à des marnes fines ou à des calcaires argileux. Cette unité est granodécroissante et marque une installation progressive des faciès marneux ;
 - une dernière unité (Cizay 4) (quelques mètres) marquée par le retour d'une sédimentation sableuse, caractérisée par des grès argileux glaucוניeux puis des sables fins glaucוניeux et bioclastiques. Elle est délimitée au sommet par un banc de grès glaucוניeux (rapporté au Hargdround Jallais par Juignet, 1974). D'après Louail (1984), ce niveau correspond à une discontinuité majeure corrélable sur la plupart de la zone angevine et le Poitou septentrional.
 - Cette formation représente 30 à 35 m à Saumur et Parçay-les-Pins et s'amincit vers l'ouest et le nord en passant aux Argiles, Sables et Gravieres de Jumelles. Dans le forage de Longué, forage de référence pour cette zone (Louail, 1984) elle ne représente que 15 m environ.
- La description de la première unité suggère des conditions encore largement margino-littorales. La seconde et la troisième unités suggèrent un approfondissement progressif, tandis que la dernière montre la réinstallation de conditions plus proximales.
- Les unités 1, 2 et 4 de la Formation de Cizay peuvent être approximativement interprétées comme des barres sableuses en domaine de plate-forme proximale. Ce type de dépôt, comme les dépôts fluviatiles sous-jacents, est, couramment, essentiellement préservé en tendance transgressive. Il semble donc que l'enregistrement sédimentaire consiste ici principalement en la préservation des séquences transgressives.

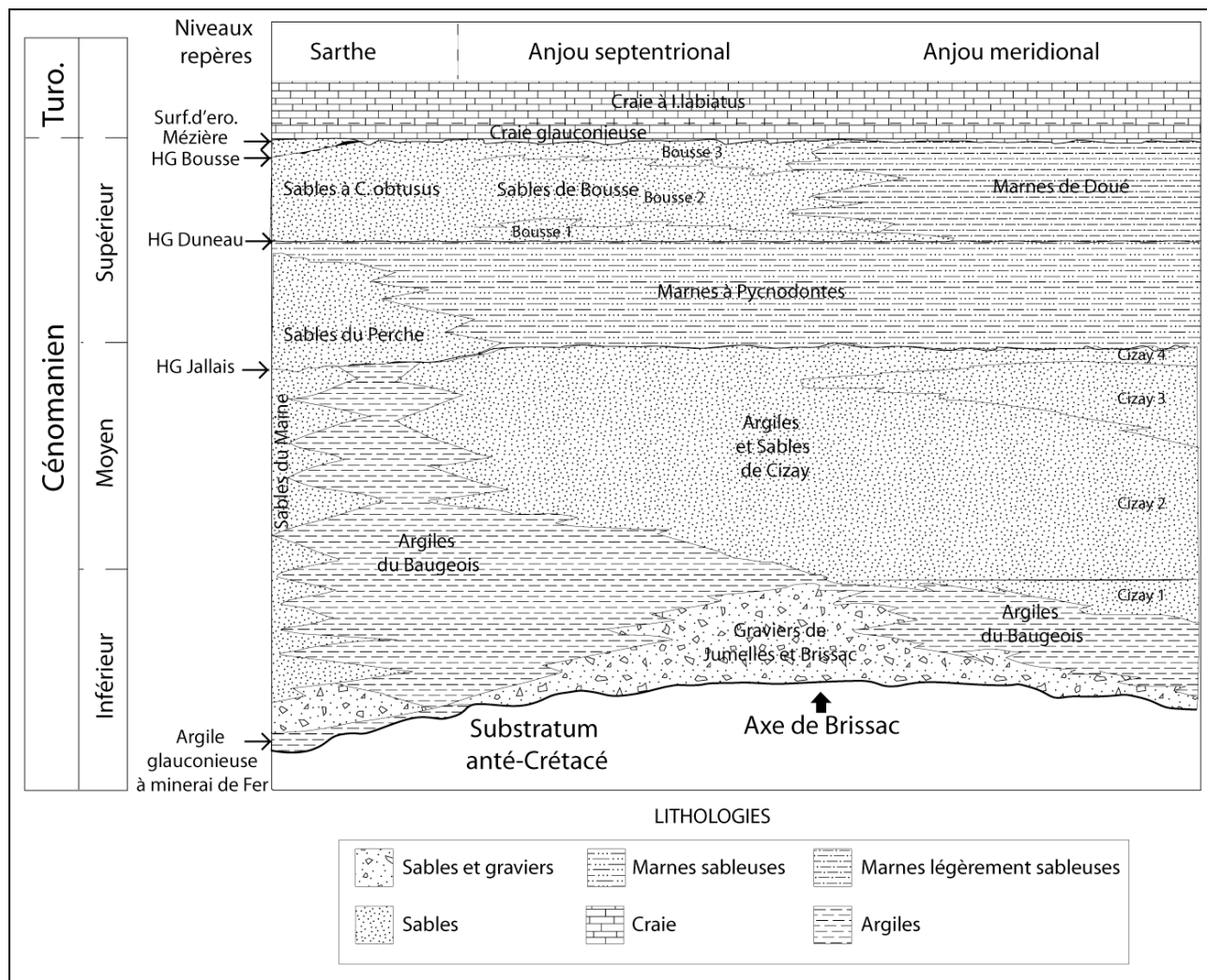


Figure C.13 : Stratigraphie du Cénomanien de l'Anjou et passage latéral aux formations de la Sarthe (modifié d'après Louail, 1984)

- Au-dessus de l'unité de Cizay s'installent les Marnes à Pycnodontes. Elles sont marquées par une diminution progressive des sables. Leur partie supérieure est constituée de bancs glauconieux à intercalations de lumachelles à huîtres. Leur sommet est marqué par un horizon induré dans la partie occidentale, mais absent dans la partie orientale. Cette formation varie entre 10 et 15 m d'épaisseur.
- Les Sables de Bousse sont essentiellement présents au nord de la Loire où ils sont mis en équivalence avec les Sables à *C. obtusus* de la Sarthe. Ces sables sont marqués par une unité basale plus argileuse à rides de courant, une unité médiane sableuse, et une unité supérieure marno-calcaire, sableuse et bioclastique. Cette dernière est coiffée par un hardground glauconieux (Hardground Bousse). La Formation des Sables de Bousse passe, au sud d'une ligne Brissac-Le Thoureil, aux Marnes de Doué. Elle représente une quinzaine de mètres à Baugé.
- La Craie Glauconieuse à *T. carentonensis* constitue le terme de passage vers la Craie à *I. labiatus*, turonienne.

1.2.2. Passages latéraux aux formations de la Sarthe et âge des formations

Les passages latéraux des différentes formations entre elles et aux formations de la Sarthe sont reportés sur la figure C. 13.

Sur la base de la corrélation du Hardground Jalais, Louail (1984) positionne les Sables et Argiles de Cizay ainsi que la formation sous-jacente en équivalence des Sables du Maine.

Les Marnes à Pycnodontes de l'Anjou sont l'équivalent latéral des Sables du Perche et des Marnes à *P. biauriculata*. On notera ici que l'interprétation géométrique de Louail (1984) est cohérente avec notre interprétation des Sables du Perche comme principalement un cortège transgressif.

Les Sables de Bousse et les Marnes de Doué sont les équivalents latéraux des Sables à *C. obtusus*.

1. Age des formations

La datation de ces formations est difficile dans la partie basale, étant donnée la rareté des faunes. *Orbotolina concava*, retrouvée dans l'unité 1 des Sables et Argiles de Cizay, montre la présence de dépôts du Cénomaniens inférieur (Louail, 1984). La mise en équivalence de cette formation avec les Sables du Maine lui donne un âge cénomaniens inférieur à moyen. La limite Cénomaniens inférieur- moyen n'est pas caractérisée.

Sur la base de la corrélation du Hardground Jalais et du rapprochement avec les Sables du Perche et les Marnes à *P. biauriculata*, la formation des Marnes à Pycnodontes débiterait à la limite des zones à Rhotomagense et à Jukesbrownei, voire à l'intérieur de la zone à Jukesbrownei, et s'étendrait jusqu'au sommet de la zone à Naviculare.

Les Sables de Bousse sont par corrélation rapportés à la zone à Geslinianum.

1.3. Géométrie et découpage séquentiel de la Touraine au centre du Bassin de Paris : le transect Ballan-Miré-Héricy

1.3.1. Habillage du puits Ballan-Miré (figure C.14)

1. Mise en équivalence avec les formations connues sur le terrain.

Les données de cuttings et les mesures diagraphiques mettent en évidence dans le puits Ballan-Miré 1, les lithologies suivantes :

- Une base nette conglomératique est directement en contact sur les formations jurassiques. Les faciès conglomératiques sont restreints à moins de 5 mètres d'épaisseur.
- Suivent 25 m de sables évoluant vers le sommet vers des grès glauconieux se chargeant progressivement en argiles, marqués à 10 m de la base par un pic très net dans l'outil gamma ray associé à une récurrence argileuse.
- Au-dessus figure un intervalle argileux de 5 m, qui passe à des dépôts de grès calcaires glauconieux à nombreuses récurrences plus marneuses (25 m), dans lesquels figurent plusieurs pics très marqués dans l'outil neutron, suggérant des bancs indurés. Cet intervalle s'achève par un banc induré de grès calcaire glauconieux.
- Au-dessus la sédimentation est plus marneuse (argiles et marnes plastiques glauconieuses, 25 m). Elle est marquée par une récurrence plus sableuse immédiatement sous l'apparition de la Craie.

D'après la succession lithologique connue dans la région, le calage suivant peut être effectué :

- La base conglomératique reposant sur le Jurassique peut être rapportée aux graviers de Jumelles.
- Les sables sus-jacents (25 m) limités au sommet par un banc de grès calcaire glauconieux évoquent les Sables de Cizay, eux-mêmes limités par un tel banc de grande extension latérale (équivalent du Hardground Jalais d'après Juignet, 1974). Le pic de gamma ray montrant une lithologie plus argileuse dans la partie inférieure de cet ensemble pourrait correspondre à l'unité Cizay 3.
- L'enrichissement en argile observé dans la partie supérieure de cet ensemble semble correspondre au passage avec les Marnes à Pycnodontes.
- Le retour d'une sédimentation sableuse à grès calcaire glauconieux est rapporté aux récurrences sableuses et bancs indurés signalés dans les Marnes à Pycnodontes. Leur épaisseur totale est ici de 30 mètres, largement supérieures aux épaisseurs mesurées plus à l'ouest.
- L'ensemble marneux situé au-dessus correspond aux Sables de Bousse, possiblement sous un faciès marneux proche de celui des Marnes de Doué. Le rapprochement avec les Sables de Bousse est attesté par la présence d'une récurrence sableuse directement sous l'apparition de la Craie, ce qui correspond à la position stratigraphique de cette formation.

2. Evolution observée à l'intérieur du Cénomaniens de l'Anjou. Découpage séquentiel sur le puits Ballan-Miré

Le Cénomaniens de l'Anjou débute par une sédimentation continentale à estuarienne (Argiles, Sables et Gravieres de Jumelles). Les conditions marines se mettent en place progressivement avec le dépôt des Sables et Argiles de Cizay. Elles s'installent nettement avec les Marnes à Pycnodontes. La présence de ces dernières directement sur le socle à Doué-la-Fontaine et Châteauneuf-sur-Sarthe (Louail, 1984), montre bien la tendance transgressive à grande échelle. Cette tendance est également observable dans l'interprétation stratigraphique de Louail (1984) (figure C.13). Les Sables de Bousse représentent une légère tendance

régressive, avant la transgression marquée par l'installation de la Craie sur toute la région, et l'arrêt de la sédimentation terrigène. A l'intérieur de la grande tendance transgressive entre la base du Cénomaniens et le sommet des Marnes à Pycnodontes, une évolution de plus grand ordre peut être mise en évidence :

- La description des unités Cizay 1 et 2 suggère des dépôts margino-littoraux, tandis que l'installation de marnes fines et calcaires argileux (Cizay 3) marque des conditions marines plus franches. Le retour de barres sableuses dans l'unité Cizay 4 pourrait montrer une faible tendance régressive. Ceci fait supposer une première tendance transgressive dans les dépôts cénomaniens jusqu'à l'unité Cizay 3. Le passage à l'unité Cizay 4 marque une nouvelle tendance régressive s'achevant au sommet de cette unité par le banc de grès calcaire. L'enrichissement en argiles au sommet de cette unité et le passage aux Marnes à Pycnodontes marquent une tendance transgressive.

Sur le puits Ballan-Miré, il est donc possible de distinguer les séquences suivantes :

- Une séquence (séquence A) marquée par une tendance transgressive débutant au niveau du contact avec le Jurassique et s'achevant au niveau de l'unité Cizay 2.
- Une séquence dont la FS peut être positionnée au niveau du banc de grès glauconieux marquant le toit des sables (unité Cizay 4). D'après les données de la littérature, nous avons proposé de positionner une grande tendance transgressive depuis ce banc jusqu'au sommet des Marnes à Pycnodontes. Cependant l'évolution observée dans le puits Ballan-Miré suggère l'existence d'une séquence supplémentaire.
 - La récurrence argileuse très marquée immédiatement au-dessus des Sables de Cizay suggère l'existence d'une MFS immédiatement à la base des Marnes à Pycnodontes. Au-dessus les récurrences sableuses et l'allure argilo-décroissante du gamma-ray suggèrent une tendance progradante jusqu'au sommet des Marnes à Pycnodontes. La MFS de cette séquence peut être positionnée au niveau de la récurrence argileuse marquant le passage avec les Sables de Bousse.
 - Deux séquences peuvent donc être individualisées, une première séquence (séquence B) dont la FS se situe dans les Sables de Cizay (unité Cizay 4) et la MFS à la base des Marnes à Pycnodontes, une deuxième séquence (séquence C) se développant essentiellement dans les Marnes à Pycnodontes, dont la FS peut être positionnée au sommet de ces marnes et la MFS se situe à la base des Sables de Bousse-Marnes de Doué.
- Une dernière séquence (séquence D) dont la tendance régressive est marquée par les Sables de Bousse et dont la FS est positionnée au niveau du maximum de sables. La MFS de cette séquence se situe dans la Craie.

Ce découpage séquentiel est reporté sur la figure C.14.

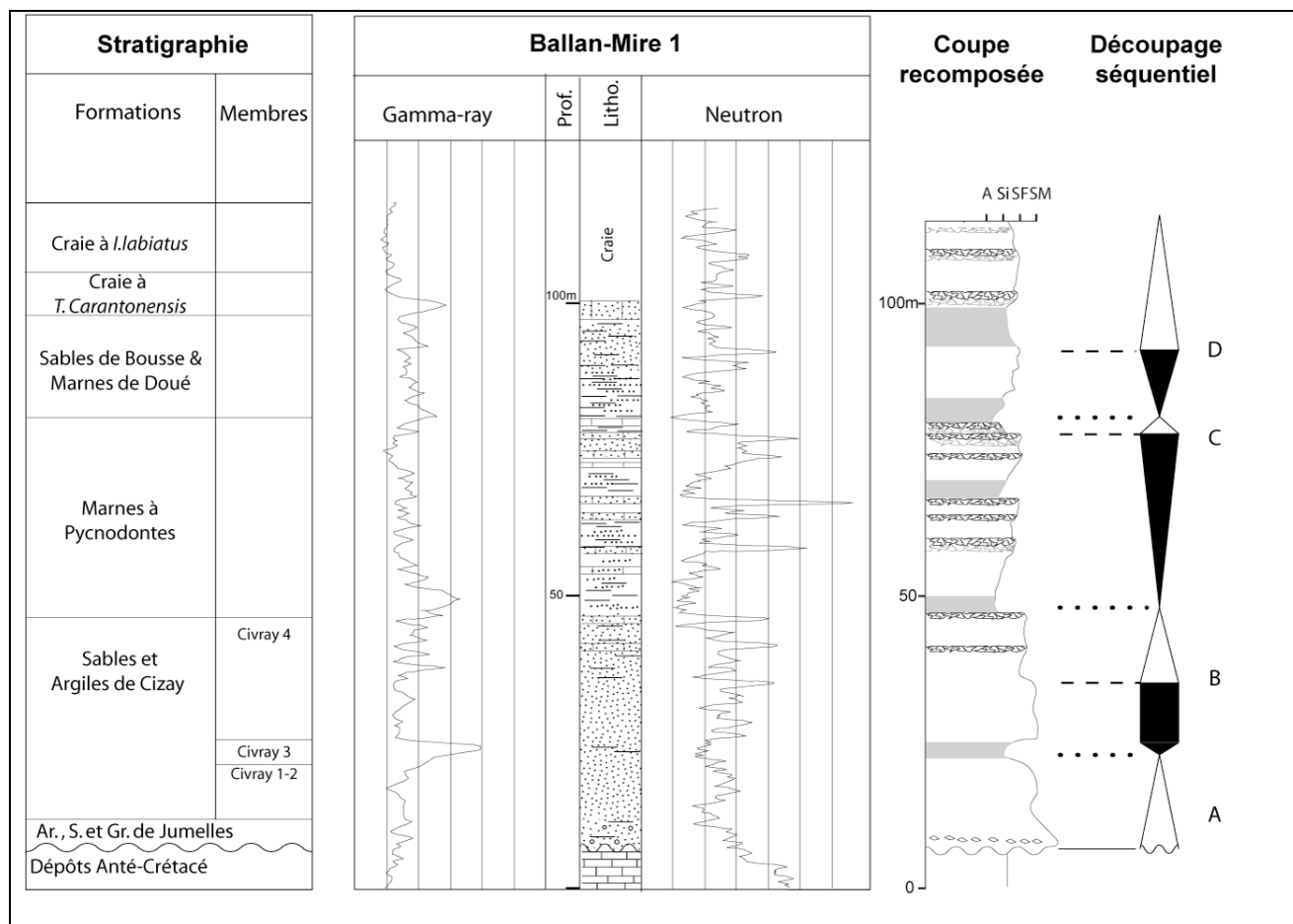


Figure C.14 : Calage des formations et du découpage séquentiel sur le puits Ballan-Miré 1.

Le découpage séquentiel est basé sur l'analyse des données de la littérature (Louail, 1984, et divers sources) et l'évolution observée dans le puits (voir le texte pour explications)

1.3.2. Description du transect et individualisation des séquences de dépôt

Le transect Ballan-Miré1-Héricy montre l'évolution des différentes séquences en direction du centre du Bassin de Paris. Nous ne présenterons ici que les trois premières séquences (figure C.15). La dernière séquence (D), s'achevant dans le Turonien, sera présentée dans le cadre de l'étude des dépôts turoniens et postérieurs (cf. C.II.2).

La première séquence (A), transgressive, passe latéralement dès le puits Amboise, à deux séquences bien individualisées dans la partie distale :

- une première séquence (1), se développant dans des dépôts à forte teneur argileuse alternant avec des faciès de craie marneuse, absente et probablement érodée à Ballan-Miré ;
- une seconde séquence (2), marquée par la présence de faciès sableux passant à des faciès crayeux en domaine distal, dont seule la tendance transgressive est préservée à Ballan-Miré.
- Les faciès marneux qui marquent le sommet de cette séquence (et sa MFS) sont corrélables sur l'ensemble du transect et passent en domaine distal à des craies très marneuses.

La seconde séquence (B) de Ballan-Miré est bien individualisée dans l'ensemble du transect. Elle se développe dans des faciès sableux dans la partie proximale du transect, où elle se dichotomise progressivement (se réamalgamant localement à La Ferté) et s'individualise nettement en deux séquences d'ordre supérieur en domaine distal. La FS de cette séquence, marquée par un banc glauconieux induré à Ballan-Miré, est particulièrement bien corrélable sur l'ensemble du transect, correspondant à un banc de grès calcaire induré en domaine proximal (d'après les données de cuttings) et à un hardground très développé en domaine plus distal.

La tendance transgressive de la séquence B est bien marquée dans la partie proximale, de Ballan-Miré à Villefranche-sur-Cher, mais devient difficilement corrélable en domaine distal où elle est peu prononcée, à

l'intérieur d'une grande tendance transgressive. Elle correspond cependant partout à une phase de recul rapide et importante du profil de dépôt.

- La tendance progradante de la séquence C n'est préservée que dans le domaine proximal. Bien marquée à Ballan-Miré et Amboise, elle est corrélable jusqu'à Marcilly-en-Villette, mais pas dans les puits plus distaux, où seule une tendance transgressive est enregistrée. A l'inverse, la tendance transgressive de cette séquence, et particulièrement sa MFS, sont bien exprimées sur tout le transect. Ceci nous amène à considérer que la séquence C est une séquence d'ordre supérieur, et à ne prendre en compte qu'une séquence numérotée ici 3, dont la FS se situe dans les Sables de Cizay et la MFS à la base des Sables de Bousse (figure C.14 et C.15).

L'évolution géométrique en domaine distal nous amène à reconsidérer le découpage effectué à Ballan-Miré, et à redéfinir un découpage en domaine distal (figure C.16).

On peut donc individualiser trois séquences principales au sein de l'intervalle Cénomaniens inférieur-Cénomaniens supérieur, les deux premières s'amalgamant en une seule séquence dans le puits Ballan-Miré.

Etant donnée la rareté des données biostratigraphiques dans la zone proximale, la datation de ces séquences sera réalisée en domaine plus distal, grâce à la corrélation avec le puits Fontaine-Raoul.

1.3.3. Datation des séquences par corrélation avec le puits Fontaine-Raoul

Nous avons corrélé le puits Fontaine-Raoul avec le puits Villebourgeon, celui-ci étant le plus proche parmi les puits du transect Ballan-Miré-Héricy. La forte ressemblance des mesures diagraphiques minimise les possibilités d'erreur (figure C.16).

Les séquences identifiées à Fontaine-Raoul sont toutes retrouvées au niveau du puits Villebourgeon. Le calage-temps peut être réalisé de la façon suivante (cf. 1.1.3.):

Séquence 1

La première séquence du transect Ballan-Miré 1-Héricy (absente dans Ballan-Miré 1) est la première séquence du puits Fontaine-Raoul, à cheval sur l'Albien et le Cénomaniens. La FS se situe au niveau de la limite Albien-Cénomaniens. La MFS peut être rapportée à la zone à Mantelli, sous-zone à Saxbii .

Séquence 2

La FS est approximativement datée, faute de données dans la zone stratotypique, du début du Cénomaniens moyen (zone à Inerme, lacunaire).

La MFS de cette séquence est rapportée à la zone à Rhotomagense (sous-zone à Costatus, cf. partie 1.1.3).

Séquence 3

La troisième séquence est caractérisée par une dichotomie dans la partie distale du transect Ballan-Miré-Héricy. Celle-ci est faiblement observable (mais soupçonnée) à Fontaine-Raoul mais bien visible dans les puits Marchenoir 1 et 2. Cette dichotomie sera interprétée plus loin (1.3.4) comme marquant une régression forcée. À partir du calage réalisé à Fontaine-Raoul, nous pouvons attribuer à la FS de cette séquence, un âge situé autour de la limite entre les zones à Rhotomagense et à Jukesbrownei, voire dans la partie inférieure de la zone à Jukesbrownei (cf partie 1.1.3).

La MFS de cette séquence, située à l'intérieur des marnes, se positionne à l'intérieur de la zone à Naviculare.

1.3.4. Variations latérales de faciès et d'épaisseur le long du transect Ballan-miré 1-Héricy (figure C.15)

Nous utiliserons ici les séquences datées à Villebourgeon.

Séquence 1

La première séquence est constante de Amboise à Héricy en termes d'épaisseurs et de faciès. On observera cependant un léger amincissement au niveau de la faille de Sennely. Les faciès de cette séquence sont constants.

La phase régressive est partout marquée par le passage vertical des faciès argileux (glauconite à *O. vesiculosa* par corrélation avec Fontaine-Raoul) à des faciès de craie argileuse.

La phase transgressive est marquée par le retour à des faciès marneux.

Ces faciès n'ayant pu être observés sur le terrain, il nous est difficile de leur attribuer une interprétation précise en termes de milieux de dépôt.

Cette séquence n'est pas préservée dans le puits Ballan-Miré 1.

Séquence 2

La phase progradante de la séquence 2 est peu préservée dans la partie proximale du transect, où seule la tendance transgressive s'exprime dans des faciès fluviatiles à Ballan-Miré 1 et dans des faciès de barre sableuse littorale dans les puits légèrement plus distaux (Amboise et Céré-la-Ronde 6). Entre Céré-la-Ronde 7 et Contres s'expriment des faciès de front de delta. La disparition de la phase progradante, associée à la réapparition de faciès de barres sableuses à Villefranche-sur-Cher située plus au sud, suggère des conditions margino-littorales dans cette zone. En direction du nord-est, la phase progradante s'exprime à nouveau dans des faciès de front de delta, passant latéralement à des faciès prodeltaïques surmontés de faciès de front de delta. Elle est marquée par un épaissement entre Villefranche-sur-Cher et Villebourgeon marquant la tendance progradante, puis s'amincit légèrement à Marcilly-en-Villette et reste globalement isopaque après le passage de la faille de Sennely.

Entre Villebourgeon et Marcilly-en-Villette s'effectue la fin de l'avancée des faciès terrigènes, et le passage à des sédiments crayeux. Cela s'effectue de la façon suivante :

- Les faciès prodeltaïques passent à des faciès crayeux d'offshore supérieur médian (Marcilly-en-Villette) puis distal (Les Bordes-Sully).
- Les faciès de front de delta passent à des faciès d'offshore supérieur proximal d'abord fortement argileux (Marcilly-en-Villette) puis plus proches des faciès rencontrés (Egry) en Normandie et dans le centre du Bassin de Paris. Cette argilosité inhabituelle pour des faciès proximaux de la Craie tient probablement à la proximité de l'apport terrigène.
- Deux séquences d'ordre supérieur, non individualisées dans les faciès terrigènes, se différencient dans les faciès crayeux. Deux intervalles de faciès proximaux progradants y sont séparés par des faciès d'offshore supérieur médian, suggérant deux séquences d'ordre supérieur. La seconde de ces séquences est marquée par le maximum d'avancée des faciès proximaux et correspond à la FS de la séquence de la séquence 2. Cette géométrie fait soupçonner l'existence d'une régression forcée. Les deux séquences mineures pourraient également correspondre aux deux séquences identifiées dans le stratotype par Robaszynski *et al.* (1998), dans les dépôts d'âge équivalent (passage des Sables du Maine à la Craie de Théligny, cf. partie 1.1.2).

La phase transgressive est préservée tout le long du transect. Elle est marquée par des dépôts argileux (prodelta argileux) dans la partie proximale (de Ballan-Miré 1 à Villebourgeon), passant à des faciès de craie distale à partir de Marcilly-en-Villette.

Séquence 3

La phase progradante de la séquence 3 montre une évolution en termes de faciès très comparable à celle de la séquence 2. On notera toutefois la dichotomie importante de cette séquence, s'individualisant en deux séquences d'ordre supérieur dans la partie distale. Ces dernières sont séparées en domaine proximal par des marnes prodeltaïques passant en domaine distal à des craies d'offshore supérieur distal. Ces deux séquences montrent des passages latéraux de faciès identiques. La seconde séquence d'ordre supérieur montre la progradation la plus importante, dans des faciès de craie d'offshore supérieur proximal. Elle correspond donc à la FS de la séquence 3. Cette superposition de deux prismes progradants séparés par une

distalisation brève est interprétée comme une régression forcée. La FS est marquée par un faciès induré (cf. supra) en domaine proximal, passant en domaine distal à un hardground très développé.

La phase transgressive est marquée par un recul très rapide du profil de dépôt. Elle est principalement marquée dans le domaine proximal par la mise en place de faciès prodelta sablo-argileux. Cette tendance est marquée par une augmentation d'épaisseur très importante dans le domaine proximal. Cet épaissement peut être en grande partie attribué au partitionnement volumétrique. Cependant une subsidence accrue dans cette zone ne peut être écartée.

Ce recul du profil de dépôt est suivi en domaine proximal par une tendance aggrado-rétrogradante qui correspond à la séquence d'ordre supérieur (C) mise en évidence à Ballan-Miré, et s'achève par la mise en place de dépôts marneux plus distaux (prodelta argileux) correspondant à la base des Sables de Bousse. En domaine distal, seule une tendance transgressive s'exprime clairement. La tendance régressive de la séquence d'ordre supérieur s'exprime peu mais pourrait correspondre à la dernière occurrence de faciès d'offshore supérieur médian à Marcilly-en-Villette.

La MFS est marquée par l'installation d'une sédimentation marneuse sur tout le profil, les marnes de la zone proximale correspondant en domaine distal à la mise en place des Plenus Marls. Les deux faciès ne peuvent être clairement différenciés d'après les données diagraphiques.

Hierarchie des séquences (FS et MFS majeures)

Le positionnement de la MFS majeure est relativement aisé, la MFS de la séquence 3 correspondant au maximum de recul des dépôts.

La FS majeure correspond en domaine distal à la FS de la séquence 2, qui montre le maximum de progradation. En domaine proximal, la FS majeure correspond à une limite d'érosion en base des premiers dépôts cénomaniens.

1.4. Conclusions sur l'étude du Cénomaniens du Sud-Ouest du Bassin de Paris

On observe donc à l'intérieur des dépôts cénomaniens :

Une faible influence de la tectonique dans la partie centrale du bassin, néanmoins possiblement à l'origine de l'amincissement de la séquence 1 au niveau de la faille de Sennely.

Dans la partie la plus proximale du bassin, on observe un onlap des séquences 1 et 2 sur le puits Ballan-Miré qui correspondait alors à une zone haute. Le gradient paléobathymétrique entre ce puits et la partie intermédiaire du transect où se sont déposés des faciès relativement distaux était donc alors relativement élevé. Cette zone est pendant tout le Crétacé inférieur, affectée par une surrection importante en relation avec l'ouverture du Golfe de Gascogne (Guillocheau *et al.*, 2000). L'absence de dépôts au Crétacé inférieur, l'onlap des dépôts cénomaniens moyens et le fort gradient paléobathymétrique observé suggèrent que cette surrection continue lors du Cénomaniens inférieur.

A l'inverse, à l'intérieur de la séquence 3, on observe les mêmes faciès au niveau de la MFS d'ordre inférieur de Villebourgeon à Ballan-Miré, montrant un gradient paléobathymétrique très faible. Ceci est associé à un épaissement important dans la zone la plus proximale qui correspond à l'expression très marquée d'une séquence d'ordre supérieur. Celle-ci se pince très rapidement en direction du domaine distal. On observe entre Ballan-Miré 1 et Céré-la-Ronde, un angle important entre la FS de la séquence 3 et la MFS de la même séquence, la MFS de la séquence d'ordre supérieur (C) montrant un angle intermédiaire. Associé au faible gradient paléobathymétrique, ceci suggère une subsidence accrue en domaine proximal. Elle est bien visible entre Ballan-Miré et Céré-la-Ronde mais il est possible d'envisager une subsidence de plus grande longueur d'onde, visible entre Ballan-Miré et Villebourgeon, puits où débute l'inflexion vers l'ouest des lignes-temps de la séquence 3. Cette subsidence débiterait aux alentours de la fin du Cénomaniens moyen (au niveau de FS de la séquence 3, situé environ à la limite Rhotomagense-Jukesbrownei). Ceci contraste avec le régime en surrection de cette région durant le Cénomaniens inférieur et suggère une fin de la surrection de cette zone, suivie par un régime en subsidence.

Trois séquences d'ordre comparable sont mises en évidence :

- Les deux premières sont marquées par un onlap progressif en domaine proximal. La MFS de la deuxième séquence (MFS à Rhotomagense) correspond à l'installation de conditions marines dans toute la zone étudiée.
- La troisième séquence est complexe. Sa phase progradante est marquée par une régression forcée autour de la limite entre les zones à Rhotomagense et à Jukesbrownei. Sa phase transgressive est marquée par un premier recul très important du milieu de dépôt, et suivie par une tendance aggrado-rétrogradante, correspondant en domaine proximal à une séquence d'ordre supérieur (C) (en domaine proximal). La hiérarchie de la séquence C par rapport aux autres sera rediscutée dans la synthèse du découpage séquentiel à l'échelle du Bassin de Paris. La MFS de la séquence 3 correspond à une phase d'inondation majeure. Elle est marquée par un recul important des faciès terrigènes et l'installation en domaine distal de faciès argileux anoxiques, les Plenus Marls.
- La tendance générale de l'intervalle Cénomaniens inférieur-supérieur est une tendance transgressive marquée par l'installation progressive de conditions marines dans la zone sud-ouest.
- Le passage latéral de faciès terrigènes à des faciès crayeux s'effectue approximativement au niveau d'une même ligne paléogéographique. De façon systématique, on observe les passages latéraux de faciès suivants :
 - les faciès de front de delta passent aux faciès crayeux d'offshore supérieur proximal de la Craie ;
 - les faciès de prodelta sablo-argileux passent aux faciès crayeux d'offshore supérieur médian de la Craie ;
 - les faciès de prodelta argilo-sableux passent aux faciès crayeux d'offshore supérieur distal de la Craie.

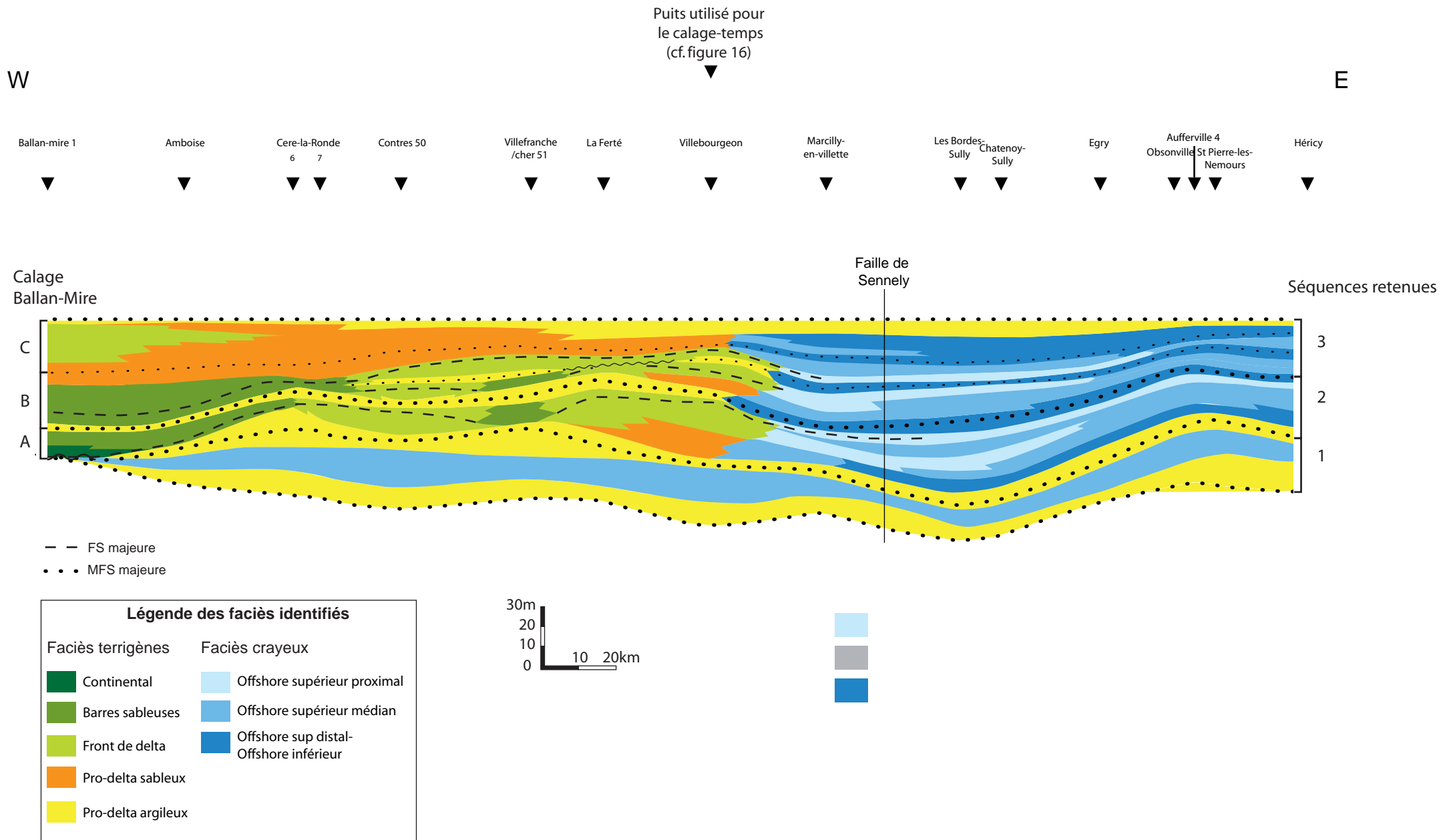


Figure C.15: Transect Ballan-Miré- Héricy.

Figurent le découpage séquentiel retenu à l'issue de l'étude du transect et le découpage initial sur le puits Ballan-Miré

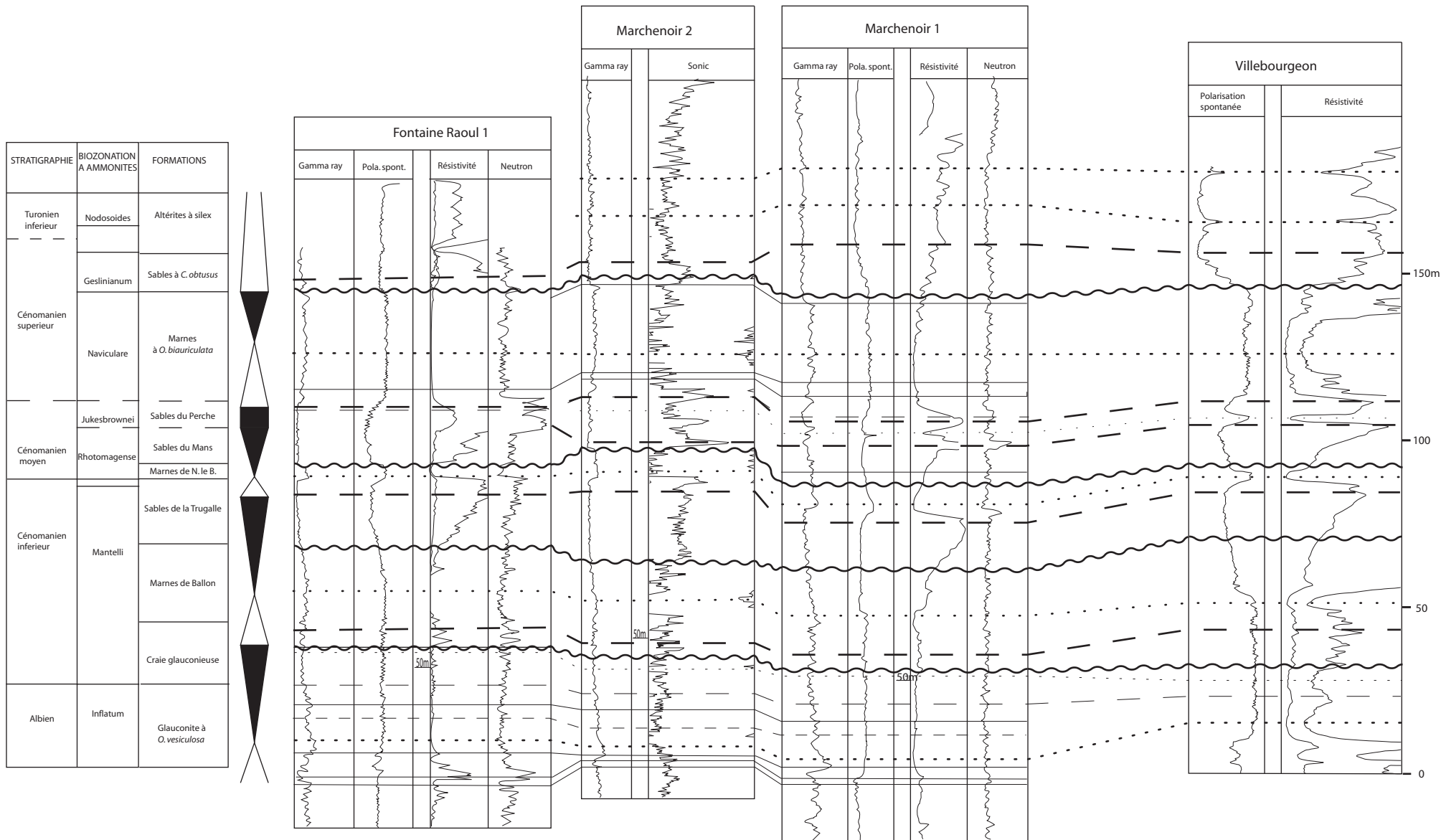


Figure C.16: Corrélations des puits Fontaine-Raoul et Villebourgeon
 Calage des séquences sur le transect Ballan-Mire- Héricy.

2. Dépôts post-cénomaniens de Touraine

Au total, 18 coupes ont été levées dans une zone comprise entre Angers, Selles-sur-Cher et Vendôme (figure C.17). Six coupes principales (Cour d'Avort, Saumur-Parnay, Ballan-Miré-Langeais, Montlouis-Loire-Amboise, Montrichard et Vendôme) sont ici présentées. Deux d'entre elles (Langeais-Ballan-Miré et Montlouis-Amboise) sont créées à partir de coupes composites (Cuzé-Langeais pour la première, Amboise-Lussault et Montlouis pour la seconde) et sont assemblées et complétées grâce à des données de subsurface situées à proximité, respectivement Ballanmiré¹ et Amboise. L'ensemble de ces coupes permet de construire un transect de corrélations depuis Saumur jusqu'à la vallée du Cher (transect Saumur-Montrichard). Le recalage de ces coupes sur un transect Ballan-Miré-Egry a permis de reconstituer les géométries du Turonien depuis la Touraine jusqu'au centre du Bassin de Paris.

Les dépôts postérieurs n'ont pu être levés que dans une coupe en Touraine (Langeais) et à proximité de Vendôme. Ils ne sont représentés dans les données de subsurface qu'à partir d'une zone relativement distale (puits Villebourgeon). Pour l'intervalle post-turonien, nous ne présenterons donc qu'un découpage sur une verticale. Plusieurs coupes ont été levées aux environs de Vendôme, depuis la limite Cénomaniens-Turonien jusqu'au Campanien. Cependant ces coupes n'ont pu être assemblées, faute de forage diagraphié à proximité. Elles serviront ponctuellement pour la paléogéographie (cf. chapitre D).

L'ensemble des données de terrain et de puits utilisées sont positionnées sur la figure C. 17

2.1. Lithostratigraphie

Cette zone est affectée par des variations latérales de faciès importantes qui justifient le recours à deux lithostratigraphies différentes pour le Saumurois et les environs de Tours.

2.1.1. Saumurois

Dans le Saumurois, une division tripartite est couramment appliquée au Turonien. Au-dessus de la Craie Glauconieuse à *T. carentonensis* (Cénomaniens supérieur), sont classiquement adoptés à la suite de Grossouvre (1899, 1900) :

- une craie marneuse à *Inoceramus labiatus* (partie inférieure du Turonien) ;
- un tuffeau jaune, appelé Tuffeau de Saumur par Grossouvre (1900) (partie moyenne du Turonien et début du Turonien supérieur) ;
- des «sables glauconieux carbonatés » (partie supérieure du Turonien) ;
- des sables sénoniens qui représentent les dépôts postérieurs

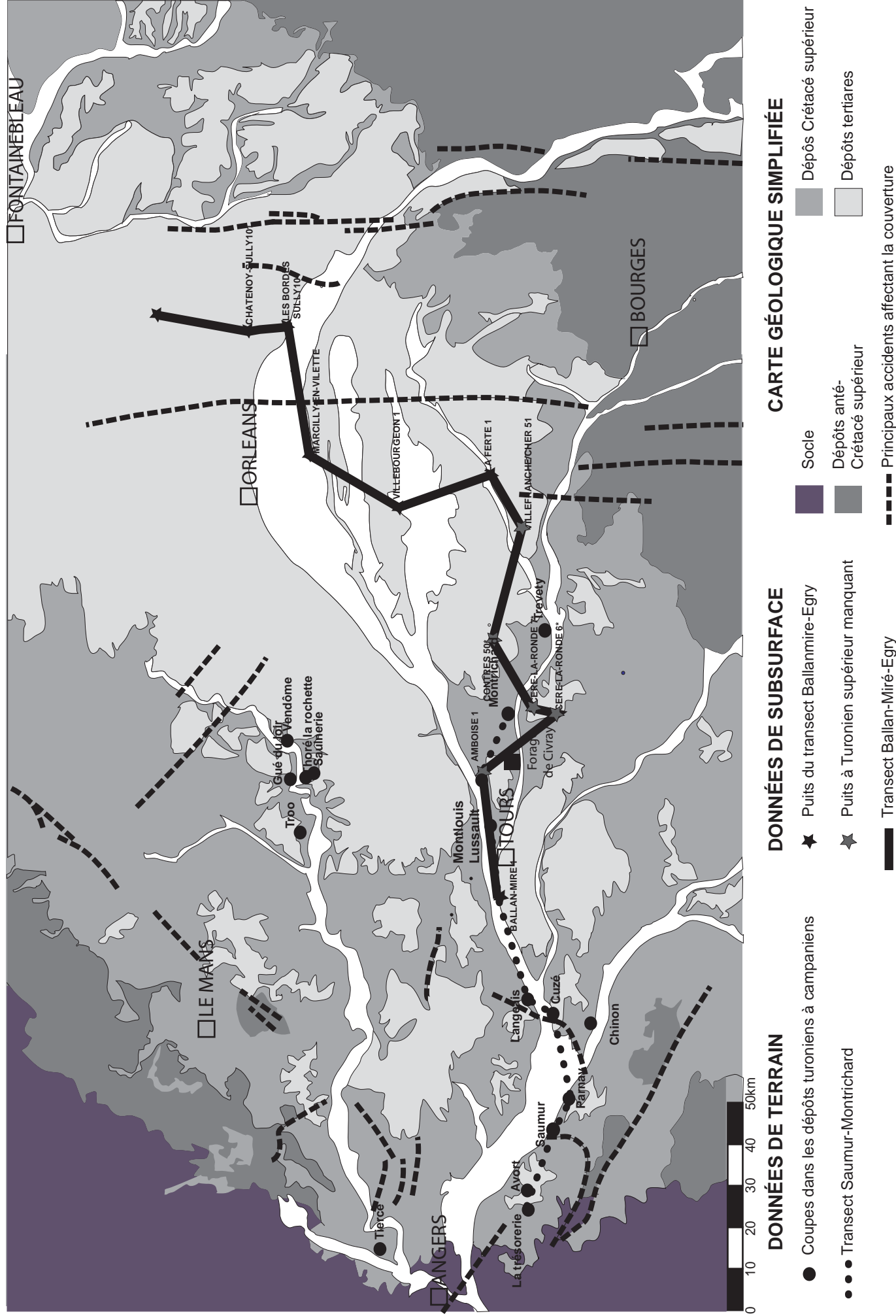
Ces divisions ont valeur de formations (Alcaydé *et al.*, 1970).

Robaszynski *et al.* (1982), et Amédéo *et al.* (2003) ont différencié à l'intérieur de ces formations, plusieurs unités stratigraphiques (figure C.18): deux pour la Craie Marneuse (incluant la Craie à *T. carentonensis*, la formation entière étant dénommée Formation des Hardilliers par Amédéo *et al.*, 2003), trois pour le Tuffeau de Saumur.

2.1.2. Touraine et région de Vendôme

A l'est de Chinon, le Turonien est également différencié en trois formations (Robaszynski *et al.*, 1982) :

- la Craie à Inocérames (couramment rapportée au Turonien inférieur), craie marneuse avec ou sans silex ;
- le Tuffeau de Bourré (couramment rapporté à la partie moyenne du Turonien, zone à *C. woolgari*), décrit comme un tuffeau gris micacé à cherts abondants ;
- le Tuffeau Jaune de Touraine (couramment rapporté à la zone à *R. deverianum*). C'est une craie bioclastique contenant des sables quartzeux en quantité variable et de nombreux hardgrounds.



Les dépôts sénoniens sont couramment différenciés en deux formations principales :

- La Craie de Villedieu, craie verdâtre, bioclastique, riche en glauconie, à nombreux niveaux indurés avec quelques niveaux de silex. Elle débute par des hardgrounds très développés qui sont identifiés sur les différentes cartes géologiques de Langeais à Blois et à Saint-Calais. Elle est couramment attribuée à l'intervalle Coniacien-Santonien. Elle est divisée en trois membres principaux par Jarvis *et al.* (1982) :
 - le Calcaire Dur de la Ribochère (formé de deux hardgrounds), qui correspond au Calcaire de Changey de Manivit *et al.* (1975) ;
 - les Marnes Glauconieuses du Château « Fines calcarénites marneuses à Bryozoaires » ;
 - les Calcarénites à Bryozoaires de la Bouchardière, « Sables à bryozoaires riches en niveaux siliceux ».
- La Craie de Blois, craie plus blanche, moins bioclastique, caractérisée par une forte abondance en silex. Elle est rapportée au Santonien-Campanien.

FORMATIONS	MEMBRES	CARACTÉRISTIQUES LITHOLOGIQUES	BIOZONES D'AMMONITES	ÉTAGES	
Sables sénoniens	H	Sables grossiers blancs	Pas de récolte	S	CONIACIEN
	G	Sables glauconieux grossiers			
Sables de St-Hilaire	F	Sables calcaires, glauconieux, fins			
Tuffeau de Saumur	E	Calcarénites à nodules siliceux	<i>Romaniceras kallesi</i>	MOYEN	TURONIEN
	D	Calcarénites plus ou moins indurées	<i>Kamerunoceras turoniense</i>		
	C	Calcarénites homogènes			
Formation des Hardilliers	B	Calcarénites et bancs marneux	<i>Mammites nodosoides</i>	INF.	
	A2	Calcarénites très glauconieuses			
Couche d'argile	A1	Calcarénites sableuses Couche d'argile	<i>M. geslinianum</i>		CÉNOM.

Figure C.18 : Tableau stratigraphique du Saumurois d'après Amédro *et al.*, (2003) ; Robaszynski *et al.*, (1982).

2.2. Stratigraphie événementielle

Aucun des niveaux repères identifiés dans le centre du Bassin de Paris n'est retrouvé en Touraine. A l'échelle du Saumurois, un hardground (appelé Liron dans la région, ou Saint-Cyr-en-Bourg Fossil Bed par Hancock *et al.*, 1977), caractérisé par des *Rhyncostreon Suborbiculatum*, (ex. *Exogyra Columba*) très abondants, a été utilisé comme niveau repère pour les corrélations (Robaszynski *et al.*, 1982 ; Amédro *et al.*, 2003). Sa corrélabilité dans le Saumurois a été montrée par Amédro *et al.* (1988).

2.3. Biostratigraphie

2.3.1. Saumurois

Les données biostratigraphiques, notamment sur les ammonites, sont relativement abondantes dans la région (Hancock *et al.*, 1977 ; Robaszynski *et al.*, 1982 ; Kennedy *et al.*, 1984 ; Amédro *et al.*, 1988). Les récoltes sont cependant faites dans de multiples petites coupes dans le Saumurois. La coupe de Saumur, utilisée comme coupe de référence pour cet intervalle, n'a à l'inverse livré que peu de fossiles présentant une valeur chronostratigraphique.

Nous suivrons ici Amédéo *et al.* (2003) et Robaszynski *et al.* (1982) pour le recalage des différentes zones sur la coupe de Saumur (figure C. 19).

- Les zones à *Nodosoïdes* et à *Woolgari* sont relativement bien documentées dans la région. L'abondance des faunes d'ammonites de la zone à *Woolgari* permet par ailleurs d'identifier les deux premières sous-zones à ammonites, les sous-zones d'assemblages à Turonienne et à *Kallesi*.
- Les dernières sous-zones de la zone à *Woolgari* (*R. ornatissimum* et *R. deverianum*) et la zone à *Neptuni* (Turonien supérieur) ne sont pas identifiées dans la région.

Il est possible de définir les limites suivantes :

- *Mammites nodosoïdes* semble restreinte à la Formation des Hardilliers et est retrouvée jusque dans sa partie supérieure (Robaszynski *et al.*, 1982).
- Le Tuffeau de Saumur appartient entièrement à la zone à *Woolgari*. La limite entre les assemblages des zones à *K. turonienne* et *R. kallesi* est située au niveau du Liron (Amédéo *et al.*, 2003).

Les données micropaléontologiques permettent de préciser :

- la limite entre la zone à *R. cushmani* et la zone à *W. archeocretacea* (Cénomaniens terminal) positionnée dans la Craie à *T. carentonensis* ;
- l'apparition de *Quadrum gartneri* (nannofossile calcaire marquant la limite Cénomaniens-Turonien) qui se situe à l'intérieur de la Formation des Hardilliers. La base de cette formation pourrait donc appartenir au Cénomaniens ;
- l'apparition d'*Eiffelithus eximus* (partie supérieure du Turonien moyen) qui est observée quelques mètres au-dessus du Liron. Cette apparition, proche temporellement de la sous-zone à *R. deverianum* (Ogg *et al.*, 2004), fait supposer que le sommet du Tuffeau de Saumur pourrait correspondre à cette sous-zone.

2.3.2. Touraine et région de Vendôme

1. Turonien

Le même problème de corrélation des coupes est retrouvé dans la région de Tours.

Le positionnement des ammonites est très imprécis, l'essentiel des faunes ayant été récolté à l'époque de l'exploitation du tuffeau dans des affleurements qui n'existent plus à présent.

On peut signaler toutefois :

- la présence de *R. ornatissimum*, espèce index (extension totale de la sous-zone du même nom dans la partie supérieure du Tuffeau de Bourré) ;
- la présence de *R. deverianum*, dont l'apparition marque le début de la sous-zone du même nom, dans la partie inférieure du Tuffeau Jaune de Touraine ;
- enfin la présence de *S. neptuni*, espèce index de la zone éponyme dans la partie supérieure du Tuffeau Jaune (Kennedy *et al.*, 1984).

Le forage de Civray-de-Touraine, carottage continu de l'ensemble du Turonien dans la vallée du Cher, a été utilisé comme coupe de référence par Robaszynski *et al.*, (1982) (cf. figure C. 17 pour positionnement). Sur ce forage, ont pu être identifiées les biozones de nannofossiles calcaires suivantes :

- la limite entre la zone à *Microrhabdus decoratus* et la zone à *Quadrum gartneri* (limite Cénomaniens-Turonien) ;
- la limite entre la zone à *Quadrum gartneri* et la zone à *Eiffelithus eximus* (partie supérieure du Turonien moyen).

Ce forage n'a pas été réétudié dans ces travaux, mais nous l'avons recalé par rapport aux données de subsurface disponibles en nous appuyant sur les coupes levées à proximité. Il est situé à mi-distance entre les forages Amboise et Céré-la-Ronde 7, qui montrent peu de variations de faciès et d'épaisseur dans l'intervalle Turonien inférieur-moyen, daté par Robaszynski *et al.* (1982). Ceci rend possible la corrélation avec le puits Civray et donc le positionnement de ces bioévénements sur le puits Amboise (figure C. 20).

2. Sénonien

La biostratigraphie de la Craie de Villedieu a été établie par Jarvis *et al.* (1982) dans la zone de référence de cette formation. Les coupes levées par ces auteurs ne sont plus accessibles actuellement. Cependant, la coupe du Gué-du-Loir, située à 25 km environ vers l'est, montre une très forte similitude avec les coupes de Jarvis *et al.* (1982), ce qui permet une corrélation quasi-banc par banc (figure C. 22), et ainsi un report de leur stratigraphie.

- A l'intérieur de la Craie de Villedieu, la limite Coniacien inférieur-moyen (limite *Micraster decipiens-Micraster coranginum* dans l'échelle de macrofossiles ; Rawson *et al.*, 1976) peut être située légèrement au-dessus du Calcaire Dur de la Ribochère, approximativement au niveau du Hardground à *Micraster turonensis* (figure C.23), espèce de transition entre *Micraster decipiens* et *Micraster coranginum* (Ernst, 1972). Ceci est supporté par les dernières occurrences de *M. decipiens* sous ce niveau, et la présence de l'inocérame *Volviceramus ex. gr. Involutus*, associé dans le centre du Bassin anglo-parisien, à la Craie à *M. coranginum*.
- La limite Coniacien-Santonien est positionnée approximativement à hauteur du « Pycnodonte level » sur la base de la présence d'*Inoceramus digitatus*, espèce figurant dans le Bassin anglo-parisien quelques mètres en dessous de la limite Coniacien-Santonien.
- Le membre de la Bouchardière est clairement d'âge santonien d'après la présence de l'ammonite *Placenticeras syrtale* (Santonien) et de l'inocérame *Cordiceramus ex. gr. deformis* caractéristique de l'intervalle Santonien moyen-base du Santonien supérieur (Mortimore *et al.*, 2001).

La Craie de Villedieu a reçu sensiblement les mêmes âges par Manivit *et al.* (1979). Les âges diffèrent cependant à l'intérieur de cette formation, Manivit *et al.* (1979) rapportant le Calcaire Dur de la Ribochère (leur Calcaire de Changey) à l'ensemble du Coniacien.

Pour les dépôts Santonien supérieur-Campanien, les coupes complètes ainsi que les données biostratigraphiques sont plus rares.

- Nous avons pu dater la partie supérieure de la Craie de Blois à proximité de Langeais. Elle présente un âge Santonien supérieur (datation ERADATA).
- Dans la région de Vendôme, plusieurs coupes datées de la limite Santonien-Campanien et du Campanien inférieur, signalées par Giot (1999), ont été levées. Elles constituent les seules coupes de cet intervalle.

2.4. Corrélation et découpage séquentiel

Le découpage séquentiel sera présenté en deux parties :

- La première partie correspond à l'étude de l'intervalle Turonien-Coniacien inférieur, pour laquelle plusieurs coupes et l'abondance de données diagraphiques permettent de dessiner la géométrie à grande échelle de la Touraine au centre du Bassin de Paris (transects Saumur-Montrichard à l'échelle de la Touraine et Ballan-Miré-Egry à l'échelle de l'ouest du Bassin de Paris). Nous nous focaliserons tout d'abord sur la coupe de Saumur, où la stratigraphie est la mieux établie pour l'intervalle Turonien inférieur à moyen. Les corrélations de la coupe d'Amboise avec le forage de Civray nous permettront d'affiner le calage biostratigraphique de cet intervalle.
- Pour les dépôts postérieurs (Coniacien-Campanien), nous proposerons un découpage séquentiel sur une verticale à partir des coupes de Langeais et des environs de Vendôme.

2.4.1. Intervalle Turonien-Coniacien inférieur

1. Découpage séquentiel 1D sur la coupe de Saumur

Cette coupe a été mise au jour à l'issue de travaux routiers réalisés en 1998. Sa base n'affleure plus actuellement mais avait été levée par Amédéo *et al.* (2003). Il est donc possible de reconstituer une coupe complète, comportant les épaisseurs réelles et habillée en faciès à partir du levé d'autres coupes (La Trésorerie). Cette coupe est complétée à son sommet par la coupe de Parnay. Ceci permet d'observer l'évolution sédimentaire de la base du Turonien jusqu'au Coniacien inférieur.

Cinq séquences de dépôts (figure C. 19) ont été identifiées dans cette zone. Les séquences sont ici désignées de A à E avant leur hiérarchisation.

Séquence A

Le contact avec le Turonien s'effectue par un banc induré (signalé par Amédro *et al.*, 2003) au-dessus duquel s'installe la craie. Ce banc pourrait correspondre à la FS de la séquence A (FS de la séquence 4 identifiée dans le Cénomanién). Au-dessus figurent des craies marneuses, qui à la Trésorerie où elles forment la base de la coupe, correspondent à des faciès T10 (équivalent TC4 de Normandie). La MFS est positionnée à l'intérieur de ces faciès.

Séquence B

A la Trésorerie, une tendance progradante est marquée par le passage progressif à des faciès T6 qui marquent la FS. Seul le sommet de la tendance transgressive a pu être levé à Saumur, où la MFS est située dans des faciès T11.

Séquence C

La partie inférieure de cette séquence semble s'inscrire dans une grande tendance progradante, avec toutefois une intercalation de faciès distaux qui peut faire soupçonner l'existence de deux séquences d'ordre supérieur. Nous appliquerons ici la même méthodologie que précédemment, en distinguant ces deux séquences dans un premier temps puis en discutant de leur regroupement (ou non) à partir des données géométriques issues de la corrélation.

Séquence C1

- La tendance régressive s'exprime par le passage brusque à des faciès T8 à hardground sommital très développé, érosif en base. Ce hardground correspond au Liron de Amédro *et al.* (2003) et de Robaszynski *et al.* (1982). La FS est positionnée au niveau de ce hardground. Des faciès T9 s'installent au-dessus, marquant la phase transgressive. La MFS de la séquence C1 est positionnée à l'intérieur de ces faciès.

Séquence C2

- La phase régressive de cette séquence s'achève dans des faciès T6 qui constituent la FS. Au-dessus se mettent en place des faciès T9 s'empilant de façon monotone sur plusieurs mètres. La MFS est située à l'intérieur de ces faciès.

Séquence D

La phase régressive de la séquence est marquée par une transition très brutale vers des faciès T3 de shoreface. Cette transition est associée à un retour de la fraction terrigène grossière sous forme de sables quartzeux fins à moyens, les craies précédentes ne comportant que des micas. La granulométrie de ces éléments augmente vers le sommet de la coupe. La phase transgressive est marquée par un retour à des faciès d'offshore supérieur proximal (T5-6) très bioturbés.

Séquence E

Seule la phase progradante de cette séquence est préservée. Elle s'exprime par le retour à des faciès grossiers, sableux, et à mégarides en direction de l'est, interprétés d'après les rares observations effectuables comme des faciès tidaux.

CENO.		TURONIEN		CONIACIEN		ÉTAGES
Sup.	Inf.	Moyen	Supérieur			SOUS-ÉTAGES
FORM. DES HARDILLIERS		TUFFEAU DE SAUMUR	SABLES DE ST HILAIRE	SABLES SÉNONIENS		FORMATIONS
ZONES D'AMMONITES		ZONES D'AMMONITES		ZONES D'AMMONITES		AMMONITES
RÉPARTITION		RÉPARTITION		RÉPARTITION		RÉPARTITION
NANNOFOSSILES CALCAIRES		NANNOFOSSILES CALCAIRES		NANNOFOSSILES CALCAIRES		NANNOFOSSILES CALCAIRES
<i>M. Geslinianum</i>	<i>M. nodosoides</i>	<i>Kamerunoceras turoniense</i> (A-Z)	<i>omatissimum</i> (A-Z) (infered) <i>deverianum</i> (A-Z) (infered)			
<i>M. geslinianum</i>	<i>M. nodosoides</i>	<i>R. kalleisi</i>				
<i>M. decoratus</i>	<i>Quadrum Gartneri</i>	<i>E. Eximus</i>				
<i>R. cushmani</i>	<i>Q. gartneri</i>	<i>E. Eximus</i>				

Saumur-Parnay

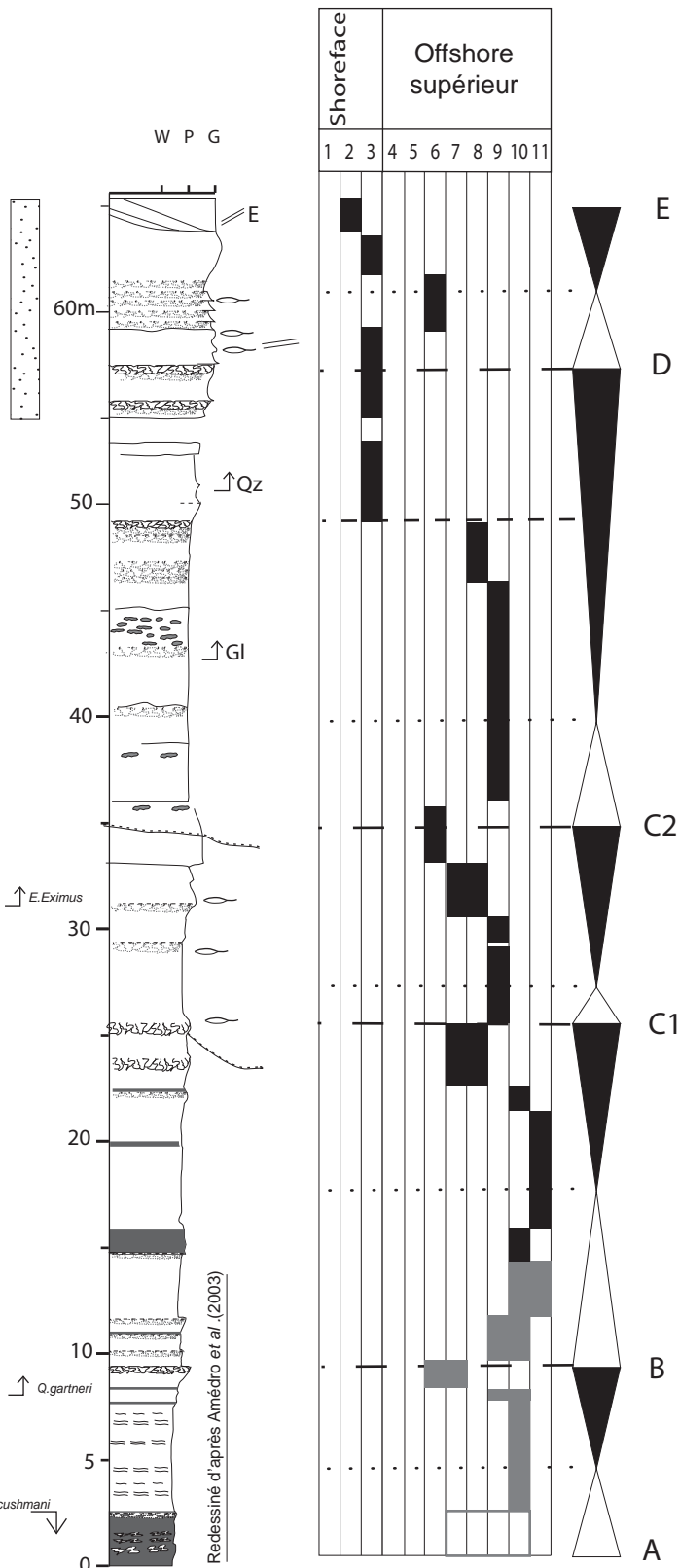


Figure C.19: Stratigraphie et découpage séquentiel de la Coupe Saumur-Parnay.

Stratigraphie d'après Robaszynski *et al.*, 1982, Amédéo *et al.*, 1998, et Amédéo *et al.*, 2003. Les points d'interrogations figurés à côté des répartitions de faunes signalent des répartitions recalées par corrélation à partir des données de la littérature. La base de la coupe est redessinée d'après Amédéo *et al.*, 2003

■ Faciès recalé par rapport au log de la Trésorerie □ Faciès pour lequel ne figure aucune information ▨ Faciès à dominance sableuse

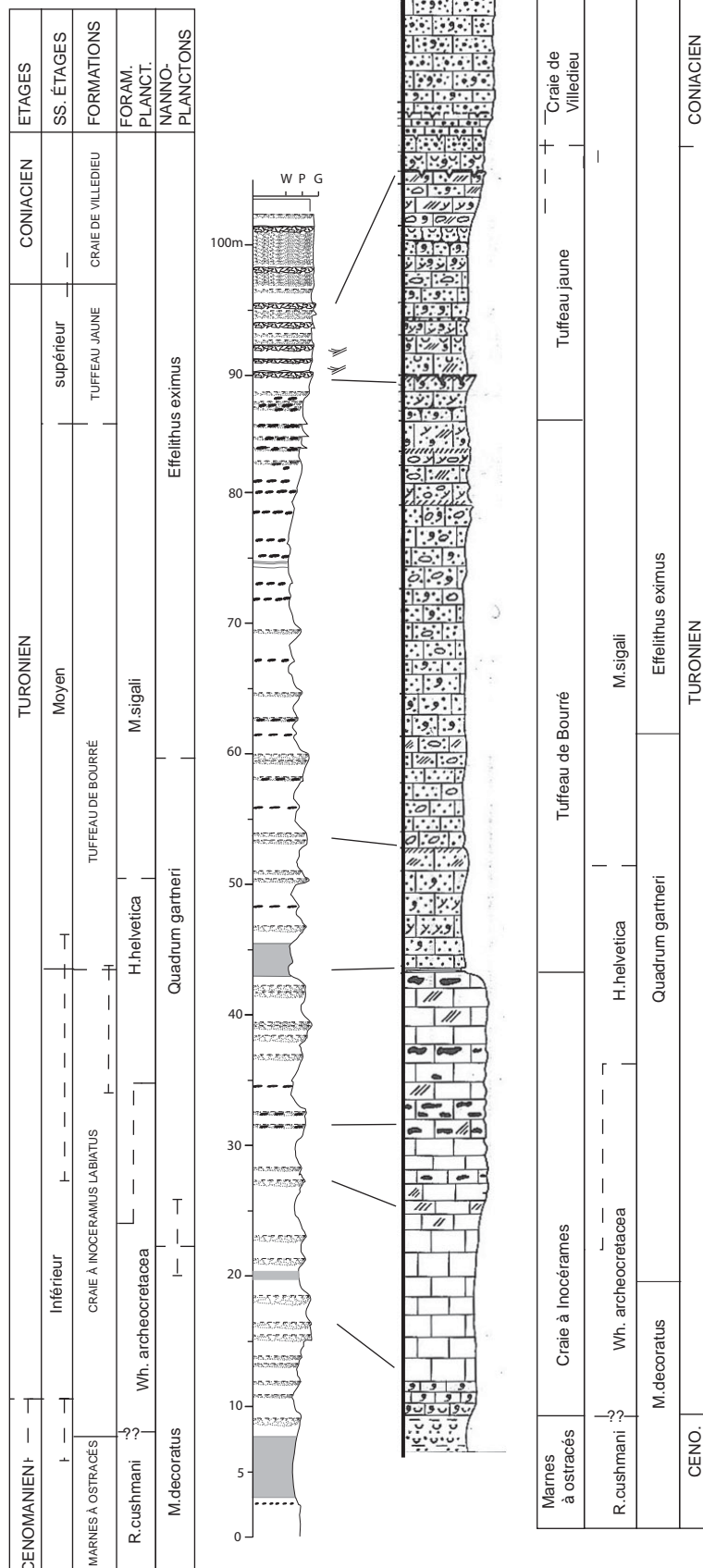


Figure C.20: Stratigraphie du puits Amboise d'après la corrélation avec le puits Civray (Robaszynski *et al.*, 1982). La coupe d'Amboise est reconstruite à partir des coupes Amboise et Montlouis-sur-Loire, ainsi que des mesures diagraphiques). On notera les faibles variations dans les parties inférieure et moyenne du Turonien permettant une corrélation et un report des bioévénements du forage de Civray sur les diagraphies. A l'inverse, la partie supérieure du Turonien montre un épaissement important

2. Datations de ces séquences

Les trois premières séquences sont relativement bien datées, ceci grâce aux récoltes d'ammonites et de microfossiles.

- La FS de la séquence A peut être positionnée approximativement à l'intérieur de la zone à Geslinianum, cette ammonite étant signalée en dessous du banc induré qui marque la limite basale de la Craie. La MFS appartient à la zone à Nodosoïdes, identifiée dans la Formation des Hardilliers (Robaszynski *et al.*, 1982).
- La FS de la séquence B est positionnée à proximité de la limite entre les zones à Nodosoïdes et à Woolgari, *Kamerunoceras turoniense* étant récoltée quelques mètres au-dessus de la FS (Robaszynski *et al.*, 1982). La MFS se situe à l'intérieur de la sous-zone à Turonienne.
- La FS de la séquence C1 correspond au Liron, qui marque la limite entre les sous-zones à *Kamerunoceras turoniense* et à *Romaniceras kallei* (Amédéo *et al.*, 1988). La limite supérieure de la sous-zone à Kallei n'est pas connue. La MFS de la séquence C peut être positionnée sous l'apparition de *Eiffelithus eximus*. Cette apparition est rapportée au sommet du Turonien moyen.

A l'inverse, les deux séquences supérieures sont très mal datées. Seuls des arguments de lithostratigraphie permettent une datation approximative.

- La FS de la séquence C2 se situe moyen à l'intérieur de la formation du Tuffeau de Saumur, au-dessus de l'apparition d'*E. eximus* localement rapportée au sommet du Turonien.
- La FS de la séquence D peut recevoir un âge Turonien supérieur d'après l'âge couramment admis de la limite entre les formations de Saint-Hilaire et de Saumur.
- De même, la FS de la séquence E correspond approximativement à la base des sables sénoniens.

3. Variations latérales de faciès et géométrie de l'intervalle Turonien-Coniacien basal à l'échelle de la Touraine (transect Saumur-Montrichard)

Deux coupes partielles (La Trésorerie et La Cour d'Avort) nous permettent de compléter les observations dans une zone plus proximale. La coupe de La Trésorerie a déjà été utilisée pour la reconstruction de la partie basale de la coupe de Saumur. La coupe de la Cour d'Avort sera détaillée dans la description des séquences C1, C2 et D.

L'ensemble des coupes du transect permet d'observer l'évolution des dépôts turoniens selon un profil proximal-distal (figure C. 21).

Séquence A

- Les faciès les plus proximaux de cette séquence ne sont identifiés que par les données diagraphiques, et le levé de la coupe de Trévety. Toutes les coupes débutent dans des faciès d'offshore supérieur proximal à médian, correspondant à la FS. La phase transgressive de la séquence correspond dans chacune des coupes étudiées à une transition plus ou moins brutale vers des faciès d'offshore supérieur distal (T11 à Amboise). Les variations latérales de faciès semblent relativement faibles d'après les données disponibles. La phase transgressive semble isopaque entre Langeais-Ballan-Miré et Montlouis-sur-Loire. Elle se pince en direction de Saumur. Rappelons toutefois que cette FS n'est positionnée à Saumur que d'après les données bibliographiques ; sa position est donc relativement imprécise.

Séquence B

- La phase régressive de cette séquence est isopaque entre Saumur et Langeais, et s'épaissit à Amboise. Elle est partout marquée par une transition relativement brutale depuis des faciès d'offshore supérieur distal jusqu'à des faciès d'offshore supérieur proximal à médian. Les faciès les plus proximaux de la Trésorerie (T5) passent à des faciès T8-T9 à Cuzé et dans le puits Ballan-Miré1.
- La phase transgressive est marquée, dans toutes les coupes, par la mise en place des faciès les plus distaux de l'intervalle Turonien (T11 à Saumur et Cuzé-Langeais, T11-12, très marneux, à Amboise-Montlouis). Cette transgression est marquée par un amincissement vers le domaine distal.

Séquence C1

- La phase régressive de cette séquence, marquée à Saumur par une transition brutale vers des faciès d'offshore supérieur proximal, reste prononcée en domaine distal. Cette phase progradante est marquée par un épaississement en domaine distal. Les faciès d'offshore supérieur proximal de Saumur passent à des faciès d'offshore supérieur médian à proximal à Ballan-Miré, médian à

Montlouis-Amboise. La phase transgressive de cette séquence est légèrement dilatée à Langeais-Ballan-Miré.

Séquence C2

- La phase régressive de la séquence C2 est marquée par un amincissement progressif entre Saumur et Amboise et se réépaissit légèrement à Montrichard. Les faciès proximaux de la FS (T6 à Saumur) passent à des faciès médians à partir de Ballan-Miré. La phase transgressive est bien marquée sur toutes les coupes, où elle correspond à une épaisseur relativement importante de faciès distaux (T10-11 à Langeais-Ballan-Miré, T11-12 à Montlouis-Amboise et Montrichard). Elle s'épaissit de Saumur à Amboise et se pince légèrement à Montrichard.

Evolution des séquences C1 et C2 en domaine proximal et regroupement de ces séquences

La séquence C1 et la phase régressive de la séquence C2 s'amalgament dans la coupe de la Cour d'Avort, la plus proximale de ce transect. Notre corrélation s'appuie principalement sur celle d'Amédéo *et al.*, (1988) qui ont montré la corrélation entre le hardground situé à 5 m dans la coupe de la Cour d'Avort, et le Liron, hardground qui constitue la FS de la séquence C à Saumur. Cette corrélation est renforcée par l'apparition de *R. kallei* au-dessus de ce hardground dans des niveaux équivalents à Gennes (Amédéo *et al.*, 1988), ce qui est couramment observé dans le Saumurois. Ce hardground forme la limite entre les sous-zones à Turoniense et à Kallei (Amédéo *et al.*, 1988). La MFS située au-dessus de ce hardground à la Cour d'Avort, est corrélée avec la MFS de la séquence C2, très marquée dans tout le transect. Cette observation et la faible individualisation des deux séquences à Amboise, suggèrent que les séquences C1 et C2 s'incluent dans une seule grande séquence C. La FS de la séquence C se situe au niveau de la FS de la séquence C2 à Saumur et à Ballan-Miré. À l'inverse, elle se situe au niveau de la séquence C1 à Amboise.

Séquence D

Cette séquence est la plus développée de ce transect. Elle est marquée par une transition de faciès très brutale (surface de non-conformité UN) et une forte progradation des faciès de shoreface. La phase progradante de cette séquence s'épaissit entre Saumur et Langeais-Ballan-Miré, s'amincit légèrement à Montlouis-Amboise, pour enfin se dilater de façon importante à Montrichard.

Dans la coupe la plus proximale de la Cour d'Avort, la phase régressive est marquée par la mise en place de faciès de crue, quasi immédiatement au-dessus de faciès d'offshore supérieur. Le contact avec la craie sous-jacente n'a pu être observé précisément. Dans les coupes les plus distales de Saumur, la surface de non-conformité est marquée par la mise en place de faciès de shoreface ou équivalent (tempêtes amalgamées T3 à Saumur) ou de faciès de barre tidale (Ballan-miré-Langeais), accompagnés d'une arrivée de matériel terrigène grossier (sables quartzeux, absents dans les intervalles sous-jacents). La surface de non-conformité reste bien visible à Montlouis-Amboise et Montrichard mais la transition devient plus progressive.

Les faciès les plus proximaux (shoreface ou équivalent) progradent jusqu'à Langeais-Ballan-Miré. A Montlouis-Amboise, on observe le passage à des faciès T4 (faciès tidal à tempêtes) proches du shoreface. A Montrichard, la FS est représentée par des faciès d'offshore supérieur proximal (T7).

La phase transgressive de cette séquence est à l'inverse peu enregistrée et ne dépasse pas 5 m d'épaisseur dans les différentes coupes observées. A la Cour d'Avort, elle pourrait correspondre à la mise en place des faciès de baie à storm over fans T2 au-dessus des faciès de crue. Néanmoins, la piètre qualité de l'affleurement ne nous permet pas d'observer précisément la transition entre ces deux faciès. Dans toutes les autres coupes, la phase transgressive correspond à la mise en place de faciès d'offshore supérieur proximal à tempêtes bien exprimées.

Séquence E

Cette séquence n'est préservée dans son intégralité qu'à Langeais. La phase progradante de cette séquence est partout marquée par le retour à des conditions proximales associées à une sédimentation riche en matériel terrigène. Cette séquence sera commentée plus loin.

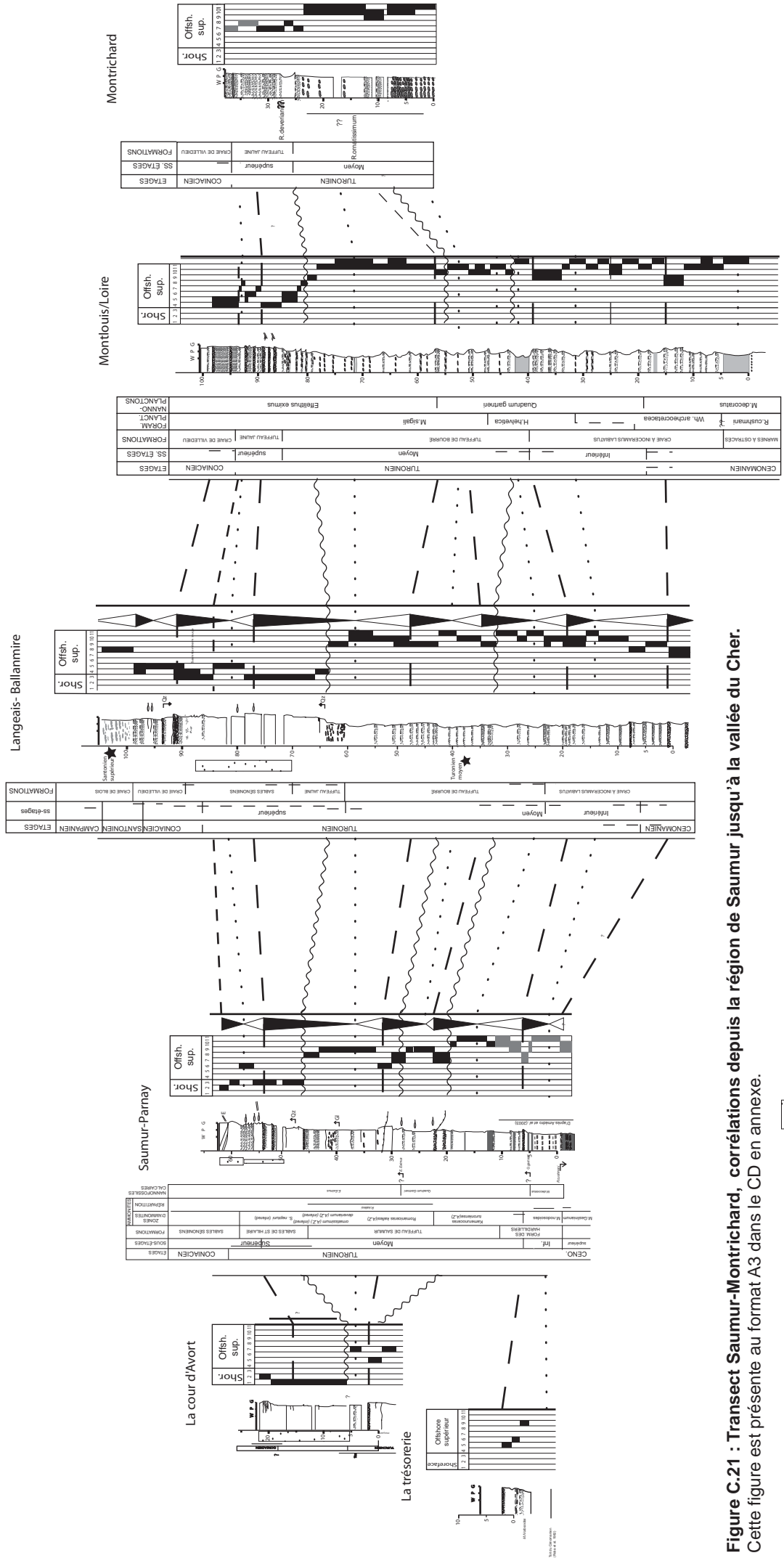


Figure C.21 : Transect Saumur-Montrichard, corrélations depuis la région de Saumur jusqu'à la vallée du Cher.
 Cette figure est présentée au format A3 dans le CD en annexe.

- FS majeure
- ~ Surface de non-conformité
- ... MFS majeure
- Faciès à dominance sableuse
- Faciès dont la détermination est incertaine

A l'issue de l'étude de ce transect, les points suivants peuvent être notés :

- Nous retiendrons ici cinq séquences principales du Cénomaniens supérieur au Coniacien. Les séquences C1 et C2 correspondent à une seule séquence d'ordre inférieur.
- Les corrélations permettent de préciser les âges de la FS C2 et de la surface de non-conformité. En effet *R. ornatissimum* est signalée dans la partie inférieure de la coupe de Montrichard. La FS de la séquence C2 a donc un âge proche de cette sous-zone. *R. deverianum* est signalée dans la partie inférieure du Tuffeau Jaune (donc légèrement au-dessus de la surface de non-conformité). Cette surface pourrait donc appartenir à cette sous-zone. Cependant l'absence de positionnement précis des faunes de cette sous-zone, et le fait que la sous-zone à *R. deverianum* et la zone à *S. neptuni* postérieure ne soient pas clairement différenciées dans la région rend difficile l'affection d'un âge précis à cette surface.
- En reprenant la numérotation à partir des séquences cénomaniennes, ces séquences seront dénommées respectivement : A=4 ; B=5 ; C=6 ; D=7 ; E=8. Ces numérotations seront utilisées pour la description du transect Ballan-Miré-Egry.
- La MFS majeure correspondant à l'installation des faciès les plus distaux dans tout le transect, est la MFS de la séquence 5. Elle est par ailleurs marquée par une rétrogradation importante du profil de dépôt.
- La séquence 7 correspond à un maximum de progradation du profil de dépôt, avec l'installation de faciès de shoreface (ou équivalents) jusqu'à Langeais-Ballan-Miré.

4. Evolution de la Touraine au centre du Bassin de Paris : le transect Ballan-Miré-Egry (figure C. 22)

Nous reprendrons ici le commentaire des transects diagraphiques à l'endroit où nous l'avons laissé dans l'étude des dépôts cénomaniens, au-dessus de la MFS de la séquence 3 du Cénomaniens, niveau équivalent à la base des Marnes de Doué.

Séquence 4

Cette séquence débute au-dessus d'une installation générale de faciès argileux correspondant aux faciès des Marnes de Doué en domaine proximal, et aux faciès des Marnes à Plenus en domaine distal.

La phase progradante de cette séquence est marquée par un léger épaississement qui s'exprime principalement à partir de La Ferté. Elle est enregistrée en domaine proximal par des faciès terrigènes dans lesquels s'effectue une augmentation de la fraction sableuse. Elle s'y achève dans des faciès prodeltaïques sableux.

Vers le domaine distal, on observe les évolutions suivantes :

- les faciès marneux sont constants à l'échelle du transect ;
- les faciès de la phase régressive passent à des faciès de prodelta argilo-sableux puis à des faciès de craie distale.
- les faciès les plus proximaux de Ballan-Miré passent à des faciès de Craie d'offshore supérieur proximal, passant eux-mêmes à des faciès d'offshore supérieur médian ;
- les faciès d'offshore supérieur proximal, avancent jusqu'à Villebourgeon ;
- les dépôts de la phase transgressive s'amincissent d'Ouest en Est, particulièrement au delà de Contres. Ils sont presque pincés entre Villefranche-sur-Cher et Marcilly-en-Villette. La phase transgressive à la mise en place de faciès distaux (offshore supérieur distal en proximal, offshore inférieur en distal) sur l'ensemble du transect. Elle est exprimée par une transition verticale brusque dans la partie distale, plus progressive en domaine proximal, à partir de Contres ;
- en domaine proximal elle est relativement complexe, l'évolution étant marquée par une transition vers les derniers faciès purement terrigènes (prodelta sablo-argileux) avant la mise en place de faciès crayeux d'offshore supérieur proximal.

Séquence 5

Cette séquence est globalement isopaque sur l'ensemble du transect, s'épaississant toutefois au niveau de Contres.

La phase progradante est très brusque dans le transect Saumur-Montrichard, à l'exception de La trésorerie où elle est enregistrée de façon plus progressive. C'est le cas ici où la phase progradante n'est enregistrée dans tout le transect, que par la mise en place de faciès proximaux, directement au dessus des faciès distaux. La progradation n'est quasiment pas préservée puisque les faciès proximaux enregistrent principalement une tendance rétrogradante. On notera que la FS est marquée par des faciès d'offshore

supérieur proximal à médian à Ballan-Miré et Amboise, mais par des faciès clairement proximaux depuis Céré-la-Ronde 7 jusqu'à Villebourgeon.

Les faciès proximaux progradent jusqu'à Chatenoy-Sully. Ils sont bien exprimés dans les puits Les Bordes-Sully et Chatenoy-Sully. Cependant, une signature plus distale est enregistrée dans le puits Marcilly-en-Villette plus proximal voire même dans le puit encore plus proximal d'Amboise. L'habillage en faciès et donc la limite de progradation proposée ici est donc marquée par une imprécision élevée.

La phase transgressive voit le retour de faciès distaux selon une transition brusque sur tout le transect à l'exception de Contres. Les faciès distaux s'installent sur tout le transect, de façon plus durable que précédemment, la séquence suivante se développant dans des faciès plus distaux que les séquences 4 et 5.

Séquence 6

Cette séquence est marquée par le développement de trois séquences d'ordre inférieur, se dilatant depuis Ballan-Miré 1 jusqu'à Contres, puis s'amalgamant de nouveau en une seule séquence très amincie à partir de Villefranche-sur-Cher. Cette séquence se réépaissit légèrement au passage de la faille de Sennely, principalement dans sa phase progradante.

Nous avons vu précédemment que la séquence 6 (C) était constituée dans le domaine distal, par deux séquences d'ordre supérieur, montrant une tendance au pincement en domaine distal. Nous les avons regroupées en conséquence en une seule. Ici une petite séquence supplémentaire est individualisée au sommet. Leur pincement en domaine distal confirme notre regroupement en une seule séquence.

Les passages latéraux de faciès sont quasi-inexistants. Les faciès d'offshore supérieur médian de la FS 6 se retrouvent jusqu'en domaine distal.

La FS majeure de cet ensemble de séquences d'ordre supérieur peut être positionnée dans le premier prisme progradant (équivalent de la FS C1). Dans la zone proximale, la FS C2 correspondait à la FS principale. Ceci implique un léger saut de surface entre la zone proximale et la zone intermédiaire. Nous verrons que ce saut peut s'expliquer par une subsidence accrue durant le dépôt de la sous-séquence C2.

La phase transgressive de cette séquence est marquée par la mise en place de faciès distaux sur tout le transect. Elle est relativement rapide en domaine distal, plus dilatée avec le développement des petites séquences signalées précédemment à l'Ouest de Villefranche-sur-Cher.

Séquence 7

Seule la base de cette séquence est observable dans la partie la plus proximale du transect, cet intervalle étant fréquemment érodé, aussi la reconstitution de la géométrie de cette séquence est relativement imprécise en domaine proximal. Par corrélation du Puits Ballan-Miré avec les premiers puits montrant cette séquence (La Ferté Villebourgeon), il est possible de penser qu'elle est relativement isopaque et représentée par des faciès d'offshore supérieur proximal à la Ferté.

Cette séquence est marquée par un épaississement important à partir des Bordes-Sully. A partir de ce puits, la phase progradante s'épaissit de façon importante et se dichotomise en deux séquences séparées par une intercalation de faciès d'offshore supérieur médian. Pour chacune d'entre elles, la progradation s'exprime par un épaississement et un développement de la phase progradante, associés à un passage de la partie inférieure de la phase progradante à des faciès d'offshore supérieur médian. Pour ces deux séquences, les faciès d'offshore supérieur proximal progradent au minimum jusqu'à Egry.

La phase transgressive de cette séquence est marquée par la présence d'une séquence d'ordre supérieur dont la progradation des faciès d'offshore supérieur proximal ne dépasse pas la Faille de Sennely. Au dessus de cette phase progradante d'ordre supérieur, la MFS est marquée par la réinstallation de faciès distaux se pinçant vers l'Ouest.

Séquence 8.

La séquence 8, non corrélable dans la zone la plus proximale, est exprimée en domaine distal par un retour très brusque de faciès d'offshore supérieur proximal, progradant au minimum jusqu'à Egry.

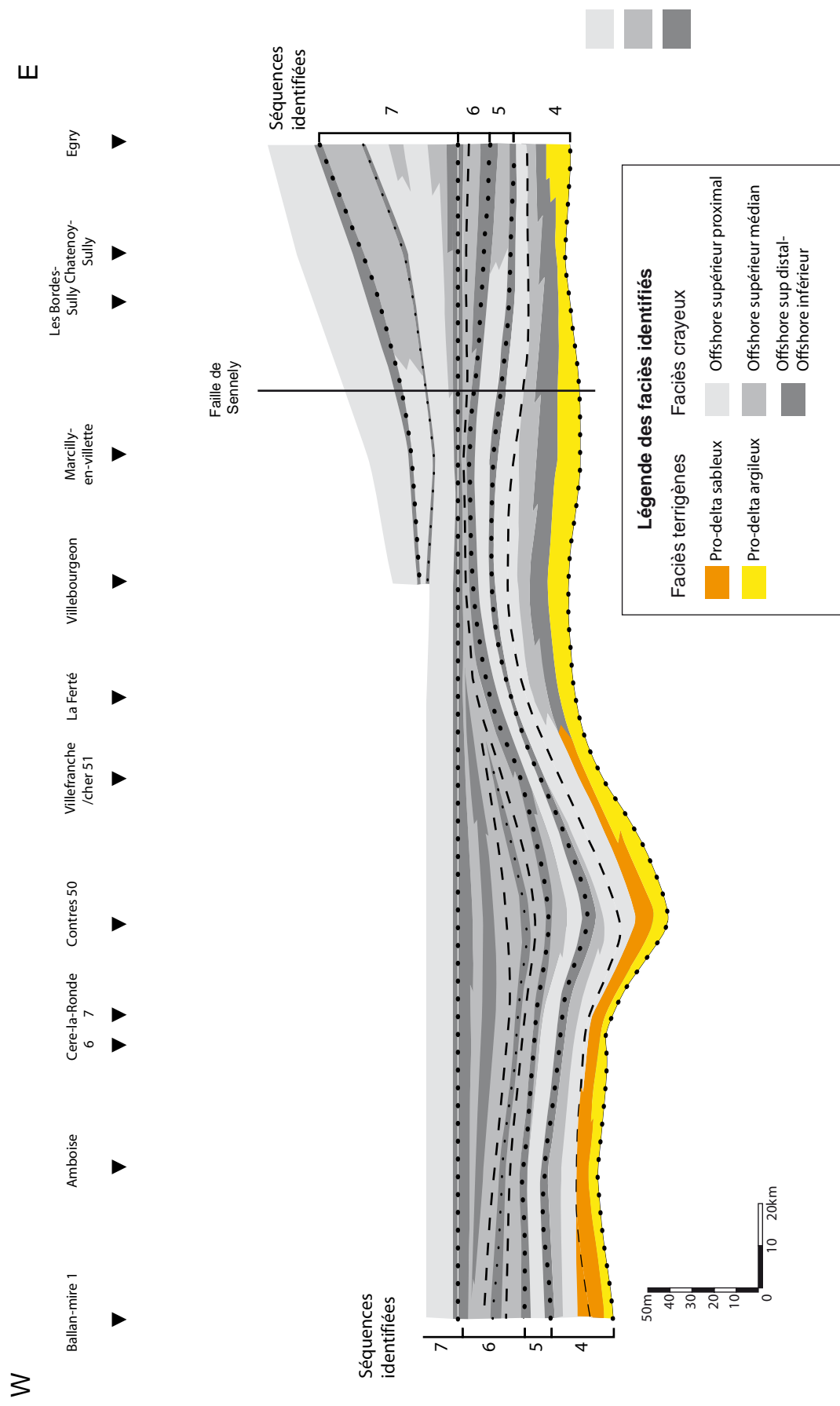


Figure C. 22: Transect Ballan-Miré-Egrigny, montrant l'évolution des faciès et les géométries depuis la Touraine jusqu'au centre du Bassin de Paris

5. Conclusions

Les deux transects permettent de mettre en évidence l'existence de quatre séquences principales dans l'intervalle Cénomaniensupérieur-Coniacien inférieur. Les séquences individualisées en domaine proximal sont retrouvées dans tout le transect. La séquence 7 marque un maximum de progradation débutant dans la partie supérieure du Turonien et semble se dichotomiser en deux séquences en domaine distal (non individualisables en domaine proximal).

Par l'analyse du transect, deux zones s'individualisent clairement :

- Une zone située à l'Ouest de Villefranche-sur-Cher où les séquences 4 à 6 sont très développées, marquées en particulier par une épaisseur importante et une expression privilégiée des séquences d'ordre supérieures durant le dépôt de la séquence 6. Cette zone semble correspondre à un sous-bassin tourangeau.
- Une zone débutant à l'Ouest de la Ferté, marquée par un amincissement général des dépôts turoniens, affectant particulièrement les dépôts les plus distaux (phase transgressive des séquences 4 et 5 et la séquence 6 se développant de façon générale dans des faciès plus distaux). Ce pincement est particulièrement marqué au niveau de la séquence 6. Cette zone marque une limite avec le centre du bassin, les séquences se réépaississant légèrement à partir du puits Les-Bordes-Sully.

Cette préservation importante des phases transgressives dans le domaine proximal peut en partie être attribuée au partitionnement volumétrique (Cross, 1988). Cependant, l'épaississement depuis la zone la plus proximale (Ballan-Miré) vers le puits Contres qui montre les épaisseurs maximales, suivi par un pincement très rapide au delà de ce puits, fait soupçonner un contrôle tectonique sur la géométrie observée. Celui-ci s'exprime particulièrement entre la FS de la séquence 5 et la MFS de la séquence 6 (intervalle correspondant approximativement au Turonien moyen). La subsidence maximale à Contres serait alors enregistrée durant le dépôt de la deuxième sous-séquences de la séquence 6, correspondant à la séquence C2 de Saumur. Ceci explique le saut de surface observé à ce niveau, la subsidence accrue faisant de cette FS, une FS moins marquée.

La limite entre les deux zones débute légèrement à l'Ouest de la faille de Sennely, caractérisée par une zone très fracturée. Il semble donc que cette zone ait joué un rôle important dans l'individualisation d'un sous-bassin tourangeau durant la majeure partie du Turonien. L'épaississement observé au delà du puits Les-Bordes-Sully suggère un jeu en surrection relative de cette zone délimitant de part et d'autre des sous-bassins plus subsidents (Tourangeau et Centre du Bassin de Paris).

La séquence 7 semble moins affectée par ce système de fractures, cependant on notera que nous ne disposons que de peu de points de contrôle entre Ballan-Miré et La Ferté, ce dernier appartenant à la zone en surrection au cours du Turonien moyen. La séquence semble isopaque et caractérisée par une très forte progradation des faciès proximaux dans toute la zone occidentale. Le prisme progradant ne se développe clairement que dans la zone distale, à partir de Villebourgeon. Ceci suggère une géométrie de prisme de bas-niveau, et montre de plus que l'accommodation est très faible dans toute la zone occidentale du transect, empêchant le prisme de se développer. Cet intervalle correspond à une chute importante du niveau marin eustatique, bien connue d'après Haq *et al.*, 1987 et Miller *et al.*, 2005. L'absence du développement de ce prisme dans la partie ouest du transect, précédemment en subsidence suggère une suppression de la subsidence voire une surrection relative, ou tout ou moins un ralentissement de la subsidence. La présence de matériel terrigène pourrait de plus montrer une reprise d'érosion sur le continent, possiblement associée à la tendance à la surrection soupçonnée ici.

La séquence 8 est marquée elle aussi par un épaississement à partir du puits Villebourgeon. Ceci suggère le même régime de subsidence.

Nous verrons plus loin que le dépôt de ces deux séquences (correspondant globalement à l'intervalle Turonien supérieur-Coniacien moyen) correspond à une réorganisation importante de la zone Touraine qui est, à partir de cette époque, marquée par une condensation très importante des dépôts, l'épaisseur totale de la pile attribuable à l'intervalle Coniacien-Santonien supérieur ne dépassant pas 20 m. Le régime de subsidence de cette zone s'achève alors pour passer à un régime en surrection relative.

2.4.2. Intervalle Coniacien-Campanien

Cet intervalle n'a pu être levé en continu. A Langeais, la succession depuis le Turonien supérieur jusqu'au Santonien supérieur est visible. Elle est cependant peu accessible, même si nous avons pu l'habiller en faciès à partir d'affleurements situés à proximité. Elle permet de plus d'observer la transition en continu depuis le Turonien supérieur jusqu'au Santonien supérieur et de mesurer les épaisseurs de cet intervalle. Le levé détaillé de l'intervalle Coniacien-Campanien est plus aisé dans la région de Vendôme, où deux coupes-types sont retenues. Il s'agit de la coupe du Gué du Loir pour la Craie de Villedieu (Coniacien-Santonien moyen ?), et de la coupe de Vendôme pour la Craie de Blois (Santonien supérieur- Campanien inférieur) (figure C. 23).

La très forte similarité de la coupe du Gué du Loir avec celle des coupes-type de la Craie de Villedieu nous a permis de recalibrer la stratigraphie définie par Jarvis *et al.* (1982), (figure C.23). De même, le contenu en faciès et l'évolution séquentielle de la coupe du Gué du Loir sont relativement similaires à celle observée dans la coupe de Langeais. L'évolution séquentielle observée pourra donc être reportée sur la coupe de Langeais-Ballan-Miré, ce qui permet d'observer les évolutions en continu depuis la base du Turonien.

A l'inverse, les coupes allant de la limite Santonien-Campanien au Campanien inférieur, levées dans la région de Vendôme se situent dans un intervalle stratigraphique non préservé à Langeais. Si ces coupes ne peuvent être levées en continu, elles fournissent tout de même des contraintes pour la compréhension des variations dans cet intervalle.

1. Découpage séquentiel 1D

Séquence 8

La Craie de Villedieu débute par un hardground formant le sommet du Tuffeau de Touraine. La découverte de *S. neptuni* au sommet de ce tuffeau (Kennedy, in Jarvis *et al.*, 1982) permet de le rapporter au Turonien supérieur.

Contrairement à Jarvis *et al.* (1982), aucune étude sur les ciments n'a été effectuée. Cependant, à partir des travaux effectués sur les surfaces d'arrêt de sédimentation (chapitre B.II), nous pouvons préciser les évolutions de milieu de dépôts et différencier les séquences suivantes :

- La phase régressive de la séquence 8 a été préalablement détaillée dans l'étude du transect Saumur-Montrichard. A Langeais, elle débute dans des faciès d'offshore supérieur proximal à tempêtes bien exprimées soit sous formes d'HCS, soit sous forme de niveaux lumachellique granoclassés et éroosifs à la base (T5). Ces faciès passent à des dépôts condensés sur trois mètres d'épaisseur se terminant par un hardground très développé, au dessus duquel se développe une surface érosive très marquée.
- Dans la coupe du Gué du Loir, la transition entre le Tuffeau Jaune et la Craie de Villedieu est similaire, marquée par un empilement de deux hardgrounds glauconieux sur cinq mètres d'épaisseur correspondant au membre du Calcaire de la Ribochère de Jarvis *et al.*, (1982). Ils sont marqués à leur sommet par une surface érosive et par la présence de graviers et de sables quartzeux immédiatement au-dessus de la surface d'arrêt de sédimentation. Ces hardgrounds correspondent au type HG1 qui sont les hardgrounds les plus proximaux dans la Craie de Haute-Normandie (B.I). Le deuxième hardground se termine par 50cm de dépôts plus ou moins indurés à l'intérieur desquels plusieurs surfaces d'érosion se surimposent. Nous positionnons la FS de la séquence 8 à ce niveau. L'interprétation en termes de milieux de dépôts est plus imprécise que pour les faciès en dépôts.
 - En Normandie, les hardgrounds HG1 se mettent en place dans la partie proximale de l'offshore supérieur en Normandie.
 - Ici la forte dynamique érosive, leur présence au dessus de faciès T5, et la condensation très importante (Coniacien inférieur et majeure partie du Coniacien moyen) vont dans le sens d'un milieu de dépôt peut être encore plus proximal que supposé en Haute-Normandie.
 - La présence de *Nucleopygus* (Jarvis *et al.*, 1982) espèce d'oursin principalement rencontrée dans un environnement infralittoral supérieur (Néraudeau et Villiers, 1997) confirme une bathymétrie relativement faible.
- La phase transgressive de cette séquence est marquée par le retour progressif à une sédimentation moins condensée. Après deux hardgrounds de type HG1, se mettent en place des dépôts moins bioclastiques, immédiatement surplombés par le dernier hardground HG1. Au dessus de cette surface, la sédimentation est peu condensée et on observe la disparition de la glauconie ainsi que le retour à des faciès T5-6 puis T8 exprimant de façon plus évidente la tendance transgressive.

- A Langeais, la Craie de Villedieu débute par des hardgrounds comparables à ceux identifiés au Gué du Loir. Au dessus, la série diffère avec la mise en place de faciès T5 à HCS bien exprimées, très érosives en base, caractéristiques de l'offshore supérieur proximal (Guillocheau, 1991). Cet intervalle survient avant la réapparition de faciès à arrêt de sédimentation HG1 au dessus desquels s'effectue le passage avec la Craie de Blois constituée de faciès T8 correspondant à une distaliation plus importante. On retrouve ici une organisation séquentielle comparable à celle du Gué-du-Loir. La FS est représentée par les hardgrounds de la base de la coupe, passant à une tendance aggradante puis clairement transgressive. Ici, l'intercalation de faciès T5 fait supposer l'existence d'une MFS entre les intervalles condensés et par conséquent d'une séquence d'ordre supérieur à l'intérieur de la tendance transgressive. Cette séquence (8.2) sera prise en compte, étant données les observations précédentes d'amalgame de séquences dans de telles séries condensées. La MFS de la séquence 8.1 peut être située dans les faciès T4. La FS de la séquence (8.2), se situe au niveau des derniers hardgrounds de la Craie de Villedieu. Dans la coupe du Gué-du-Loir, la MFS de la séquence 8.1 est positionnée
 - soit au dessus du Micraster Hardground de Jarvis *et al.*(1982), la présence de ce genre d'oursins correspondant à un milieu circalittoral plus profond que le précédent. De plus, Jarvis *et al.* (1982) y signalent des faciès plus marneux au dessus de ce hardground dans la localité type
 - soit dans les faciès moins condensés situés au sommet de la coupe du Gué du Loir, en effet, Jarvis *et al.*(1982) signalent dans la Craie de Villedieu, un nouvel intervalle condensé à *Nucleopygus* au dessus de l'intervalle levé.
- Ce deuxième positionnement pourrait être préférable, puisqu'il montre une évolution plus marquée du milieu de dépôt. Il positionnerait la FS suivante (8.2) au niveau de l'intervalle condensé en question
- La phase transgressive de la séquence (8.2) est marquée par le passage à la Craie de Blois dans des faciès T8. La MFS n'est pas positionnée précisément mais un âge Santonien supérieur a été obtenu dans la Craie de Blois à proximité de Langeais dans des faciès T8.

Séquence 9

La coupe de Vendôme débute autour de la limite Santonien-Campanien (Giot, 1999), dans des faciès T11 marquant un approfondissement important par rapport aux derniers faciès de la coupe du Gué du Loir. Nous n'avons pu lever l'intervalle séparant ces deux coupes, il est au maximum de 15 m d'après les estimations réalisées à partir de la carte géologique (Giot, 1999). On peut néanmoins remarquer que la variation de faciès entre ces deux coupes, situées à seulement quelques kilomètres de distance, montre une tendance transgressive entre ces deux intervalles. C'est pourquoi nous considérons que la MFS de la séquence 9 se situe à un niveau proche du début de la coupe de Vendôme.

Cette séquence est marquée par un passage des faciès T11 à T8-9 qui marque la FS, suivi par un retour des faciès T11 visible après une lacune d'observation. La MFS de cette séquence ne peut être positionnée avec précision.

Séquence 10

La présence de faciès plus proximaux T8 dans les coupes de Sasnières et Saulnerie attribués au Campanien inférieur nous permet de supposer l'existence d'une tendance régressive durant le Campanien inférieur. Ici les épaisseurs sont difficilement évaluables.

2. Datations de ces séquences

Séquence 8

Séquence 8.1

Jarvis *et al.* (1982) placent la limite Coniacien inférieur-moyen sous le Micraster hardground, contenant *Micraster turonensis* et *Volviceramus ex. gr.involutus*, espèces couramment retrouvées dans le Coniacien moyen en Angleterre. La FS positionnée en dessous de ce hardground, est donc attribuable au sommet du Coniacien inférieur, voire à la base du Coniacien moyen.

La MFS n'est pas positionnée avec précision, faute d'avoir pu lever l'intégralité de la Craie de Villedieu, si nous choisissons la deuxième position évoquée pour la coupe du Gué du Loir, la MFS se situe légèrement au dessus de la base du Santonien.

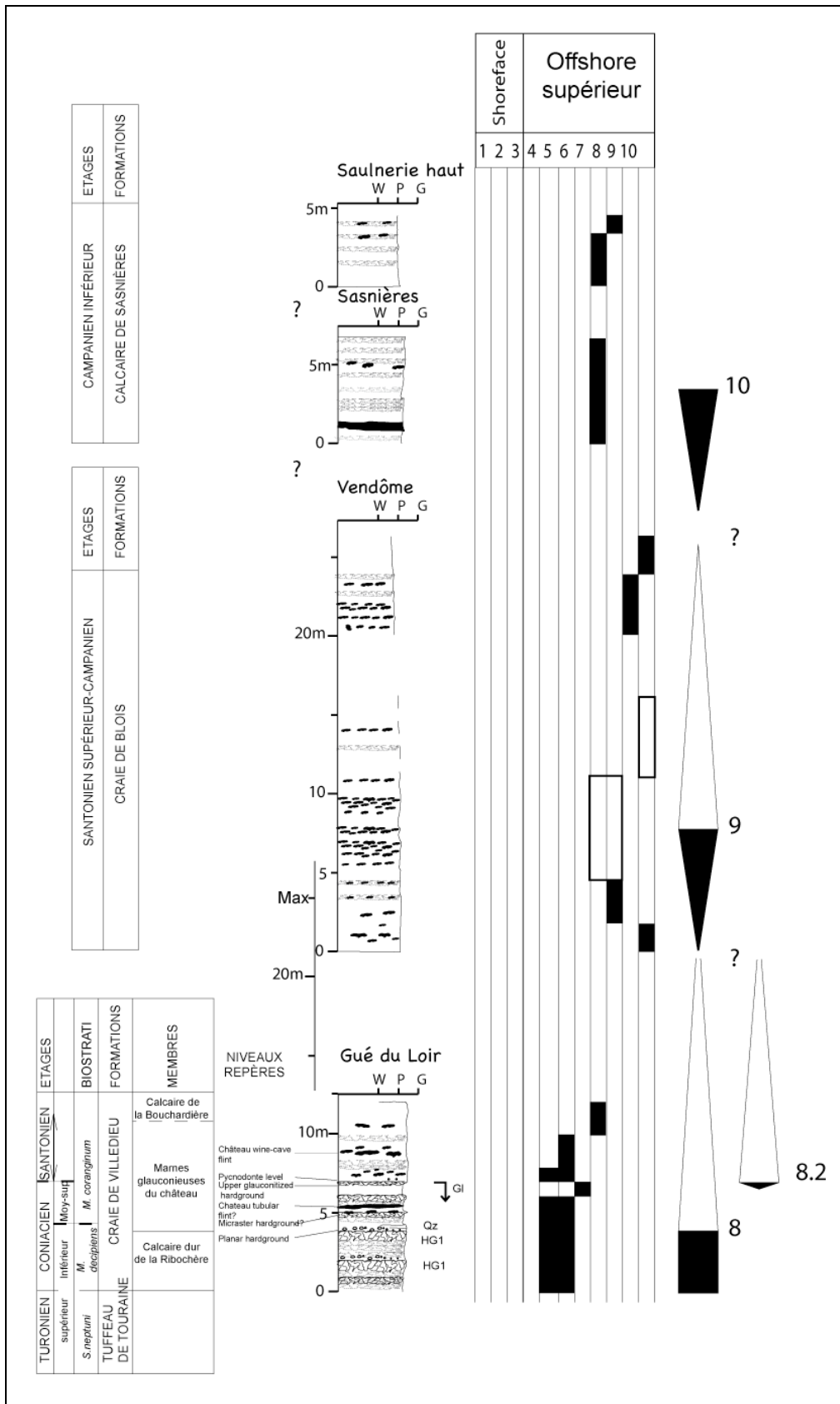


Figure C.23: Stratigraphie et évolution du milieu de dépôt dans les coupes de l'intervalle Coniacien-Campanien levé autour de Vendôme. L'épaisseur entre les deux premières coupes a pu être restaurée à partir des données de cartes, à l'inverse, elles n'ont pu être restaurées entre les coupes supérieures. La stratigraphie est établie d'après corrélation avec Jarvis *et al.*, (1982) pour le Gué du Loir, d'après Giot (1999) pour les coupes supérieures.

Séquence 8.2

Seule la MFS de la séquence 8.2 est relativement contrainte. D'après les datations réalisées dans la coupe de Langeais, elle pourrait être d'âge Santonien supérieur. A Vendôme, les faciès correspondant à cette MFS, ou immédiatement supérieurs, ont reçu un âge situé à proximité de la limite Santonien- Campanien. Elle peut donc être attribuée à l'intervalle Santonien supérieur à limite Santonien-Campanien.

En suivant les positionnements précédents, la FS de la séquence 8.2 serait située donc entre la base du Santonien et cet âge.

Séquence 9

Cette séquence est relativement peu contrainte en temps, elle est visible dans la coupe de Vendôme, rapportée à des niveaux situés autour de la limite Santonien-Campanien.

Séquence 10

Seule une phase progradante peut être identifiée, la FS n'a pu être positionnée faute d'affleurements suffisamment complets. Les faciès les plus proximaux sont rencontrés dans le Campanien inférieur.

La différenciation des séquences est relativement imprécise dans cette zone, faute d'affleurements suffisamment nombreux et continus.

Nous retiendrons ici :

- une FS majeure (8.1) d'âge Coniacien inférieur à base Coniacien moyen suivie d'une phase transgressive débutant par une tendance aggradante jusqu'au Santonien, correspondant possiblement à une séquence supplémentaire (8.2). La tendance transgressive est ensuite très nette et s'achève dans le Santonien supérieur à proximité de la limite Santonien-Campanien par un approfondissement généralisé dans la zone Touraine.
- Une séquence (9) se développant autour de la limite Santonien-Campanien, correspondant à une variation de milieu de dépôt plus faible.
- Une tendance régressive se développant durant le Campanien inférieur (séquence 10), peu contrainte.

2.5 Conclusions sur l'étude des dépôts post-cénomaniens de Touraine

2.5.1. Evolution de l'histoire tectonique de la région Touraine

La sédimentation en Touraine enregistre deux intervalles différenciés.

L'intervalle Cénomaniens supérieur-base du Turonien supérieur est représenté essentiellement par des environnements relativement profonds. Le recul généralisé du profil de dépôt suggère un approfondissement lié à un haut niveau marin eustatique dont le maximum peut être positionné soit en base, soit en sommet du Turonien moyen. Cet approfondissement est de plus associé à une subsidence accrue en Touraine qui s'était amorcée durant le Cénomaniens moyen (1.4). Elle est peu marquée autour de la limite Cénomaniens-Turonien, mais reprend de façon importante durant le Turonien moyen. Ce régime de subsidence semble s'achever au Turonien supérieur. En effet, les caractéristiques de la régression observée suggèrent une chute importante de l'accommodation d'origine eustatique mais également en partie d'origine tectonique.

Le deuxième intervalle est bien marqué par une très forte condensation des dépôts depuis la limite Turonien-Coniacien jusqu'au Santonien. L'intervalle Coniacien inférieur-Santonien supérieur ne dépasse pas 15 m à Langeais (l'intervalle attribué au Coniacien est de 9 m à Villedieu d'après Jarvis *et al.*, 1982). Cette condensation s'exprime dans des faciès qui restent relativement proximaux, n'étant jamais plus profonds que l'offshore supérieur proximal. Dans le puits Villebourgeon (figure C. 20), le premier à montrer la séquence 8, son épaisseur est de 20m environ, l'épaississement se développe légèrement à partir de la faille de Sennely. Cet épaississement est encore plus marqué dans la séquence 7. Ces épaississements des faciès condensés en domaine distal montrent que ce n'est qu'à partir de la faille de Sennely que la subsidence est suffisamment importante pour créer une pente dans laquelle les prismes progradants peuvent se développer. On observe donc, pendant tout l'intervalle Coniacien, une zone en très faible subsidence depuis la zone proximale de la Touraine jusqu'à la zone de la faille de Sennely. Cette inversion du régime de subsidence débute à une période située entre le Turonien supérieur et le Coniacien inférieur. En effet, les dépôts correspondant à la chute Turonien supérieur sont relativement épais dans certaines coupes de Touraine (Ballan-Miré), ce qui montre une accommodation encore existante. Cependant, le fait que cette chute corresponde à des faciès très condensés dans une partie des coupes de Touraine (Montlouis, Montrichard) et que les dépôts se dilatent

largement dans la partie distale suggère que la surrection pourrait avoir déjà débuté. Au dessus de cette chute, la surrection relative s'enregistre clairement.

L'intervalle Santonien–Campanien est marqué par la réinstallation de faciès plus distaux et moins condensés. Ceci peut-être expliqué, soit par une reprise de subsidence, soit par une montée importante du niveau marin eustatique. En l'absence d'arguments géométriques dans cette zone, ce point sera discuté dans la synthèse à l'échelle du Bassin de Paris après intégration de l'ensemble des données concernant cette période.

2.5.2. Hiérarchisation des séquences de l'intervalle Cénomaniens supérieur-Campanien

L'ensemble des séquences différenciées dans l'intervalle Cénomaniens supérieur- Campanien inférieur (hormis les séquences 9 et 10) sont reportées sur la coupe de Langeais-Ballan-Miré. (Figure C. 24)

Sur les coupes levées en domaine proximal, les MFS de séquences 5 et 6 montrent les faciès les plus distaux. A Saumur, Langeais-Ballan-Miré dans une moindre mesure et Amboise, la MFS 5 correspond aux faciès les plus distaux. Elle est marquée sur le transect Ballan-Miré-Egry par la phase de recul la plus importante du milieu de dépôt. Cependant, à l'échelle de ce transect, la MFS 6 correspond à l'épaisseur la plus importante de faciès distaux et à un recul des différents prismes progradants des séquences d'ordre supérieur. Ceci plaide pour faire de cette MFS, la MFS majeure. Il semble ici difficile de trancher entre ces deux MFS. Nous discuterons de cette hiérarchie dans la synthèse du découpage du Bassin de Paris.

Les MFS des séquences 9 et 10 sont marquées par le retour de faciès distaux globalement équivalents à ceux de Langeais, ceci dans la coupe de Vendôme où les faciès proximaux du Coniacien sont comparables à ceux de la coupe de Langeais utilisée comme référence. On remarquera que ces MFS se mettent en place dans un régime qui paraît moins subsident (possiblement en surrection) que pour les séquences du Turonien qui se mettent en place dans un régime de subsidence relativement importante. Les faciès étant proches, elles pourraient marquer une montée du niveau marin eustatique plus importante.

Les FS majeures de cet intervalle sont dans les coupes les plus proximales, la FS de la séquence 7 et celle de la séquence 8. La FS de la séquence 7 montre le maximum de progradation associé aux faciès de shoreface les plus progradants et au développement de deux prismes progradants en domaine distal. Cette FS sera considérée comme la FS majeure.

ÉTAGES		FORMATIONS		FORAM. PLANCT.	NANNO-PLANCTONS
CENOMANIEN				R. cushmani	
TURONIEN	INFÉRIEUR	CRAIE À INOCERAMUS LABIATUS		Wh. archeocretacea	M. decoratus
	MOYEN	TUFFEAU DE BOURRÉ		H. helvetica	Quadrum gartneri
TURONIEN	SUPÉRIEUR	TUFFEAU JAUNE	SABLES SÉNONIENS	M. sigali	Effelithus eximus
		CRAIE DE VILLEDIEU	CRAIE DE BLOIS		
CONIACIEN					
SANTONIEN					
CAMPANIEN					

Langeais- Ballanmire

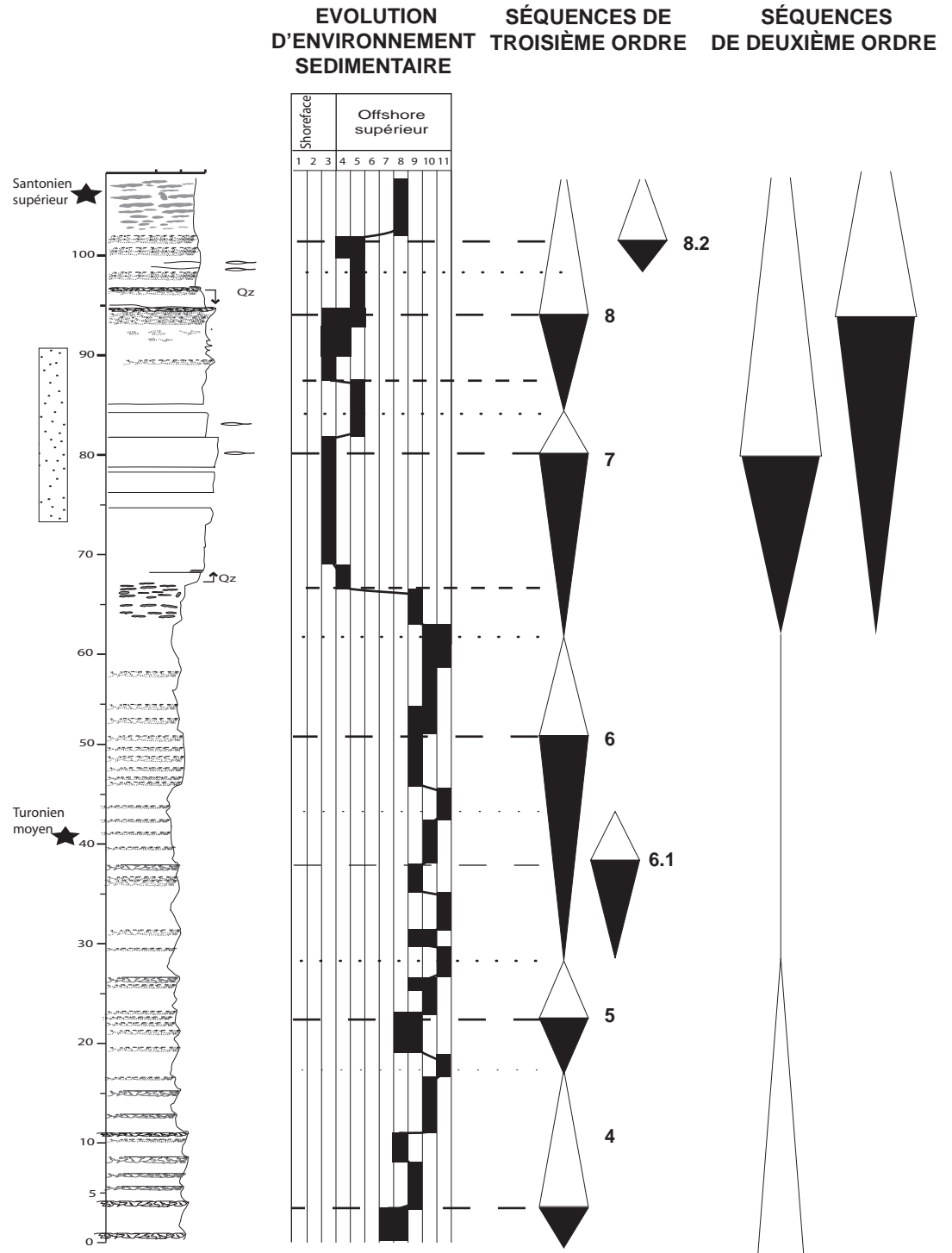


Figure C.24 : Coupe de Langeais-Ballan-mire et découpage séquentiel de l'intervalle Cénomanién supérieur- Santonien supérieur en Touraine

La zonation des microfossiles est établie par corrélation avec le puits Civray. Les étoiles indiquent les datations par biostratigraphie réalisées sur la coupe.

Lithologie sableuse dominante

3. Conclusions sur l'étude du Crétacé supérieur du Sud -Ouest du Bassin de Paris

Dix séquences de dépôts sont identifiées dans l'intervalle Cénomaniens-Campanien en Touraine.

L'enregistrement du Crétacé supérieur débute dans cette zone par des faciès terrigènes fluviaux à deltaïques qui sont le produit de l'érosion du massif armoricain alors émergé à la suite de l'ouverture du Golfe de Gascogne.

L'intervalle Cénomaniens moyen est caractérisé par un onlap des dépôts cénomaniens sur le socle anté-Crétacé. Une surrection de la zone la plus occidentale pourrait perdurer jusqu'au Cénomaniens moyen (Ballan-Miré 1). Des conditions franchement marines s'installent définitivement à partir du Cénomaniens supérieur (MFS de la séquence 3).

L'apport terrigène s'arrête au Turonien inférieur, ce qui fait supposer un ennoiement important du massif armoricain. Nous avons vu précédemment que l'enniement est associé à la mise en place dans la zone Touraine d'un régime subsident, créant un sous-bassin tourangeau limité à l'Est par une zone en moindre subsidence relative autour de la zone fracturée de Sennely. Ce régime de subsidence perdure et est bien caractérisé durant l'intervalle Turonien inférieur-moyen (particulièrement durant le Turonien moyen) où la zone de Contres correspond à un domaine de subsidence maximale.

L'intervalle Turonien inférieur-moyen correspond à l'installation de faciès les plus distaux depuis le début des dépôts du Crétacé supérieur (offshore supérieur médian à distal en Touraine).

Le régime de subsidence change radicalement à partir du Turonien supérieur. Il correspond à une tendance régressive qui voit le retour de faciès proximaux (shoreface) sur la partie la plus proximale de la Touraine. Cette régression s'accompagne d'un retour de faciès terrigènes qui marquent une reprise de l'érosion des domaines continentaux. Du régime subsident précédent, on passe alors à un régime en surrection depuis le Turonien supérieur jusqu'au Santonien (à minima).

La suite de l'histoire de la Touraine, peu documentée sera discutée dans la synthèse du bassin de Paris.

III. Craie 700

Les forages du programme Craie 700 (Mégnyen et Hanot, 2000) consistent en deux forages entièrement carottés de 700 m d'épaisseur, qui permettent de disposer de deux coupes de référence depuis la base du Cénomaniens jusqu'au Campanien supérieur (Robaszynski *et al.*, 2005). Ces deux forages, situés dans le centre du Bassin de Paris, sont implantés dans la zone d'épaisseur maximale préservée de la Craie. Distants de quelques kilomètres, ils ont été effectués pour étudier les phénomènes diagénétiques de grande ampleur dans la Craie (Mégnyen et Hanot, 2000). Ils diffèrent par une importante dolomitisation des dépôts dans le forage de Sainte-Colombe (702), absente dans le forage de Poigny (701). Dans le cadre de ce travail, le forage 701 a été entièrement redécrit tandis que le forage 702 a fait l'objet d'une description partielle (cf.infra).

1. Lithostratigraphie

A l'intérieur des deux forages Robaszynski *et al.*, (2005) ont différencié douze lithologies principales qui sont de bas en haut :

- un niveau de « gaize » uniquement identifiable dans le forage de Sainte-Colombe ;
- un calcaire gris à silex ;
- une craie grisâtre à flaser
- une craie marneuse grise ;
- une craie noduleuse à flaser ;
- une craie dure à flasers et niveaux marneux ;
- une craie à silex tubulaires ;
- une craie marbrée sans silex ;
- une craie à silex ;
- une craie tendre à silex ;
- une craie tendre avec peu de silex.

Les six premiers ensembles lithologiques nous semblent pertinents après examen de carottes. Nous redéfinissons ces unités de la façon suivante :

- un niveau de gaize ;
- une craie plus grossière très grise à bioclastes et silex ;
- une craie peu bioclastique grise à blanche ;
- une craie grisâtre à nombreux *Chondrites* et *Zoophycos*, équivalent des Plenus Marls ;
- une craie noduleuse à niveaux marneux en flasers ;
- une craie grisâtre peu noduleuse à niveaux marneux ;
- une craie blanche à silex tubulaires ;
- une craie grisâtre sans silex.

A l'inverse, les unités lithologiques supérieures (craie à silex, tendre à silex, tendre avec peu de silex) nous semblent différenciées sur des critères peu pertinents, l'abondance en silex restant à notre sens relativement pauvre (hormis de rares niveaux métriques à silex abondants). Enfin, l'existence de craie tendre vers le sommet du forage nous semble plus liée à une compaction plus faible due à un moindre enfouissement de ces niveaux supérieurs qu'à une nature différente des dépôts initiaux. Ce critère ne peut donc être utilisé pour la lithostratigraphie.

2. Biostratigraphie

La biostratigraphie du forage Craie 700 revêt une importance particulière puisque ce forage entièrement carotté peut servir de coupe de références pour le Crétacé supérieur du Bassin de Paris. Aussi discuterons nous largement des contraintes biostratigraphiques disponibles.

Les données biostratigraphiques des forages 701 et 702 consistent principalement dans l'étude des foraminifères, nannoplanctons calcaires et dinoflagellés. Les études les plus informatives sont celles portant sur les foraminifères benthiques et les nannoplanctons calcaires. Des récoltes sporadiques de macrofaunes peuvent donner des éléments de contrainte supplémentaires.

Les limites des étages du Crétacé supérieur sont positionnées essentiellement à partir des assemblages de foraminifères benthiques (Monciardini, 1978) avec des incertitudes plus ou moins importantes. Dans certains niveaux, la biostratigraphie des nannoplanctons calcaires complète la résolution biostratigraphique.

Deux études ont été publiées par les mêmes auteurs, une synthèse préliminaire (Robaszynski *et al.*, 2000) et une publication finale (Robaszynski *et al.*, 2005). Dans la première étude, les auteurs ont positionné les limites d'étages en se basant uniquement sur les données biostratigraphiques, tandis que dans la synthèse finale le positionnement de ces limites semble largement influencé par la lithostratigraphie événementielle anglaise (Mortimore *et al.*, 2001). L'essentiel des limites d'étage et de sous-étages sont positionnées à des niveaux proches entre les deux études, cependant les positionnements divergent sensiblement quant à la position de la limite Turonien-Coniacien, située aux alentours de 500m dans les deux forages par Robaszynski *et al.* (2000), mais aux environs de 450 m par Robaszynski *et al.* (2005).

Nous détaillerons ici de manière critique les différents arguments de positionnement des limites de biozones et d'étage et discuterons plus précisément de la position de la limite Turonien-Coniacien. La biostratigraphie sera présentée sur le forage Poigny (701). Quelques références seront faites au forage 702 lorsque des bioévénements permettant d'affiner la biozonation sont rencontrés sur ce forage.

2.1. Arguments macrofaunistiques

Plusieurs fragments de macrofaunes indicateurs d'étage ou de sous-étage ont été identifiés par Robaszynski *et al.* (2005) qui ont largement détaillé leur répartition, certaines macrofaunes peuvent être utiles pour préciser les âges biostratigraphiques. Il s'agit principalement de faunes d'échinides, d'inocérames et enfin de rares ammonites identifiées en base du forage 702 et caractéristiques de l'Albien supérieur.

L'essentiel des inocérames et des ammonites est rencontré sous forme de fragments. Sans remettre en doute la détermination de ces espèces, la possibilité de remaniement nous amènera à les utiliser avec circonspection. En conséquence, nous ne prendrons en compte que les premières apparitions des espèces index donnant un âge à minima. Ces données et leur pertinence seront évoquées dans la discussion des limites d'étages.

2.2. Microfaune

2.2.1. Nannofossiles calcaires

L'étude des nannofossiles calcaires (Janin, 2000) permet d'identifier des bioévénements qui sont des phénomènes contemporains dans des zones dont l'extension latérale varie entre l'échelle régionale et l'échelle téthysienne. Pour la datation des dépôts, nous considérerons comme les plus valides les événements ayant les plus fortes extension latérales. Sont identifiés des événements retrouvés :

- à l'échelle de la Téthys, la résolution de ces bio-événements est cependant tempérée par le fait que les spécimens sont mal conservés ou que les échantillons inférieurs n'ont pas livré de nannoplancton (c'est le cas de l'apparition de *Microrhabdulus decoratus*).
- à l'échelle du nord de la Téthys: apparition de *Calculites Obscurus* (Santonien terminal)
- à l'échelle du Bassin de Paris (apparition de *Eiffellithus gr.eximus* ; intra-Turonien inférieur), apparition de *Kampterinus magnificus* (intra-turonien moyen), apparition des premières grandes formes de *Broinsonia* s.l., fréquemment associées à l'apparition de *Broinsonia parca* (base Campanien).
- à l'échelle du sud du Bassin de Paris (début d'acmée de *E. eximus* Turonien terminal)

2.2.2. Foraminifères

La biozonation des foraminifères est essentiellement basée sur la reconnaissance des biozones d'assemblage de foraminifères benthiques définis par Monciardini (1978). Nous avons précédemment détaillé les inconvénients de cette échelle, (cf. Chapitre A.II). Nous rappellerons les points suivants :

- Elle est basée sur l'utilisation d'une systématique pas toujours bien définie par l'auteur qui rendent son utilisation par d'autres auteurs difficile (Robaszynski *et al.*, 2000). De plus, l'absence de désignation d'espèce comme « bon marqueur » a rendu sa réactualisation difficile alors que les connaissances sur la stratigraphie du Crétacé supérieur ont largement évoluées depuis 1980, nous avons présenté une réactualisation de cette biozonation dans le chapitre A.II.
- Plusieurs limites de biozones sont relativement imprécises. La biozone T/s censée représenter le passage Turonien terminal est principalement caractérisée par une zone où les foraminifères sont rares et largement dissous ou seules les espèces benthiques très résistantes sont préservées. Ces espèces donnant en outre une faible résolution stratigraphique (Bourdillon comm. pers.) cette biozone constitue donc un piètre marqueur temporel. Enfin, la réévaluation de cette biozone

précédemment attribuée en grande partie au Turonien supérieur correspond en fait à un âge Coniacien inférieur (Bourdillon comm.pers.).

Nous utiliserons ici pour évaluer la validité des biozones les travaux de Pomerol *et al.*, (1985) portant sur le stratotype du Sénonien, étude dans laquelle les bio-événements limites de biozones ont été publiés et discutés en regard d'autres contraintes biostratigraphiques

Nous considérerons ici les limites de zone comme :

- bien définies lorsque le bio-événement marqueur est identifié,
- moyennement définies lorsqu'un bio-événement marqueur souvent contemporain du bio-événement index est retrouvé,
- mal définies lorsque la biozone n'est identifiée que par l'existence des biozones encadrantes, non défini lorsqu'aucun argument ne peut être trouvé pour l'attribution à la biozone.

D'après les données du forage 701 (Robaszynski et Bellier, 2000), les biozones dont les limites sont bien définies sont :

- la partie supérieure de la zone S/C (Santonien basal), la zone S/d (environ Santonien inférieur), la zone S/g .

Les biozones dont la base est bien définie (l'essentiel des biozones étant défini par des apparitions) sont :

- S/e, S/h, S/k, S/j

Les limites de biozones moyennement définies sont :

- base de S/a, (Robaszynski *et al.*, 2000) utilisation de l'apparition de *Steinsonia granulata*, les espèces index *Reusella kelleri* et *Gavelinella cf. vombensis* (apparition) étant rare. La biozone S/a n'est pas définie par Robaszynski *et al.*, (2005), qui utilisent l'apparition de *R. cf. kelleri* comme bio-événement marqueur de la base de la zone T/s, non identifiée par Robaszynski *et al.*, (2000).
- base de S/f, disparition de *Reusella szajnochae*, *Bolivinooides strigiliatus* (apparition) étant trop rare.
- base de S/i, utilisation de la disparition de *Gavinella stelligera*, le bio-événement marqueur étant l'apparition de *Anomalina* sp., espèce non décrite par Pomerol *et al.*, (1985) mais considérée comme un bon marqueur par Robaszynski et Bellier (2000).

Les limites de biozone mal définies sont :

- la base de C/b définie par l'apparition de *Rotalipora cushmani*, aucun foraminifère n'étant identifié dans les échantillons situés sous celui où figurent les premières *R. cushmani*
- le sommet de C/c défini par la disparition de *R. cushmani*, aucun foraminifère n'étant présent entre 651,8 m (dernières *R. cushmani*) et 615,9 m dans Poigny 701
- la base de T/b fixée à l'apparition des premiers *Globoralites*, aucun foraminifère ne figurant dans l'intervalle situé en dessous.
- la base de la zone S/b, très mal définie, les bio-événements marqueurs étant la disparition de *R. cf. kelleri* et l'apparition de *Steinsonia exsculpta gracilis*. Ces deux espèces sont respectivement rares et absentes dans les deux forages. Dans Poigny 701, on peut situer cette limite au moins au dessus de 424,9 m (dernière *R.cf. kelleri*).

Les limites de biozones non définies sont :

- C/b-C/c, T/b-T/c, S/b-S/c, la biozone T/a n'est définie que par l'existence des biozones encadrantes C/c et T/b et ne contient aucun foraminifère.

2.3. Discussion sur les âges retenus:

Pour le calage biostratigraphique, nous utiliserons les biostratigraphies portant sur les différents taxons. Lorsque les âges sont contradictoires nous attribuerons un niveau de pertinence variable selon les événements rencontrés et les conditions de récolte des espèces marqueurs. Pour exemple, l'âge Santonien terminal donné par l'apparition de *Calculites obscurus*, bio-événement reconnu à l'échelle de la Téthys, sera préféré à l'âge Santonien inférieur déductible de l'attribution des mêmes dépôts à la biozone S/d, basé sur des foraminifères benthiques, et étant les problèmes de fiabilité de cette biozonation exposés plus haut.

Nous discuterons ici principalement des limites pour lesquelles figurent une ambiguïté importante quant à leur position.

2.3.1. Limite Turonien-Coniacien

L'essentiel des limites de zones identifiées sont les mêmes entre Robaszynski *et al.*, (2000) et Robaszynski *et al.*(2005). Cependant, elles diffèrent largement autour de la limite Turonien-Coniacien. La biozone T/s (Turonien terminal-Coniacien basal) est distinguée dans Robaszynski *et al.*, 2005, alors qu'elle ne l'était pas en 2000, les mêmes dépôts étant attribués à la zone S/a. Ce choix d'assignation différent, non argumenté sur la base de données biostratigraphiques décale la limite Turonien-Coniacien de la cote 510m environ (depuis le sommet du forage) d'après Robaszynski *et al.*, 2000 à la cote 448,4 m d'après Robaszynski *et al.*, 2005).

- D'après les différents travaux existants, la biozone T/s est une unité de transition. Elle est définie par l'apparition des formes primitives, peu nombreuses, de *R. cf. kelleri* et *G. cf. vombensis*. La biozone S/a est définie par la présence de *R.kelleri* sous sa forme typique et *G.vombensis*. Il existe un problème d'identification de *R.kelleri* lorsque cette espèce est rare (Robaszynski et Bellier, 2000) comme c'est le cas ici. Etant donné ce problème d'identification entre ces deux formes, il nous semble difficile de différencier les deux zones sur ce critère et il semble préférable d'avoir recours à des espèces du même assemblage pour tenter d'identifier les biozones, ce que Robaszynski et Bellier (2000) avaient initialement fait.
- Les études précédentes dans la vallée de l'Yonne, zone relativement proche des forages montrent que plusieurs arguments vont dans le sens d'une position de la zone S/a plus conforme à celle proposée par Robaszynski *et al.* (2000). Cette zone contient en effet l'apparition de *Osangularia cordierana* (observée de façon rare à partir de 519 m), suivie de celle de *Steinsonia granulata* (apparition à 526,6 m). Ces apparitions identifiées dans Poigny 701, même si elles ne sont pas couramment utilisées comme bioévénements marqueurs, fournissent des indices qui font supposer que la zone S/a pourrait débiter dès les environs de 500 m, voire en dessous, comme selon Robaszynski *et al.*, (2000) et non à 450 m comme selon Robaszynski *et al.*, (2005).
- L'attribution de l'intervalle situé entre 500 et 450 m à la zone T/s par Robaszynski *et al.*, (2005) ne semble reposer que sur l'attribution de l'intervalle situé entre 454,2 et 465,2 m au niveau repère appelé Cuilfail Zoophycos Chalk. Cette identification ne se base que sur l'existence de nombreux terriers de type *Zoophycos*, les échinides couramment associés (*Micraster normaniae* s.l. et *Sternotaxis placenta*) n'étant pas identifiés. Les *Zoophycos* étant très fréquents dans tout le forage et marquant à notre sens plus une bathymétrie qu'un événement, cette identification nous semble peu recevable. De plus, le niveau Cuilfail Zoophycos n'a pu être retrouvé dans la vallée de l'Yonne situé à proximité. En effet, dans les coupes de référence de cet intervalle stratigraphique que sont Saint-Julien-du-Sault et Armeaux, Pomerol (1998), estime que le « passage Turonien-Coniacien est inhabituel(le), la craie est sans silex mais contient différents niveaux noduleux qu'il est difficile de corréliser avec les niveaux repères des côtes de la Manche ».
- Le positionnement de la biozone T/s par Robaszynski *et al.*, (2005) nous semble donc relativement discutable, de plus dans la vallée de l'Yonne, la zone attribuée à la biozone T/s dont la coupe de référence est celle de Saint-Julien-du-Sault représente moins de 10 m contre 50 m minimum dans Craie 700 pour Robaszynski *et al.*, (2005). Enfin, Mortimore et Pomerol, (1987) estiment, sur la base des faunes d'échinides, que « la plupart, si ce n'est toute » la carrière de Saint-Julien-du-Sault appartient au Coniacien. Ceci fait supposer que la majeure partie de la zone T/s appartient au Coniacien. Bourdillon (comm pers) considère de la même façon la majorité de la biozone T/s comme d'âge Coniacien (cf. chapitre A. III.1.).
- En conclusion, le positionnement de la zone T/s par Robaszynski *et al.*, (2005) semble hasardeux, de plus cette biozone utilisée comme un marqueur du Turonien est d'après plusieurs travaux portant sur les foraminifères mais également sur des faunes différentes d'âge Coniacien. Ceci nous amène à considérer le positionnement de la limite Turonien-Coniacien par Robaszynski *et al.* (2005) comme peu recevable, et à préférer celui de Robaszynski *et al.* (2000).

2.3.2. Position des limites à l'intérieur du Cénomaniens

La limite Albien-Cénomaniens est identifiée par des faunes d'ammonites dans le forage de Ste Colombe, par corrélation entre les deux forages, le forage de Poigny débute à l'intérieur du Cénomaniens.

La limite Cénomaniens inférieur-moyen est peu contrainte. Néanmoins les inocérames montrent l'existence du Cénomaniens inférieur dans les deux forages. Le Cénomaniens moyen et supérieur est plus mal contraint à partir des macrofaunes (dans le forage de Sainte-Colombe, *I. pictus* (Cénomaniens supérieur) apparaît sous *O.mantelliana* qui devrait marquer le Cénomaniens moyen).

Les apparitions connexes de *R.cushmani* et *M. decoratus* nous semblent les données les plus fiables, même si leurs apparitions présentent les incertitudes évoquées plus haut (absence de foraminifères et nannopalnctons en dessous de cet événement). Ces apparitions montrent que ces niveaux sont au moins d'âge Cénomaniens moyen. L'apparition de *R. cushmani* est couramment associée à l'événement Mid-Cenomanian

non sequence qui correspond à la remontée du niveau marin après une forte chute associée au développement d'un prisme de bas niveau (Hart , 2005). Cette apparition est donc largement contrainte par l'organisation séquentielle des dépôts. Le découpage séquentiel et les variations observées pourront donc être utilisées pour tenter de préciser l'âge de ces dépôts (cf. infra) .

3.Stratigraphie événementielle.

Robaszynski *et al.* (2000) et Robaszynski *et al.* (2005) ont différencié un nombre important de niveaux repères dans les deux forages.

Il s'agit principalement de niveaux marneux, benthonitiques ou non, et de niveaux de lithologie particulière.

Nous appliquerons ici la démarche critique déjà appliquée en Normandie. Ne seront retenus que les niveaux pour lesquels existent des contraintes biostratigraphiques et lithostratigraphiques supplémentaires et solides.

Ainsi peuvent être retenues :

- Les Plenus Marls, niveau marneux anoxique correspondant à l'extinction de *R.cushmani* et situé immédiatement sous des craies noduleuses situées aux environs de la limite Cénomanién-Turonien.
- Les Shoreham Marls, dernier niveau marneux du Coniacien.
- Avec plus de circonspection, le niveau marneux observé légèrement au dessus de la limite Santonien-Campanien peut être attribué aux niveaux marneux de la base du Campanien dont les Old nore Marls sont les plus marquées dans les coupes de référence en Angleterre. Cette attribution est très approximative puisqu'au total neuf niveaux marneux sont reconnus à la base du Campanien inférieur dans les coupes de référence anglaises. Nous retiendrons ici une attribution à l'un de ces niveaux marneux sans retenir l'attribution stricte aux Old Nore Marls.
- A l'inverse, comme discuté précédemment, la détermination des Cuifail Zoophycos nous semble hasardeuse (craie marbrée sans silex), cette lithologie révélant plus un faciès sédimentaire qu'un niveau invariant depuis l'Angleterre jusqu'à la vallée de l'Yonne. Nous avons vu précédemment que ce niveau n'est pas identifié dans la vallée de l'Yonne et que l'intervalle où il est observé semble correspondre à des dépôts d'âge Coniacien.
- Trois niveaux de benthonites sont identifiés dans le Turonien de Poigny (quatre dans Sainte-Colombe) si leur détermination en tant que niveaux benthonitiques est claire, la correspondance exacte avec les niveaux connus n'est pas appuyée par d'autres arguments stratigraphiques. Cinq niveaux benthonitiques sont couramment retrouvés en Angleterre. Le premier étant les Glynde Marls, or Robaszynski *et al.* (2005) débutent l'attribution des niveaux benthonitiques au niveau des Southerham Marls sans argumenter leur choix de l'absence des Glynde Marls. De plus la lithologie de plusieurs de ces niveaux marneux est très bioclastiques et suggère un possible remaniement de certains d'entre eux (cf.infra). L'attribution stricte de ces niveaux ne nous semble donc pas totalement recevable.

4. Découpage séquentiel

Seul le puits de Poigny (701) a fait l'objet d'un lever complet, le puits de Sainte-Colombe (702) a été levé dans plusieurs intervalles stratigraphiques afin de compléter les informations disponibles dans le forage de Poigny.

Le puits de Sainte-Colombe débutant dans un intervalle stratigraphique inférieur (Albien) à celui du forage Poigny (Cénomanien inférieur), la base de ce puits a été utilisée pour compléter le forage de Poigny et bâtir une coupe complète depuis la partie supérieure de l'Albien jusqu'au Campanien supérieur. Les deux coupes sont raccordées au niveau de la transition rapide et bien identifiable depuis une craie grise vers une craie blanche plus distale marquant la transgression de la séquence 1 (Cf. infra).

4.1 Découpage séquentiel 1D

Le découpage séquentiel sera ici basé sur la seule évolution verticale de faciès (Figure C. 25). Comme dans l'étude de la Haute-Normandie et du Sud-Ouest du Bassin de Paris, nous distinguerons les séquences d'ordre supérieur à l'intérieur de plusieurs séquences marquées par des alternances de milieu de dépôt importantes. Nous avons choisi d'appliquer cette démarche pour les dépôts Cénomanien à Turonien moyen, ceci pour les raisons principales suivantes :

- la mise en évidence dans les zones d'études précédentes de plusieurs séquences possiblement amalgamées ;
- la faible épaisseur des dépôts attribuables à ces intervalles stratigraphiques par rapport aux intervalles supérieurs qui suggère une condensation très importante des dépôts, par exemple moins de 70 mètres pour l'intervalle attribuable au Cénomanien alors que le Turonien, plus court de près de 2 Ma, représente plus de 120 m de dépôts. Ces deux raisons sont le motif de l'individualisation de plusieurs séquences à l'intérieur du Cénomanien (cf. infra).;
- la forte probabilité d'amalgame étant donnée la position distale de cette coupe ;
- la présence de séquences de variations de milieu de dépôts qui montrent des variations identiques et ne peuvent donc être hiérarchisées.

La pertinence de ces individualisations sera discutée à partir de la corrélation avec les deux autres zones

Séquence 1

La coupe débute par une tendance régressive marquée par la transition depuis des faciès intermédiaires à distaux (C2 ar) jusqu'à des faciès intermédiaires C1 qui correspondent aux faciès les plus proximaux de tout le forage. Cette tendance se développe dans des craies très grises argileuses (contrastant fortement avec les craies sus-jacentes). La FS se situe sous un niveau à granules phosphatés. Elle est surmontée par le passage brusque à des faciès d'offshore supérieur distal, le niveau de graviers phosphatés correspondant probablement à une condensation importante durant la transgression.

La position de la MFS est plus difficile à identifier. Les faciès les plus distaux de cet intervalle correspondent à des intervalles marneux anoxiques. *Chondrites* et *Zoophycos* sont les seuls ichnogènes rencontrés. Ces faciès correspondent à deux intervalles séparés par cinq mètres de dépôts, l'intervalle supérieur correspondant aux Plenus Marls. Etant donné les problèmes de méthode associés à la détermination du milieu de dépôt de ces faciès (cf.B.I), il est ici difficile de déterminer lequel correspond au milieu le plus distal. L'intercalation de faciès d'offshore supérieur médian entre ces deux faciès nous amène à positionner la MFS dans le premier d'entre eux (figure C. 25)

A l'intérieur de cette séquence, on peut individualiser les variations d'ordre supérieur suivantes :

Séquence 1.1

- Cette séquence est comprise dans la tendance régressive de la séquence 1. La distillation durant la phase transgressive est faible. Cette séquence est peu individualisée et ne représente qu'une faible variation à l'intérieur de la grande tendance progradante.

Séquence 1.2

- La FS de cette séquence d'ordre inférieur correspond à la FS de la séquence 1, la MFS de cette séquence est positionnée dans les premiers faciès d'offshore supérieur distal avant la réapparition de faciès d'offshore supérieur médian.

Séquence 1.3

- Elle se déroule à l'intérieur de la phase transgressive de la séquence 1. Elle est marquée par le retour à des faciès d'offshore supérieur intermédiaire au-dessus de la transition vers des faciès d'offshore supérieur distaux. La MFS de cette séquence correspond à la MFS de la séquence 1.

Ces séquences sont très peu symétriques et semblent s'inscrire à l'intérieur des tendances de la séquence 1. Nous verrons cependant plus loin qu'elles peuvent correspondre à des séquences d'ordre inférieur individualisées dans les autres zones d'études.

Séquences 2 et 3

L'intervalle correspondant à ces deux séquences est relativement complexe, marqué par deux alternances de faciès d'offshore supérieur médian et d'offshore supérieur distal. Au-dessus des derniers faciès médians, la phase transgressive est clairement visible par la transition progressive vers des faciès d'offshore inférieur. Les alternances observées, montrant des variations symétriques, nous amènent à différencier trois séquences d'ordre inférieur. En particulier, on observe deux séquences symétriques au-dessus des Plenus Marls dans des niveaux situés autour de la limite Cénomaniens-Turonien. Ces deux alternances rappellent les deux séquences amalgamées présentes dans les zones d'études précédentes dans cet intervalle stratigraphique. En conséquence, ces deux séquences seront différenciées en une séquence 2 et une séquence 3. Les séquences 2 et 3 montrant des alternances relativement symétriques seront elles-mêmes divisées en deux séquences d'ordre supérieur.

Séquence 2.1

- Cette séquence est marquée par l'intercalation de faciès d'offshore supérieur intermédiaire entre deux intervalles de faciès distaux marneux correspondant respectivement à la MFS de la séquence 1 et à la MFS 2.1 qui correspond aux Plenus Marls.

Séquence 2.2

- Cette séquence est marquée par une installation plus durable des faciès d'offshore supérieur intermédiaire. La phase transgressive de cette séquence est marquée par le retour à des faciès d'offshore supérieur distal.
- La FS de la séquence 2 se situe au niveau de la FS de la séquence 2.2.

Séquence 3

La phase régressive de cette séquence est similaire à celle de la séquence précédente, la FS se situe au niveau des derniers faciès d'offshore supérieur médian. La phase transgressive est marquée par le passage progressif à des faciès d'offshore inférieur. Vers la fin de la grande tendance transgressive, une alternance symétrique de faciès d'offshore supérieur distal et d'offshore inférieur justifie la différenciation d'une sous séquence 3.2. La MFS de la séquence 3.1 est située dans les premiers faciès d'offshore inférieur.

La séquence 3.2, étant donnée sa symétrie, ne s'inscrit pas obligatoirement à l'intérieur de la tendance transgressive de la séquence 3, mais pourrait constituer une séquence à part entière.

Séquence 4

Cette séquence montre une épaisseur beaucoup plus importante que les deux séquences précédentes. Elle est comme la précédente marquée par la présence de trois séquences d'ordre supérieur dont les MFS sont bien marquées par une réinstallation de faciès d'offshore inférieur. La phase transgressive de cette séquence est marquée par un retour net, à des faciès d'offshore inférieur sur une épaisseur importante.

Séquence 4.1

- La phase régressive de cette séquence est marquée par le retour à des faciès d'offshore supérieur médian qui correspondent à la FS. Les deux alternances visibles à l'intérieur de la tendance régressive sont interprétées comme des séquences d'ordre supérieur. La phase transgressive de cette séquence est relativement rapide et correspond au retour à des faciès d'offshore inférieur.

Séquence 4.2

- La phase régressive de cette séquence est très similaire à celle de la précédente, la FS est positionnée dans les derniers faciès d'offshore supérieur médian.
- La phase transgressive est plus progressive que la précédente et correspond à un retour vers des faciès d'offshore inférieur plus marqués que la séquence précédente. Cette phase transgressive correspond à celle de la séquence d'ordre inférieur (3).

Les séquences 4.1 et 4.2 s'inscrivent dans une tendance progradante à grande échelle qui permet de positionner la FS de la séquence 4 au niveau de celle de la séquence 4.2.

Séquence 5

La séquence 5 est marquée par des tendances globalement asymétriques, en conséquence une seule grande séquence sera individualisée.

La phase régressive est marquée par le retour progressif à des faciès d'offshore supérieur médians. Une petite séquence d'ordre supérieur est observable à l'intérieur de cette tendance. Au dessus de cette FS, se produit une tendance transgressive à grande échelle qui s'achève plus de 200 m plus haut (cf. infra).

A l'échelle de la séquence 5, la phase transgressive est très dilatée et marquée par un retour progressif à des faciès d'offshore inférieur plus distaux que précédemment, des faciès turbiditiques (PC3) sont identifiés sporadiquement.

Séquence 6

La tendance régressive de cette séquence est très peu marquée, caractérisée par un bref retour de faciès d'offshore supérieur distal. La tendance transgressive est à l'inverse très dilatée, et se déroule essentiellement dans des faciès d'offshore inférieur. Trois alternances marquées par des intercalations de turbidites basses densité (interprétées comme des phases de proximalisation) sont visibles et correspondent à des séquences d'ordre supérieur. La MFS se situe aux alentours de 300 m dans des faciès d'offshore inférieur très profonds (PC4).

Séquence 7

Cette séquence est comme la précédente très asymétrique.

La phase régressive est marquée par un retour brusque à des faciès plus grossiers (PC2-3).

La phase transgressive est tout d'abord globalement agradante, marquée par une récurrence de faciès PC2-3 qui nous amène à différencier deux séquences d'ordre supérieur (7.1 et 7.2) dont les FS sont positionnées au niveau des faciès d'offshore inférieur les plus grossiers (PC2-3) et les MFS au niveau des faciès d'offshore inférieur les plus fins (PC4).

La phase transgressive s'achève dans des faciès d'offshore inférieur très distaux (PC4) sur une épaisseur importante. La MFS de cette séquence est positionnée à l'intérieur de ces faciès.

Séquence 8

A partir de cette séquence, les variations sont mal visibles en particulier à cause de la faible compaction des dépôts et de l'altération tertiaire au sommet du puits, de plus les variations s'effectuent essentiellement à l'intérieur des faciès d'offshore inférieur.

- La phase régressive de cette séquence est marquée par un retour à des faciès d'offshore inférieur moins distaux que précédemment. Ces faciès semblent très agradants et la FS est donc positionnée avec peu de précision.
- La phase transgressive est peu marquée. La MFS est positionnée dans des faciès d'offshore inférieur légèrement plus distaux.

Séquence 9

Cette séquence est marquée par le retour à des faciès d'offshore inférieur légèrement plus proximaux, la lecture des faciès devient très difficile dans les derniers mètres du forage, aussi la FS est positionnée avec beaucoup d'imprécisions vers le sommet dans des faciès intermédiaires entre offshore inférieur et offshore supérieur. Les variations supérieures n'ont pu être caractérisées.

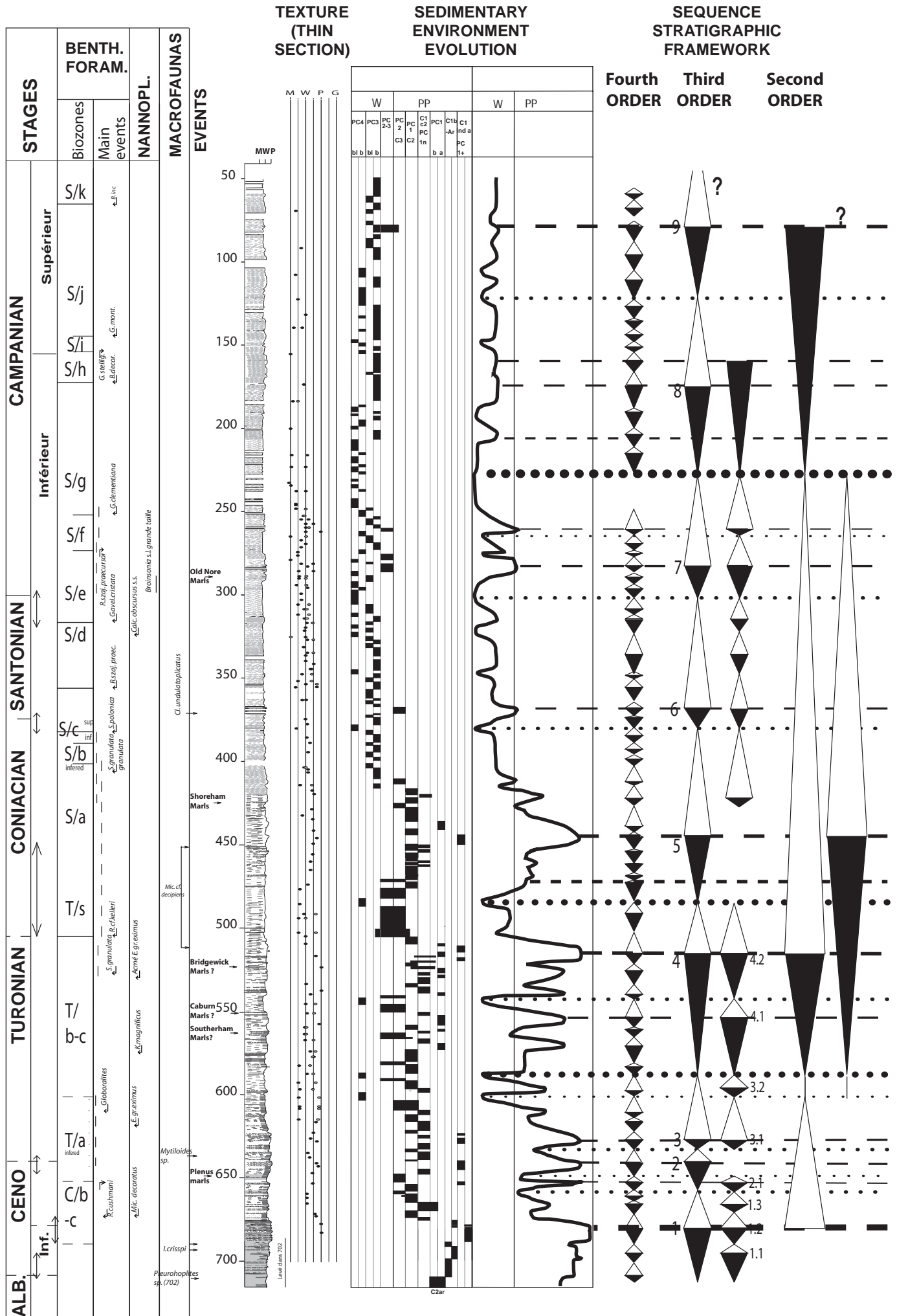


Figure 25 : Coupe composite du forage Craie 700, variations d'environnement de dépôt et découpage séquentiel. Stratigraphie d'après Robaszynski *et al.*, 2005, Robaszynski *et al.*, 2000, Janin (2000). Cette figure est présente au format A3 dans le CD en annexe.

4.2. Age des séquences

Nous utiliserons ici les âges issus de la discussion précédente (figure 25).

Séquence 1

La phase progradante de la première séquence se développe principalement au-dessus de l'occurrence des ammonites albiennes dans le forage de Sainte-Colombe. La présence de *I. criispi* (Cenomanien basal) suivi de *I. virgatus* (Cenomanien inférieur) souligne la présence d'une partie du Cenomanien inférieur dans cette régression. La FS ne peut être datée que par défaut. *R. cushmani* et *M. decoratus* apparaissent environ un mètre au-dessus, cependant aucun microfossile n'a été récupéré en dessous de cette apparition (cf. 3.2). La FS est donc au plus tôt, Cenomanien moyen (zone à Rhotomagense, âge de l'apparition de ces deux espèces).

La tendance transgressive est de la même façon relativement mal datée. La MFS se situe sous les Plenus Marls et sous la disparition de *R. cushmani*. Elle se situe donc au plus tard dans la zone à Geslinianum (âge des Plenus Marls ; Robaszynski *et al.*, 1998).

- La MFS de la séquence 1.2 correspond à l'apparition de *R. cushmani* et *M. decoratus*, elle est donc au plus tard d'âge cenomanien moyen (zone à Rhotomagense).

Séquence 2

Les trois séquences d'ordre supérieur de la séquence 2 peuvent être datées de la façon suivante :

- la MFS de la séquence 2.1 correspond aux plenus Marls ce qui lui donne un âge cenomanien supérieur (zone à Geslinianum) ;
- la FS de la séquence 2 se situe sous l'apparition de *Mytiloides* sp. Elle peut donc être d'âge anté-turonien. Sa MFS, située au-dessus de cette apparition, appartient au Turonien.

Séquence 3

La MFS de la séquence 3 située au-dessus de l'apparition de *E. gr. eximus* (Turonien inférieur), dans la zone T/b de Monciardini (Turonien moyen) et au dessous l'apparition de *K. magnificus* (intra Turonien moyen) peut être rapporté au Turonien moyen. La FS de cette séquence légèrement au-dessous de l'apparition de *E. gr. eximus* se situe probablement dans le Turonien inférieur.

La MFS de la séquence 3.1 se situe dans la zone T/b et peut être rapportée au Turonien moyen.

Séquence 4

Pour la datation de cette séquence, pour laquelle de fortes incertitudes se présentent, nous utilisons, en conséquence de la discussion sur les âges biostratigraphiques (cf.3.3), la position fixée par Robaszynski *et al.*, (2000). La FS de cette séquence se situe entre l'acmé de *E. eximus* (Turonien terminal) et l'apparition de *R. cf. kelleri*, donc légèrement au-dessous de la limite entre les biozones (T/c et T/S) proche de la limite Turonien-Coniacien. En conséquence, la FS peut être datée aux alentours de la limite Turonien-Coniacien.

- La MFS se situe probablement dans le Coniacien inférieur, non caractérisé par les foraminifères benthiques.
- La phase régressive de la séquence 4.1 se déroule en partie dans le Turonien moyen comme le montre l'apparition de *K. magnificus* (intra Turonien moyen). L'âge de la FS ne peut être

Séquence 5

La MFS de cette séquence se situe légèrement au-dessus de la limite entre les sous-zones S/c inférieur et supérieur qui correspondent approximativement à la limite Coniacien-Santonien. La séquence 5 se développe donc à l'intérieur du Coniacien. La présence d'un niveau marneux identifié comme les Shoreham Marls à 425 m, quelques mètres au-dessus de la FS de cette séquence (Robaszynski *et al.*, 2000 et 2005) pourrait marquer la limite Coniacien inférieur-moyen.

Séquence 6

La FS de cette séquence se situe immédiatement au-dessus de la présence de *C. undulatoPLICATUS*, espèce marqueur de la base du Santonien. Elle appartient donc probablement au début du Santonien inférieur. La MFS se situe au-dessus de l'apparition de *C. obtusus* (Santonien terminal) et dans la zone S/e (Santonien supérieur). Elle est donc attribuée au Santonien supérieur.

Séquence 7

L'apparition de *Broinsonia s.l.* au-dessous de la FS plaide pour un âge légèrement au-dessus de la limite Santonien-Campanien. La MFS se situe dans la zone S/g attribuable au Campanien inférieur.

Séquence 8

La FS de la séquence 8 se situe à la limite entre les zones S/h et S/i, cette limite est relativement imprécise. Elle se situe donc légèrement en dessous de la limite Campanien inférieur-moyen. La MFS se situe dans la zone S/j, correspondant à un âge Campanien supérieur.

4.3. Hiérarchisation des surfaces d'inversion de tendance

Trois minima de profondeur correspondant à des FS majeures sont identifiés, il s'agit des FS des séquences 1, 2, 3, 4 et 5. La FS de la séquence 1 correspond clairement aux environnements les moins profonds de tout l'intervalle étudié. Les séquences 2 et 3, si elles marquent des régressions relativement importantes autour de la limite Cénomaniens-Turonien, s'inscrivent dans une grande tendance transgressive depuis la FS de la séquence 1 jusqu'à la MFS de la séquence 3.

Pour les maxima de profondeur, on peut différencier deux intervalles à grande échelle :

- Un intervalle anté FS 5 (Coniacien inférieur-moyen), dans lequel les faciès distaux sont moins présents et les faciès d'offshore inférieur relativement rares.
- Un intervalle postérieur à la FS 5 qui voit un approfondissement généralisé et où les faciès rencontrés sont principalement des faciès distaux avec une prédominance des faciès d'offshore inférieur.

Dans le premier intervalle, les maxima de profondeur sont la MFS de la séquence 3, plus précisément les MFS des séquences 3.1 et 3.2, les deux MFS étant difficilement hiérarchisables l'une par rapport à l'autre, ainsi que la MFS de la séquence 4. Ces trois MFS semblent équivalentes d'après le lever effectué.

Dans le second intervalle, le maxima de profondeur peut être fixé au niveau de la MFS de la séquence 7 correspondant à l'installation la plus durable de faciès d'offshore inférieur les plus distaux.

En résumé à l'échelle de l'intervalle Cénomaniens-Campanien supérieur, les grandes tendances observées sont les suivantes :

- une tendance régressive depuis la base du forage jusqu'à la FS de la séquence 1 (Cénomaniens moyen) ;
- une tendance transgressive qui s'achève au niveau de la MFS de la séquence 3 (Turonien moyen). Suivent alors les séquences 4 et 5 séparées par une transgression importante et marquées chacune par des régressions importantes associées à des minima de profondeur ;
- au-dessus de la FS de la séquence 5 (d'âge proche de la limite Coniacien inférieur-moyen) débute une grande tendance transgressive qui s'achève au niveau de la MFS de la séquence 7 (Campanien inférieur) ;
- l'évolution dans la partie supérieure du forage semble s'inscrire dans une tendance régressive, peu prononcée.

IV. Synthèse du découpage séquentiel de la Craie du Bassin de Paris

La synthèse du découpage se basera sur la mise en relation des découpages séquentiels réalisés dans les trois zones d'étude principales. Toutes les séquences identifiées dans ces zones ont été corrélées à l'échelle du bassin à partir des transects diagraphiques. Les corrélations dans le centre du bassin sont vérifiées en effectuant un maillage qui permet de minimiser les erreurs de corrélations.

Afin d'estimer la contemporanéité des séquences identifiées, nous avons recalé les séquences identifiées le long de l'échelle biostratigraphique synthétique proposée dans le premier chapitre (cf. chapitre A.II). Cette échelle permet de recaler les âges des séquences (figure C. 26) établis à partir des différents outils biostratigraphiques disponibles (ammonites, macrofaunes diverses, foraminifères benthiques et planctoniques, nannofossiles calcaires). Pour chaque ligne-temps identifiée, une barre d'erreur est attribuée en fonction des données biostratigraphiques disponibles.

Cette mise en relation des séquences permet en outre de discuter de la hiérarchie des séquences lorsque celle-ci est difficile à établir dans une zone d'étude. Enfin les trois zones correspondant à des domaines relativement différents et éloignés, ceci nous permet de discuter de l'histoire commune et/ou différente de chacune de ces zones.

Nous reviendrons donc tout d'abord sur la contemporanéité des différentes séquences identifiées, puis nous discuterons de la hiérarchie des séquences identifiées. Enfin, à partir d'une corrélation des trois zones, nous dessinerons les grandes tendances observées dans l'histoire du Crétacé supérieur du Bassin de Paris.

1. Contemporanéité des séquences

Les différentes zones d'étude sont plus ou moins bien datées suivant les intervalles considérés (figure C.26). Par exemple, le Cénomanien est très bien daté en Normandie et dans la Sarthe. À l'inverse les données de Craie 700 (Poigny 701) sont parcimonieuses et ne permettent d'identifier précisément aucune limite à l'intérieur du Cénomanien.

Comme nous l'avons fait précédemment, nous discuterons de la contemporanéité des séquences par intervalles stratigraphiques choisis, qui seront le Cénomanien, l'intervalle Turonien-Coniacien moyen, et enfin l'intervalle Coniacien moyen-Campanien. Pour chaque intervalle, nous discuterons tout d'abord de la contemporanéité des séquences entre deux zones où elles sont relativement bien datées, puis nous discuterons de la contemporanéité des séquences identifiées dans la troisième.

1.1. Cénomanien

Les limites inférieures et supérieures de cet intervalle sont relativement bien identifiées dans les trois zones. Nous discuterons tout d'abord de la contemporanéité entre les séquences identifiées en Normandie et dans le Sud-Ouest du Bassin de Paris, où les dépôts sont bien datés, ensuite nous recalons ces séquences par rapport aux données disponibles sur le forage Craie 700.

1.1.1. Comparaison entre les découpages réalisés en Normandie et dans le Sud-Ouest du Bassin de Paris.

En Normandie, l'intervalle Cénomanien est composé de trois séquences principales. La hiérarchisation des séquences est difficile à établir en raison d'une activité tectonique qui contrôle en grande partie l'expression des séquences (cf. chapitre I.1.4.1). Nous récapitulerons ici rapidement les âges et les caractéristiques des différentes séquences identifiées.

- La FS de la séquence 1 se situe au niveau de la limite Albien-Cénomanien, sa MFS dans le Cénomanien inférieur (sous-zone à Saxbii).
- Suit une séquence très développée (2) différenciable en trois séquences d'ordre supérieur (2.1, 2.2A et 2.2B). A l'échelle de la Normandie la première d'entre elles est peu individualisée et semble s'inscrire dans la tendance progradante à grande échelle. À l'inverse, les séquences 2.2A et 2.2 B, amalgamées en domaine proximal en raison d'un uplift, sont nettement différenciées en domaine distal. Les séquences 2.2A et 2.2B correspondent aux maxima de progradation de cet intervalle et pourraient correspondre en domaine distal à deux séquences majeures d'ordre

comparable (cf. chapitre I.1.4.1). La MFS de la séquence 2.2B (MFS de la séquence 2) correspond à un approfondissement généralisé mais est peu différenciable en domaine distal.

- La troisième séquence contient deux séquences d'ordre supérieur (3.1 et 3.2), la MFS de la première (3.1) correspondant aux Plenus Marls. La MFS de la séquence 3 se situe dans le début du Turonien.

Dans le Sud-Ouest du Bassin de Paris, la hiérarchie des séquences est plus aisée, quatre séquences sont individualisées :

- La FS de la séquence 1 se situe au niveau de la limite Albien-Cénomaniens, sa MFS se situe dans le Cénomaniens inférieur (sous-zone à saxbii).
- Deux séquences (2 et 3) montrant le même contenu faciologique s'expriment au-dessus. Elles correspondent aux FS majeures de l'intervalle Cénomaniens. La phase transgressive de la séquence 3 contient deux séquences d'ordre inférieur. La première MFS (3.1) est marquée par un recul généralisé du profil de dépôt mais est peu identifiable en domaine distal. La MFS de la séquence 3 (MFS3.2) correspond en domaine distal aux Plenus Marls.
- La FS de la séquence supérieure se situe dans le Cénomaniens supérieur, zone à Geslinianum ; sa MFS se situe dans le Turonien.

La description des caractéristiques des différentes séquences des deux zones suggère de nombreuses mises en équivalence. Au regard des données biostratigraphiques, on peut avancer une contemporanéité de plusieurs surfaces d'inversion de tendance entre les deux zones.

Pour les séquences principales les contemporanéités suivantes sont observées :

- Les deux surfaces de la séquence 1 (FS limite Albien-Cénomaniens, MFS intra sous-zone à Saxbii).
- La FS de la séquence 3 en Normandie et la FS de la séquence 4 dans le Sud-Ouest du Bassin de Paris (zone à Geslinianum).
- La MFS de ces deux séquences située au début du Turonien inférieur est également contemporaine.

Toutes les surfaces d'inversion de tendance des séquences d'ordre supérieur sont possiblement contemporaines, à l'exception de la séquence 2.1 qui, si elle peut être soupçonnée dans le Sud-Ouest du Bassin de Paris (cf. chapitres II.1.1.1. et II.1.1.3.), n'y est pas clairement identifiée.

Plusieurs surfaces considérées comme mineures dans une zone sont possiblement contemporaines de surfaces considérées comme majeures dans l'autre zone d'étude. Ceci nous amène à rediscuter de la hiérarchie des séquences.

- C'est le cas des FS des séquences 2.2A et 2.2B en Normandie, qui sont possiblement contemporaines des FS des séquences 2 et 3 du Sud-Ouest du Bassin de Paris. Les âges de ces FS sont en effet :
 - de la zone à Inerme (lacunaire dans les deux régions) à la partie inférieure de la zone à Rhotomagense pour la première ;
 - autour de la limite entre les zones à Rhotomagense et à Jukesbrownei pour la seconde.
- D'après la géométrie des dépôts de Normandie, nous avons avancé que ces deux séquences correspondent à deux séquences majeures du Cénomaniens, leur expression dans la coupe de référence de St Jouin en Haute-Normandie étant modifiée par la tectonique locale. Leur contemporanéité avec les séquences majeures 2 et 3 de Touraine, le fait qu'elles correspondent comme ces deux séquences, à des maxima de progradation montre une organisation séquentielle similaire et supporte une équivalence de ces séquences. Les séquences 2.2A et 2.2B correspondent bien à des séquences majeures du Cénomaniens.

A l'intérieur de l'intervalle situé entre la zone à Jukesbrownei et la base de la zone à Geslinianum, on peut observer les contemporanéités suivantes :

- La MFS de la séquence 3.1 de Normandie est contemporaine de la MFS de la séquence 3 de Touraine (zone à Naviculare) ; ces deux MFS correspondant au même faciès des Plenus Marls, (événement anoxique de grande extension géographique bien connu dans le Cénomaniens supérieur) dans la partie distale des deux régions.
- La MFS de la séquence 3.1 du Sud-Ouest du Bassin de Paris (MFS d'ordre supérieur à l'intérieur de la tendance transgressive de la séquence 3, cf. chapitre II.1.2) est possiblement contemporaine de la MFS de la séquence 2 de Normandie. De plus, elles correspondent aux mêmes caractéristiques quant aux variations de milieu de dépôt enregistrées (phase de recul important du profil de dépôt difficilement identifiable en domaine distal). Toutefois, l'âge de ces deux surfaces est relativement imprécis et peu semblable différent entre les deux zones (zone à Jukesbrownei pour la MFS 2 de Normandie, limite Jukesbrownei-Naviculare pour la MFS 3.1 du Sud-Ouest du Bassin de Paris). Les arguments suivants démontrent cependant une possible contemporanéité :

- Dans le Sud-Ouest du Bassin de Paris, la zone à Jukesbrownei est principalement enregistrée dans les Sables du Perche. Cette formation correspond à un cortège transgressif s'achevant dans les Marnes à *P. biauriculata*. La base de ces marnes n'a pas livré d'ammonites permettant de positionner précisément la limite entre la zone à Jukesbrownei et la zone suivante.
- Ce cortège transgressif est bien enregistré dans la Sarthe où il correspond à l'intégralité de la zone à Jukesbrownei. À l'inverse, il semble peu préservé en Normandie où la MFS se situe 3 m environ au-dessus de la FS. L'enregistrement paléontologique est donc ici largement conditionné par les variations de niveau marin relatif et de préservation.
- Dans la coupe de Saint-Jouin en Haute-Normandie, une lacune importante affecte probablement la base de la zone à Jukesbrownei. En effet, la limite avec la zone précédente est représentée par le Hardground Rouen 2 qui correspond ici à une condensation très importante puisqu'il correspond à l'amalgame d'une grande partie de la séquence 2.2 B dont nous venons de montrer qu'elle correspond à une séquence majeure. De plus, la zone à Jukesbrownei s'achève environ 5 m au-dessus de la MFS. Aussi l'âge précis de la MFS de la séquence 2, située légèrement au-dessus de ce hardground, est difficile à positionner à l'intérieur de la zone à Jukesbrownei, et une position dans la partie supérieure de la zone à Jukesbrownei est probable.
- En conséquence, on peut supposer que la MFS de la séquence 2 de Normandie et la MFS de la séquence 3.1 de Touraine sont contemporaines et ont un âge correspondant à la partie supérieure de la zone à Jukesbrownei. Ceci est conforté par les tendances similaires qu'elles présentent.

On observe donc, dans l'intervalle situé entre le sommet de la zone à Jukesbrownei et la base de la zone à Geslinianum, une contemporanéité stricte des surfaces d'inversion de tendance d'ordre supérieur mais un possible diachronisme des surfaces correspondant aux séquences d'ordre inférieur. Ceci peut s'expliquer par les raisons suivantes :

- Tout d'abord, il est difficile de hiérarchiser les deux MFS 2 et 3.1 en Normandie. Nous avons signalé précédemment que plusieurs arguments géométriques (cf. chapitre I.4.1.5) existaient pour considérer les Plenus Marls comme une MFS majeure. Ce niveau était néanmoins considéré comme une MFS mineure pour deux raisons :
 - (1) les dépôts qui lui sont équivalents dans la Coupe de Saint-Jouin sont plus proximaux que ceux de la MFS de la séquence 2 ;
 - (2) la difficulté d'estimer le milieu de dépôt correspondant aux Plenus Marls, ces dépôts n'affleurant pas en Normandie. Or, nous avons vu que pour des problèmes de tectonique locale, la hiérarchisation effectuable dans la coupe de Saint-Jouin-Bruneval n'est pas toujours révélatrice de l'ensemble de la Normandie. Il est donc possible que la MFS 3.1 (correspondant aux Plenus Marls) soit régionalement une MFS majeure.
- Il existe un jeu différentiel de la tectonique. En effet nous avons montré que, lors de l'intervalle Cénomaniens moyen-supérieur, la région normande et en particulier la zone de la coupe de Saint-Jouin est affectée par un uplift s'achevant durant le dépôt des Plenus Marls. À l'inverse, la zone Sud-Ouest du Bassin de Paris, et particulièrement la zone Touraine est en subsidence.
- La MFS équivalente aux Plenus Marls correspond clairement en Touraine à une MFS majeure. En Normandie, à l'exception des environs de la coupe de Saint-Jouin affectés par une tectonique locale active, elle peut aussi être considérée comme une MFS majeure. Nous considérerons donc que cette MFS est la MFS majeure de l'intervalle compris entre la zone à Jukesbrownei et la zone à Geslinianum, la hiérarchie de séquence effectuée en Normandie étant modifiée par la tectonique locale.
- L'intervalle compris entre la MFS 2 et la MFS 3.1 en Normandie (séquence d'ordre supérieur 3.1) aussi bien que l'intervalle compris entre la MFS 3.1 et la MFS 3 en Touraine (séquence d'ordre supérieur C ou 3.2 de Ballan-Miré 1) montrent plusieurs caractéristiques communes. Dans les deux zones, les MFS de la base de la séquence (respectivement 2 et 3.1) viennent d'être mise en équivalence. De plus ces séquences d'ordre supérieur ne sont clairement préservées que dans la zone proximale, ayant tendance à se pincer en domaine distal. Cette géométrie révèle un partitionnement volumétrique en relation avec une tendance transgressive à grande échelle. La MFS supérieure correspond à l'événement anoxique Plenus Marls. Au-dessus de cette surface, une tendance régressive correspondant à la séquence suivante est bien observable dans les deux zones.

Ces différents points montre la même organisation séquentielle dans les deux zones. La transgression se fait en deux temps, une première phase transgressive marquée par le recul le plus important du profil de dépôt. Elle correspond à l'installation durable de dépôts distaux, la MFS majeure correspond au dépôt des Plenus Marls. La tendance transgressive de cet intervalle est bien montrée par le partitionnement volumétrique sous les Plenus Marls et montre que ce niveau correspond bien à une MFS majeure. Les différentes surfaces peuvent donc toutes être mise en équivalence.

La comparaison de ces deux découpages nous permet de montrer leur cohérence et de nous extraire de la configuration particulière observée en Normandie. Ainsi le découpage au grand ordre de la Normandie peut être réévalué et est très proche de celui du Sud-Ouest du Bassin de Paris. On peut donc revenir sur le

découpage séquentiel en redéfinissant les séquences de la façon suivante (les surfaces majeures sont soulignées) :

FS 1 Normandie = FS 1 Touraine

MFS 1 Normandie = MFS 1 Touraine

La séquence 2.1 n'a pas d'équivalent clairement identifié en Touraine.

FS 2.2.A Normandie = FS 2 Touraine

MFS 2.2A Normandie = MFS 2 Touraine.

FS 2.2B Normandie = FS 3 Touraine

MFS 2 Normandie = MFS 3.1 Touraine

FS 3.1 Normandie = FS 3.2 Touraine

MFS 3.1 Normandie = MFS 3 Touraine

FS 3 Normandie = FS 4 Touraine

En Touraine, la FS de la séquence 2 correspond à la FS majeure du Cénomaniens. Son équivalent, la FS 2.2A en Normandie est globalement de même magnitude que la FS 2.2B sus-jacente. Nous discuterons de ce point après la comparaison avec le découpage de Craie 700.

1.1.2. Comparaison avec le découpage séquentiel de Craie 700, retour sur le calage temps de ce forage

Peu de données biostratigraphiques sont disponibles pour l'intervalle Cénomaniens de Craie 700. Les données les plus solides (III.2.3.2) sont l'extension totale de *R. cushmani* et l'apparition de *M. decoratus* (connexe de celle de *R. cushmani*), bien qu'elles soient rendues imprécises par l'absence de spécimens identifiables sous ces apparitions et au-dessus de la disparition de *R. cushmani*. Le sommet du Cénomaniens est mieux caractérisé par la présence des Plenus Marls et l'identification de la base du Turonien.

Seules deux séquences sont clairement individualisées dans le Cénomaniens de Craie 700, la séquence 1 différenciée en trois séquences d'ordre supérieures et la séquence 2 différencié en deux séquences d'ordre supérieur. Nous débuterons ici par les surfaces dont la contemporanéité est très probable puis discuterons plus amplement des suivantes.

La séquence 2 découpée en deux séquences d'ordre supérieur montre une contemporanéité possible de toutes ses surfaces avec celle du découpage effectué dans les deux autres zones.

- En particulier, la FS de la séquence 2 est située directement au-dessus des Plenus Marls, ce qui est la position stratigraphique des FS 3 de Normandie et FS 4 de Touraine. De même, sa MFS est située en base du Turonien, ce qui est la position des MFS 3 de Normandie et MFS 4 de Touraine. Ces surfaces d'inversion de tendance peuvent donc être mises en équivalence.
- Les Plenus Marls étaient assimilées à la MFS de la séquence d'ordre supérieur 2.1. Elles correspondent à une MFS majeure en Touraine et en Normandie (cf. supra. Dans le forage Craie 700, la hiérarchisation de cette MFS par rapport à la précédente (MFS 1) n'était basée sur aucun argument solide, les faciès de ces deux MFS étant identiques. La confrontation avec le découpage effectué en Normandie et en Touraine nous permet de définir cette surface comme une MFS majeure.

A l'intérieur de la séquence 1 les rapprochements suivants peuvent être effectués:

- Au sommet de la séquence 1, dans la séquence d'ordre supérieur 1.3 située directement sous les Plenus Marls, la MFS située en base correspond à un environnement comparable à ces marnes et marquent un approfondissement important du milieu de dépôt. Toutes ces caractéristiques amènent à la mettre en équivalence avec la MFS 3.1 du Sud-Ouest du Bassin de Paris et la MFS 2 de Normandie. D'après cela, la séquence 2.1 de Craie 700 peut être considérée comme un équivalent des séquences d'ordre supérieur 3.1 de Normandie et 3.2 de Touraine.

La séquence 1 est différente du schéma observé ailleurs :

- La FS de cette séquence se situe sous les apparitions connexes de *R. cushmani* et de *M. decoratus*. S'il faut considérer les contraintes taphonomiques signalées précédemment, on peut toutefois remarquer que :
 - l'apparition de *R. cushmani* est considérée comme contemporaine de celle de *M. decoratus* (Ogg *et al.*, 2004) ;
 - cette apparition est associée, d'après Hart (2005), à un contrôle eustatique fort. En effet, elle figure dans la transgression suivant une forte régression durant laquelle les foraminifères se font plus rares (mid-

Cenomanian non-sequence). Dans Craie 700, l'apparition se fait ici dans la forte transgression au-dessus de la FS de la séquence 1 (qui correspond aux faciès les plus proximaux du Cénomanien). Elle pourrait donc correspondre à la position stratigraphique normale de cet événement. La mid-Cenomanian-non-sequence se situe dans le Kent à l'intérieur de la zone à Rhotomagense (Paul *et al.*, 1994 ; Robaszynski *et al.*, 1998). Ceci suggère que cette FS pourrait correspondre avec la FS de la séquence 2 du Sud-Ouest du Bassin de Paris et avec la FS de la séquence 2.2A en Normandie. Ceci est en outre appuyé par le fait que la FS de la séquence 2 de Touraine correspond à la FS majeure du Cénomanien.

- Dans la coupe de Saint-Jouin-Bruneval, Hart (2005) positionne la mid-Cenomanian non sequence au niveau des Hardgrounds Rouen 1 et Rouen 2 donc au-dessus de la FS de la séquence 2.2B. Cet âge correspond à une position à l'intérieur de la zone à Jukesbrownei et non dans la zone à Rhotomagense. La transgression située à l'intérieur de la zone à Rhotomagense correspond en Normandie à la transgression de la séquence 2.2A. Nous avons vu qu'en raison d'une surrection de cette zone, la phase transgressive de la séquence 2.2A et la phase régressive de la séquence 2.2B étaient très condensées. Cette condensation induit que la première transgression clairement visible (avec laquelle apparaissent les foraminifères dont *R. cushmani*) n'est enregistrée qu'au-dessus de la FS de la séquence 2.2B et correspond à la transgression de la séquence postérieure (zone à Jukesbrownei) et non à celle de la zone à Rhotomagense.
- En conséquence, le rapprochement entre la FS 1 de Craie 700 et les FS 2.2A de Normandie, et 2 du Sud-Ouest du Bassin de Paris semble recevable. La MFS 1.2 située environ au niveau de l'apparition de *R. cushmani* peut être mise en équivalence avec la MFS 2.2A de Normandie et 2 de Touraine .
- D'après ces mises en équivalence, nous pouvons considérer que la séquence d'ordre supérieur identifiée au-dessus de la FS 1 (1.3) correspond à la séquence 3 du Sud-Ouest du Bassin de Paris et 2.2B de Normandie.
- Dans la tendance progradante de la séquence 1 de Craie 700, la séquence d'ordre supérieur 1.1 dont la MFS a livré *I. virgatus* (globalement équivalent à la zone à Dixoni) pourrait correspondre à la séquence 2.1 de Normandie .
- La principale différence avec les deux autres découpages réside dans le fait que seule une tendance progradante est visible depuis les niveaux datés du sommet de l'Albien, alors que dans les autres zones géographiques, le Cénomanien débute par une transgression. Les corrélations des transects diagraphiques montrent que le niveau équivalent à la première MFS du Cénomanien se situe au niveau de la base du forage, à un niveau équivalent à l'occurrence des ammonites albiennes. La FS sous-jacente correspondant environ à la limite Albien-Cénomanien en Normandie et en Touraine se situe quant à elle moins de 6 m en dessous dans les puits les plus proches. La condensation de la phase transgressive est donc importante par rapport à la Sarthe (25 m au Mans). Ceci pourrait montrer que la FS, qui correspond à une surface d'érosion dans le Sud-Ouest du Bassin de Paris et en Normandie, se situe en fait dans le sommet de l'Albien, la transgression débutant dans l'Albien. Un léger diachronisme de la MFS est possible, cependant l'hypothèse d'un remaniement des faunes d'ammonites ne peut être totalement écartée.

Cette comparaison des découpages apporte les informations suivantes :

- La FS majeure du Cénomanien est la FS de la base du Cénomanien moyen (entre la zone à Inerme et le début de la zone à Rhotomagense). En effet dans Craie 700 (Poigny 701), cette FS est clairement la plus proximale. Ceci était visible dans l'étude du Sud-Ouest du Bassin de Paris mais pas à partir de celle de la Normandie, où rien ne permettait de la hiérarchiser par rapport à la FS de la séquence postérieure. Dans Craie 700 comme en Touraine cette séquence (2.2B de Normandie, 3 de Touraine) s'inscrit dans une tendance transgressive à grande échelle.
- La MFS majeure correspond aux Plenus Marls, qui est la MFS la mieux préservée dans tout le bassin.

1.2. Intervalle Turonien-Coniacien moyen

Comme précédemment, nous mettrons en relation les découpages effectués en Normandie et en Touraine avant de discuter de leur mise en équivalence avec le forage de Craie 700. Les données biostratigraphiques sont ici beaucoup moins riches que pour l'intervalle précédent.

1.2.1. Comparaison Normandie-Touraine

En fonction des données biostratigraphiques disponibles, toutes les surfaces d'inversion de tendance sont possiblement contemporaines. Nous citerons les surfaces dans l'ordre en commençant par les surfaces de Normandie suivies de celles de Touraine.

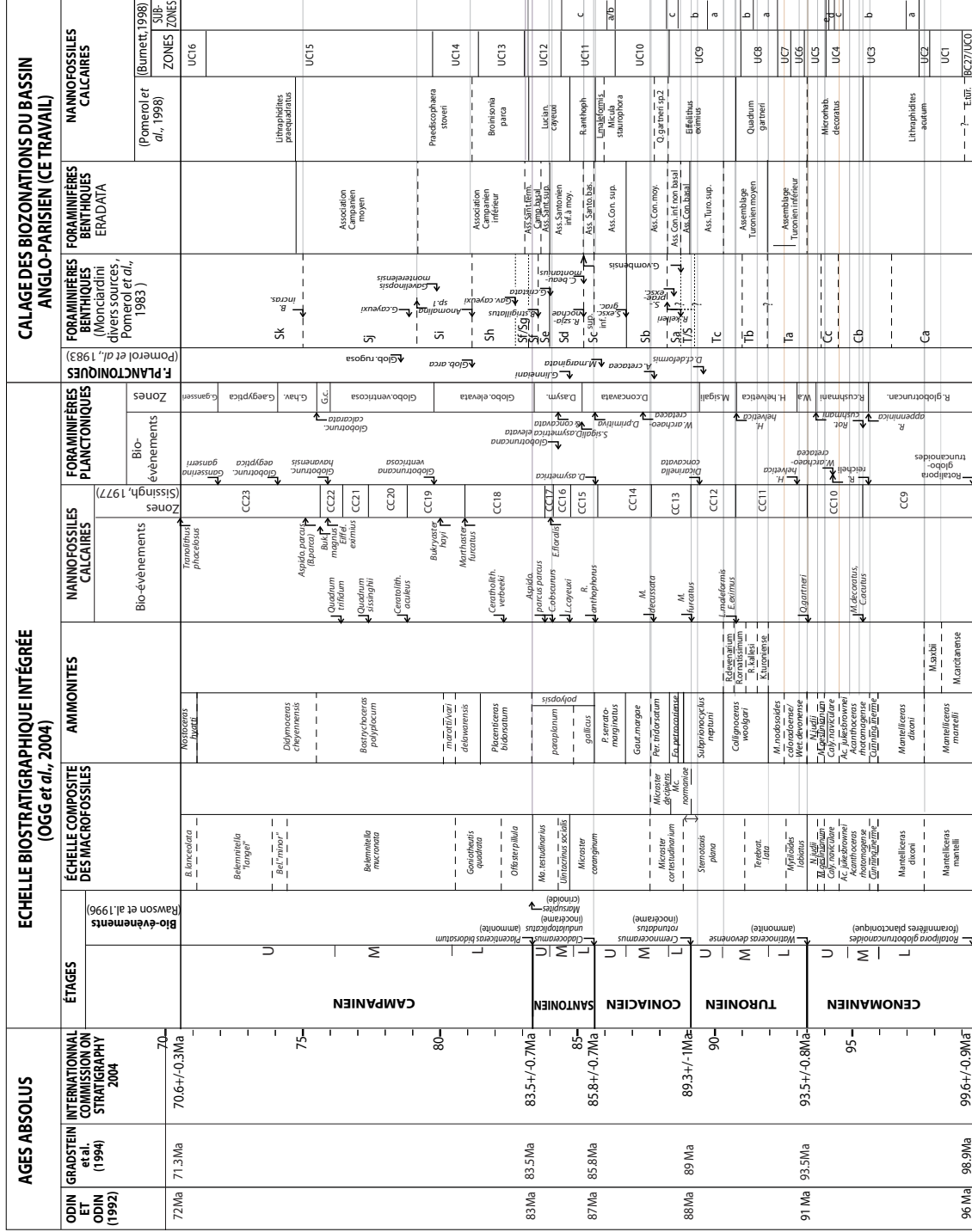
- MFS 3 = MFS 4 (début du Turonien inférieur)
- FS 4 = FS 5 (sommet du Turonien inférieur à limite Turonien inférieur-moyen)
- MFS 4 = MFS 5 (sous-zone à Turoniense en Touraine, début du Turonien moyen en Normandie, la zone à turoniense n'étant pas identifiée non identifiée en Normandie)
- FS 5 = FS 6 (possiblement partie supérieure de la sous-zone à Ornatissimum à base de la zone à Deverianum en Normandie, probablement zone à Ornatissimum en Touraine, les limites de sous-zone sont mal positionnées dans les deux zones d'étude).
 - La séquence d'ordre supérieur 6.1 de Touraine n'est pas retrouvée en Normandie. Ceci semble logique puisque les séquences d'ordre supérieur à l'intérieur de la séquence 6 en Touraine s'amalgament très rapidement en direction du domaine distal (cf.II.2.4.)
- MFS 5 = MFS 6 (zone à Deverianum en Normandie, entre zone à Ornatissimum et zone à Deverianum en Touraine, le positionnement des faunes étant très imprécis dans les deux cas).
- FS 6 = FS 7 (*S. neptuni* récolté à proximité de la surface dans les deux zones d'étude, possiblement au-dessus de la FS en Touraine, le positionnement est à nouveau très approximatif).
 - Les séquences 6.1 et 6.2 de Normandie pourraient correspondre aux séquences 7.1 et 7.2 de Touraine, uniquement identifiables dans la partie distale du transect Ballan-Miré-Egry.
- FS 7 = FS 8 (autour de la limite Coniacien inférieur-moyen). Ceci permet de considérer que les MFS 6 de Normandie (Coniacien inférieur) et 7 de Touraine (non datée) sont possiblement contemporaines. La séquence d'ordre supérieur 7.1 de Normandie n'a pas d'équivalent en Touraine, ce qui peut s'expliquer par l'extrême condensation qui affecte les dépôts de Touraine durant cette période.

1.2.2. Comparaison avec Craie 700, discussion du calage-temps

Le calage entre la Normandie et la Touraine montre des séquences probablement contemporaines. Les transects diagraphiques ont été utilisés pour corréliser ces deux zones en passant par Craie 700. Ceci nous permet d'avancer une contemporanéité de ces séquences avec celles de Craie 700, et de discuter de l'âge des séquences de Craie 700.

- La FS de la séquence 3 de Poigny 701 (partie supérieure du Turonien inférieur) est possiblement contemporaine des FS 4 de Normandie et FS 5 de Touraine.
- Seule une tendance transgressive est enregistrée au grand ordre dans le Turonien moyen alors que dans les deux zones précédentes une séquence et demi est enregistrée. On signalera que les dépôts correspondant à ces séquences dans les régions marginales montrent un pincement très important en direction du domaine distal. Ceci est particulièrement visible pour la séquence 6 de Touraine dans le transect Ballan-Miré-Egry (cf chapitre II.2.4.3). On peut donc s'attendre à une séquence particulièrement condensée dans le forage de Craie 700. La séquence 3.2 de Craie 700 est très symétrique et marquée par une brève proximalisation entre deux MFS majeures. Nous avons signalé d'après son caractère symétrique, qu'elle ne s'inclutait pas dans la tendance transgressive de la séquence 3 et pouvait correspondre à une séquence de même ordre peu préservée du fait du caractère distal des dépôts (cf chapitre III.4.1). En conséquence elle pourrait correspondre aux séquences 5 de Normandie et 6 de Touraine.

Les surfaces d'inversion de tendance du Turonien moyen peuvent donc toutes être considérées comme contemporaines.



--- Incertitude sur l'âge

..... Incertitude de définition de la biozone

Bioévènement ou limite de zone
permettant le calage des inversions de tendance

↕ Incertitude biostratigraphique sur l'âge de l'inversion de tendance

Figure C.26 : Schéma chronostratigraphique confrontant les trois découpages séquentiels effectués dans les zones d'études principales. Cette figure est en A3 dans le CD annexe

Pour l'intervalle Turonien supérieur-Coniacien moyen, nous sommes confrontés aux problèmes de datation des séquences discutés plus haut, à savoir la différence entre les âges donnés par Robaszynski *et al.* (2000) et Robaszynski *et al.* (2005).

- Si nous choisissons selon la discussion effectuée précédemment, les âges de la première publication, on observe une contemporanéité très probable de toutes les séquences d'ordre supérieur, ainsi qu'une contemporanéité des MFS 4 et FS 5 de Craie 700 avec leur équivalent en Normandie et en Touraine. La FS 5 est par ailleurs surmontée dans Craie 700 par le même niveau repère (Shoreham Marls) que son équivalent (FS7) en Normandie. La FS 4 (limite Turonien-Coniacien) correspond à la FS de la séquence 6.2 en Normandie et non à la FS 6.1 (intra Turonien- supérieur) majeure en Normandie. Ceci pourrait impliquer un léger saut de surface. Nous avons précédemment montré que la FS de la séquence 6 est associée en Normandie à un saut de surface comparable entre les deux séquences d'ordre supérieur 6.1 et 6.2 (cf. chapitre I.4.2).
- Les variations observées en termes d'amplitude vont également dans le sens de ces âges. En effet les FS 4 et 5 de Craie 700 correspondent à des FS majeures, ce qui est le cas de leurs équivalents en Normandie et en Touraine. L'équivalent de la MFS 4, MFS importante dans Craie 700, est également très marqué en Normandie. Enfin, l'existence de deux séquences progradantes séparées par une intercalation de faciès plus distaux à l'intérieur de la tendance régressive 4 de Craie 700 rappelle le motif observé en Normandie et en Touraine.
- A l'inverse les âges de Robaszynski *et al.* (2005) suggèrent que la séquence Turonien-supérieur-base Coniacien inférieur (6 de Normandie et 7 de Touraine) correspond à deux séquences majeures dans Craie 700 (3 et 4). A l'inverse, la séquence 7 de Normandie (8 de Touraine), correspondant à une FS majeure dans ces zones correspondrait à une tendance transgressive dans Craie 700. De plus, l'équivalent de la tendance régressive situé en Normandie sous les Shoreham Marls serait restreinte à 12 m. Cette épaisseur est inférieure à son épaisseur en Normandie alors que les transects de corrélation (D.II) montrent un épaississement systématique de cette tendance progradante en domaine distal. Ces âges ne peuvent donc être reçus en regard du schéma stratigraphique validé en Normandie et en Touraine.
- L'ensemble de ces arguments associé au maillage effectué à partir des transects diagraphiques nous permet de considérer que les âges des inversions de tendances correspondent à ceux avancés par Robaszynski *et al.* (2000), les âges avancés par les mêmes auteurs dans leur publication postérieure devant être reconsidérés.

1.3. Intervalle Coniacien moyen-Campanien

Pour cet intervalle, la non-préservation des dépôts dans les puits étudiés sur les bordures du bassin ne nous permet pas de disposer d'un maillage Normandie-Craie 700-Touraine qui permette d'évaluer la contemporanéité des lignes-temps identifiées. Ici seules les données biostratigraphiques et les évolutions de milieux de dépôts observées pourront être utilisées pour évaluer la contemporanéité des séquences.

Pour l'intervalle considéré, toutes les surfaces d'inversion de tendance des séquences d'ordre supérieurs sont possiblement contemporaines (au-dessus de la base du Campanien, les données ne sont suffisamment précises que dans Craie 700).

A l'ordre inférieur, les surfaces suivantes semblent contemporaines :

- MFS 8 Normandie = MFS 8 Touraine = MFS 6 Craie 700 (Santonien supérieur voire terminal)
- FS 9 Normandie = FS 9 Touraine = FS 6 Craie 700 (Campanien basal)
- MFS 9 Touraine = MFS 7 Craie 700 (Campanien basal à inférieur) ; absent en Normandie.

Dans l'intervalle Coniacien-Santonien supérieur, une séquence et demi (dont les surfaces d'inversion de tendance sont contemporaines) est identifiée dans Craie 700 et en Normandie, contre une seule tendance transgressive en Touraine. A l'intérieur de cette tendance, nous avons identifié une séquence d'ordre supérieur (8.2), peu différenciée du fait de la condensation importante observée dans ces dépôts.

Cette séquence n'est clairement individualisée que dans Craie 700, où elle s'inscrit dans une grande tendance transgressive. Il semble donc possible de la considérer comme d'ordre supérieur.

2. Retour sur la hiérarchisation des séquences

2.1. Identification des variations à une échelle supérieure à 5 Ma

La comparaison des découpages permet d'identifier les tendances majeures suivantes :

- Un minimum de profondeur se situe en base du Cénomaniens moyen (zone à Inerme ou base de la zone à Rhotomagense). Il correspond à la FS 2.2A de Normandie, 2 de Touraine, 1 de Craie 700. Cette FS correspond partout aux milieux les plus proximaux de l'intervalle Crétacé supérieur.
- Une première tendance transgressive culmine dans le Turonien moyen, et est préservée de façon importante en Touraine et dans une moindre mesure en Normandie. La MFS majeure correspond soit à la base de la séquence 6 de Touraine soit à son sommet et a donc un âge correspondant à la zone à Woolgari située soit dans la sous-zone à Turoniense, soit autour de la limite entre les sous-zones à Ornatissimum et à Deverianum. Dans le bassin, cet intervalle est très aminci, ce qui correspond bien au haut niveau marin enregistré.
- Suit une tendance progradante qui s'achève soit dans le Turonien supérieur soit au niveau de la limite Turonien-Coniacien. Cette séquence est associée à un jeu tectonique important, enregistré en Normandie mais surtout en Touraine, où l'on observe un changement majeur du régime de subsidence.
- Au-dessus de cette régression, on observe une MFS importante dans le centre du bassin, qui est une MFS mineure en Normandie et est peu exprimée en Touraine. Son expression semble largement modulée par la tectonique. A l'échelle considérée ici, cette transgression est mineure.
- Un deuxième minimum de profondeur est observable durant le Coniacien moyen. Il est difficile dans toutes les zones géographiques de dire quelle FS est majeure entre celle-ci et la FS du Turonien supérieur-Coniacien.
- Au-dessus de cette FS s'installe une grande tendance progradante qui s'exprime par un approfondissement généralisé dans tout le bassin. Cette tendance semble s'achever au Campanien inférieur. Bien observable dans Craie 700, cette MFS ne peut être observée en Normandie et est mal observée en Touraine, faute d'affleurements. Cependant, l'enchaînement des séquences et la similitude des tendances, allant toutes dans les sens d'une tendance transgressive à grande échelle, permettent de considérer que cette MFS est bien la MFS majeure.

On peut donc identifier trois séquences incomplètes d'une durée supérieure à 5 Ma, correspondant donc à des séquences de deuxième ordre, dont les surfaces d'inversions de tendance sont :

- FS I base du Cénomaniens moyen, la MFS inférieure se situant probablement dans l'Albien, non étudié.
- MFS I Turonien moyen (base ou sommet de la zone à Woolgari, cf. supra).
- FS II soit limite Turonien supérieur-Coniacien, soit limite Coniacien inférieur-moyen.
- MFS II Campanien inférieur.
- La FS postérieure se situe probablement au-dessus de l'intervalle étudié.

2.2. Séquences d'ordre supérieur (<5 Ma)

Au sein des séquences majeures de deuxième ordre, deux ordres de séquences sont régulièrement identifiés :

Des séquences souvent considérées comme d'ordre supérieur dans le découpage effectué, correspondant à une durée variant entre 0,5 Ma et environ 1 Ma. Ces séquences peuvent fréquemment s'amalgamer dans la partie proximale ou la partie distale du bassin, en réponse au phénomène de partitionnement volumétrique et au contexte tectonique. Elle s'inscrivent dans des séquences d'ordre inférieur qui constituent les grandes séquences de variations enregistrées dans tout le bassin. Ces dernières ont une durée qui varie entre 1,5 Ma (rarement 0,8 Ma) et 4 Ma.

On observe donc une pulsation élémentaire des séquences du bassin correspondant à des variations dans une durée de 0,5 Ma à 1 Ma, qui est modulée à l'intérieur de variations plus longue d'une durée moyenne généralement supérieure à 1,5 Ma.

La figure C. 27 reprend le tableau chronostratigraphique proposé dans la figure C. 26, et reclasse les séquences et leur hiérarchisation à partir des discussions que nous venons de réaliser.

3. Corrélations entre les trois zones et signification des grandes phases d'évolution du bassin

La contemporanéité des séquences étant établie, il est possible de tracer les lignes-temps entre les trois coupes de synthèse étudiées. Ceci nous permet de mettre en place les grandes lignes de l'évolution du bassin. Les coupes sont horizontalisées sur la MFS du Santonien supérieur qui est la dernière MFS commune aux trois coupes. Les lignes-temps montrent des variations d'épaisseurs plus ou moins importantes, différentes selon deux périodes principales, qui sont l'intervalle Cénomaniens-Turonien moyen et l'intervalle Turonien moyen-Santonien supérieur. Ces intervalles correspondent globalement aux deux séquences de deuxième ordre mises en évidence.

Cénomaniens-Turonien moyen

Durant l'intervalle Cénomaniens-Turonien moyen, on observe une quasi-isopacité entre la Normandie et le centre du bassin, les épaisseurs de Craie 700 étant toujours légèrement plus épaisses. Ceci est particulièrement le cas dans le Cénomaniens moyen et le début du Turonien moyen, périodes pendant lesquelles un jeu tectonique en surrection relative est identifié en Normandie (cf. chapitres I.4.1.4 et I.4.2.4). En Touraine, après l'onlap débutant au Cénomaniens moyen, on observe au-dessus de la FS 1 (zone à Inermé-Rhotomagense) un épaississement important entre le Cénomaniens moyen et la fin du Turonien moyen. Il est en grande partie associé à une subsidence importante de cette zone.

Turonien supérieur-Santonien

L'intervalle Turonien supérieur-Santonien est marqué par deux périodes principales, diversement exprimées suivant les zones considérées.

Entre la Normandie et Craie 700, on observe tout d'abord un épaississement important du Turonien supérieur au Santonien puis des épaisseurs plus importantes en Normandie que dans Craie 700.

- L'épaississement entre la Normandie et Craie 700 avait débuté durant le Turonien moyen s'amplifie durant l'intervalle Turonien supérieur-base Coniacien (période d'une forte chute de niveau marin associée à une régression forcée) et culmine durant le Coniacien inférieur (30 m en Normandie contre 70 m dans Craie 700). Cet épaississement se déroule principalement durant des phases de chute mais le partitionnement volumétrique ne suffit pas à l'expliquer. En effet, une grande partie de l'épaississement de l'intervalle Coniacien a lieu durant une période de relativement haut niveau marin dans Craie 700 (début du Coniacien inférieur) Un ecause tectonique doit donc être évoquée. Or, nous avons montré l'existence d'un jeu tectonique en surrection relative, en Normandie, durant l'intervalle Turonien moyen-base Coniacien. Il existe donc un jeu différentiel de la tectonique durant cette période, en surrection relative en Normandie, en subsidence relative dans Craie 700.
- Au-dessus de la FS de la limite Coniacien inférieur-moyen, on observe tout d'abord un épaississement entre la Normandie et Craie 700 jusqu'à la base du Santonien, puis une inversion de cette tendance. Les épaisseurs de Normandie sont alors supérieures à celles de Craie 700. Ici on pourrait supposer une inversion du jeu tectonique, persistant tout d'abord jusqu'au début du Santonien puis suivie par un jeu en subsidence plus importante en Normandie durant le Santonien. Cependant, cet intervalle est marqué par la présence de géométries à grande longueur d'onde en Normandie. Ces géométries sont caractérisées par des alternances d'incision-comblement. Nous avons d'ailleurs signalé précédemment que l'épaisseur de l'intervalle Coniacien moyen-Santonien est particulièrement amincie à l'endroit du levé de la coupe mais atteint 40 mètres par endroits. Les variations d'épaisseur sont donc possiblement attribuables à ces géométries, nous verrons plus loin leur omniprésence à partir du Coniacien supérieur et les variations d'épaisseur importantes qu'elles provoquent.

En Touraine, les variations d'épaisseur sont plus claires, on observe un pincement important de tout l'intervalle Turonien supérieur-Santonien supérieur qui mesure 40 m en Touraine, où les dépôts sont représentés par des faciès très proximaux variant entre shoreface et offshore supérieur proximal, contre 300 m dans Craie 700). Ceci implique une surrection relativement importante de la zone de la Touraine durant toute cette période.

Si la surrection se continue dans le Santonien supérieur et le Campanien, elle implique que la présence de faciès d'offshore supérieur distal dans le Santonien supérieur et le Campanien en Touraine, montrant des bathymétries proches de celles de la MFS du Turonien moyen, pourrait correspondre un haut niveau marin eustatique plus important. En effet, des faciès proches sont rencontrés lors d'une tendance en subsidence (Turonien moyen) et lors d'une tendance en surrection ? (Santonien supérieur et Campanien). Ce point sera rediscuté plus loin (cf. chapitre E).

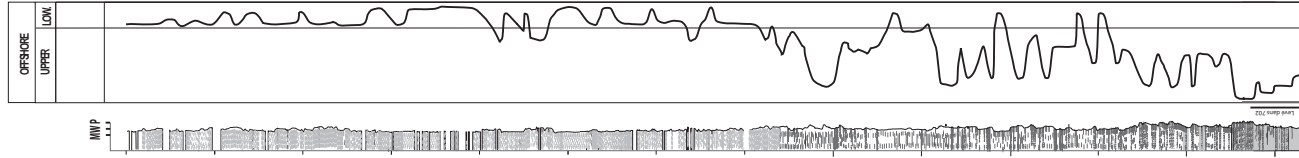
Les deux séquences de deuxième ordre mises en évidence correspondent donc à deux périodes tectoniques très différentes:

- un jeu tectonique en subsidence importante en Touraine durant le Cénomaniens moyen- Turonien moyen, période au cours de laquelle des jeux tectoniques locaux s'observent en Normandie ;
- un jeu en surrection relative, très prononcée sur les bordures du bassin, qui s'étend du Turonien supérieur au Coniacien moyen (au plus tôt) en Normandie, du Turonien supérieur au Santonien supérieur (au plus tôt) en Touraine. Au-dessus du Coniacien moyen débute une tendance transgressive qui correspond à l'installation de géométries à grande longueur d'onde en Normandie. Cette phase transgressive s'achève au Campanien inférieur qui pourrait correspondre au plus haut niveau marin eustatique de l'intervalle étudié.

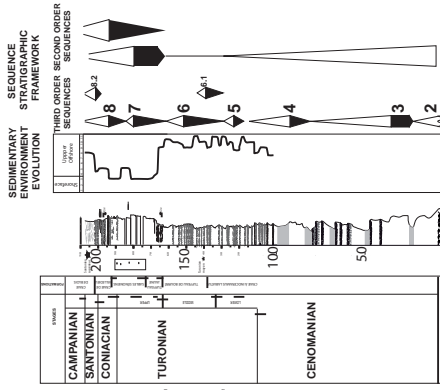
Ces évolutions seront amplement discutées dans le chapitre D.

CRAIE 700

SEQUENCE STRATIGRAPHIC FRAMEWORK EVOLUTION
THIRD ORDER SECOND ORDER SEQUENCES

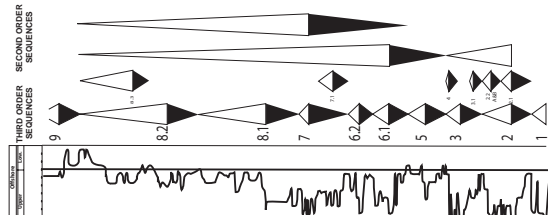


LANGEAIS-BALLANMIRE SECTION



FÉCAMP CAP D'AILLY SECTION

SEQUENCE STRATIGRAPHIC FRAMEWORK EVOLUTION
THIRD ORDER SECOND ORDER SEQUENCES



FÉCAMP CAP D'AILLY SECTION

- FS MAJEURES
- MFS MAJEURES
- FS INTERMÉDIAIRES
- MFS INTERMÉDIAIRES
- FS MINEURES
- MFS MINEURES

STRATIGRAPHY

STAGE	THIRD ORDER SEQUENCES	SECOND ORDER SEQUENCES	THIRD ORDER SEQUENCES	SECOND ORDER SEQUENCES
CENO.	1	1, 2	1	1, 2
TURO.	2, 3	3, 4	2	3, 4
CON.	4	5, 6	3	5, 6
SANT.	5, 6	7, 8	4	7, 8
CA.	7, 8	9	5	9

Figure C.28: Corrélation entre les coupes de références des trois principales zones étudiées. Le diagramme d'environnement de dépôts de la base de Ballan-miré 1 n'est pas figuré car uniquement connu par les données de sub-surface. (figure en A3 dans le CD annexe)

Chapitre D.
Géométries de la Craie

D. Géométries de la Craie

I. Géométries de la Craie à l'échelle du corps sédimentaire : les ondulations de la Craie.

La présence de géométries en ondulation dans la Craie du Bassin de Paris, et dans la Craie d'Europe du Nord en général, a déjà été évoquée dans le chapitre A. De telles géométries sont bien visibles autour d'Étretat (globalement entre Bruneval et Fécamp) et y ont été plusieurs fois étudiées (Kennedy et Juignet, 1974 ; Quine et Bosence, 1991).

Des géométries en ondulations sont également présentes à l'affleurement dans le Danien du Danemark, les dépôts Campanien de Portsmouth (Gale, 1980 ; Surlyk, 1997). Enfin des données sismiques récentes montrent l'existence de telle géométries au large du Danemark et dans le sud de l'Angleterre (Evans et Hopson, 2000 ; Nielsen *et al.*, 2004 ; Evans *et al.*, 2003 ; Lykke-andersen et Surlyk, 2004 ; Surlyk *et al.*, 2007).

Si ces géométries montrent des morphologies proches, nous avons montré (Chapitre A) que leur interprétation variait largement suivant les auteurs. Trois interprétations principales sont formulées :

- Soit des mud-mounds (structure d'accumulations d'origine biogénique) : Kennedy et Juignet (1974), Noe-nygaard et Surlyk (1985), Surlyk, (1997).
- Soit comme l'influence de la circulation océanique (Quine et Bosence, 1991 ; Jarvis, 1982 ; Lykke-andersen et Surlyk, 2003 ; Evans *et al.*, 2003 ; Surlyk *et al.*, 2007).
- Soit comme des géométries associées à des rejeux tectoniques, possiblement en contexte de circulation océanique.
- Ces interprétations sont formulées sur des géométries qui ne semblent pas en tout point comparables. Surlyk *et al.* (2007) interprète des géométries en ondulation proches de celle identifiées en Normandie comme des mud-mounds sur la côte danoise tandis que les géométries situées au large dans un contexte plus profond sont identifiées comme des contourites.
- Notre analyse s'effectuera principalement sur les géométries de la côte de Haute-Normandie qui sont interprétées alternativement (chapitre A) comme des mud-mounds (Kennedy et Juignet, 1974) et comme des géométries liées à des courants de contour (Quine et Bosence, 1991). L'un des objectifs de cette étude sera donc de discuter l'interprétation de ces géométries.

Outre l'identification de la dynamique de construction de ces géométries en tant que telles, la compréhension de ces géométries est nécessaire du point de vue de leur relation ou non avec la tectonique et du point de vue des circulations de fluides.

Plusieurs auteurs associent la présence de ces géométries à l'existence de rejeu tectonique de failles sous-jacentes. C'est le cas de Gale (1980), Evans et Hopson (2000) et Mortimore et Pomerol (1997), ces derniers allant même jusqu'à déduire l'existence de phases tectoniques sur la base de la présence de ces géométries. Evans et Hopson (2000) et Evans *et al.*, (2003) ont montré que les géométries en ondulations semblent se distribuer en association avec des failles sous-jacentes, s'exprimant bien dans les dépôts antérieur à la Craie mais pas dans celle-ci, et proposent que ces géométries sont l'expression de circulations océaniques accélérées, mais que leur développement se fait particulièrement lorsqu'un accident vient perturber les courants. Tester cette association est donc important dans la compréhension de l'histoire tectonique du bassin de Paris.

En outre ces géométries sont caractérisées par des variations de faciès et d'épaisseurs sur des distances kilométriques. De telles variations ont été largement décrites dans la Craie (les derniers travaux étant ceux de Mortimore et Pomerol, 1991b,1997) et interprétés comme des marqueurs d'une tectonique syn-sédimentaire. Elles ne sont que rarement décrite en détail mais certaines descriptions (Mortimore et Pomerol, 1991) laissent penser qu'elles pourraient correspondre à des géométries en ondulation. Dans de tels cas, l'interprétation de ces variations sur de faibles distances est valide si les géométries sont induites par la tectonique mais pas si elle correspondent à une dynamique sédimentaire.

Enfin, ces ondulations sont fréquemment caractérisées outre l'existence de variations d'épaisseur par une distribution variable de faciès d'arrêt de sédimentation. Ces arrêts de sédimentation sont principalement marqués dans la partie en creux et les flancs de ces géométries. Nous verrons ici que les géométries se

développent dans un intervalle stratigraphique (Coniacien supérieur-Campanien) caractérisé par ailleurs par des dépôts relativement fins qui dans les conditions « normales » de sédimentation ne présentent que de faibles variations lithologiques. Les géométries en ondulation qui y figurent constituent donc des discontinuités majeures dans un sédiment qui est globalement homogène et sont donc susceptibles d'affecter les circulations de fluides dans l'aquifère qu'est la Craie.

Les études précédentes des géométries en ondulations de Normandie ont été largement détaillées précédemment (chapitre A) à travers les études de Kennedy et Juignet (1974), mais surtout de Quine et Bosence (1991). Ces derniers, à travers l'exemple des affleurements d'Etretat, ont mis en évidence plusieurs points importants pour la compréhension de la genèse de ces géométries, qui ont été largement détaillés dans le chapitre A et ne seront que rapidement récapitulés ici :

- Le premier stade de construction de ces géométries est caractérisé par une dynamique érosive. Les géométries se construisent à partir d'une création de topographie en creux (pseudo-chenaux), secondairement remplie. Ces observations réalisées sur plusieurs géométries sont de solides arguments pour rejeter une interprétation de ces géométries en tant que structures d'accumulations « mud mounds » en croissance, affectées par des déstabilisations sur les bordures (Kennedy et Juignet, 1974).
- Quine et Bosence (1991) se basent ensuite sur des observations géométriques, avançant une géométrie en chenaux rectilignes, orientés perpendiculairement à la côte, pour déduire que ces géométries correspondent à l'action de forts courants de fond. L'incision de ces topographies est associée à une augmentation de l'énergie du milieu de dépôt interprétée comme la résultante de l'accélération de courants de fond durant les phases de chute du niveau marin.
- Ils proposent enfin que ces géométries soient développées dans la région d'Etretat du fait d'une surrection marquée du bloc situé à l'ouest de la faille de Fécamp-Lillebonne. Cette surrection a été en effet redémontrée précédemment (chapitre C. I).

Nous ferons cependant les remarques suivantes :

- Quine et Bosence (1991) restreignent la distribution de ces géométries au Turonien supérieur-Coniacien de la région d'Etretat, or Mortimore et Pomerol (1987) et Kennedy et Juignet (1974) ont montré l'existence de telles géométries à l'est de la faille de Fécamp-Lillebonne. Mortimore et Pomerol avançant de plus des géométries ayant un âge proche du Santonien à l'est de Dieppe. Ceci contrecarre le postulat selon lequel les géométries seraient uniquement associées à la surrection du bloc est de la faille de Fécamp.
- Les observations géométriques montrant des chenaux rectilignes sont réalisées uniquement à proximité d'Etretat. Nos premières observations nous ont montré que ces zones en creux n'ont pas toujours une géométrie compatible avec un chenal rectiligne. De plus, la plupart des données sismiques publiées, assimilées par les auteurs aux mêmes géométries, ont une morphologie plus proche de mégarides géantes. Une nouvelle acquisition de terrain semblait donc nécessaire pour discuter de la géométrie, puis de la signification de ces corps sédimentaires.

Nous n'avons pas dans ce travail réétudié l'ensemble des affleurements décrits par Quine et Bosence (1991). En revanche, nous avons travaillé sur l'ensemble de la côte de Haute-Normandie, en identifiant la répartition de ces géométries et en tentant de mettre en évidence les caractères communs et divergents des géométries observées. Nos objectifs dans cette étude ont été de répondre aux questions principales suivantes :

- La distribution de ces géométries est-elle restreinte spatialement à la partie ouest et à quelques zones de la Normandie, ou est-elle plus large ?
- Est-elle restreinte stratigraphiquement ?
- La distribution de ces géométries est-elle associée à l'existence de structures tectoniques sous-jacentes ?
- La morphologie de ces géométries correspond-elle à des chenaux ou est-elle différente ? Est elle toujours identique ou varie t'elle ? Dans l'affirmative, quels sont les paramètres qui contrôlent ces variations ?
- Enfin, nous discuterons du contenu en faciès de ces géométries, de leur intégration dans un schéma séquentiel et enfin nous tenterons de discuter de l'hydrodynamisme à l'origine de ces géométries à partir de nos propres exemples de terrain et des travaux de Quine et Bosence (1991).

1. Distribution de ces géométries dans le temps et l'espace.

1.1 Répartition spatiale et stratigraphique.

1.1.1. Répartition spatiale et stratigraphique en Normandie.

1. Répartition spatiale

Un premier résultat de cette étude est l'observation d'une omniprésence de ces géométries en Haute-Normandie, pour un intervalle stratigraphique relativement large (Turonien supérieur à Campanien).

- Les géométries sont rencontrées dans une vaste zone allant de Bruneval à Dieppe, dépassant largement la zone située à l'est de Fécamp (figure D. 1).
- Elles se retrouvent systématiquement dans certains niveaux stratigraphiques, les dépôts étant alors constitués essentiellement d'un ensemble de géométries en ondulation superposées .
- Elles ne sont pas retrouvées à l'est de Dieppe à l'exception de Criel, mais ceci pour des raisons de préservations des dépôts, la pile sédimentaire s'arrêtant au Coniacien inférieur tandis que l'essentiel des géométries est observé à partir du Coniacien moyen (cf. infra).

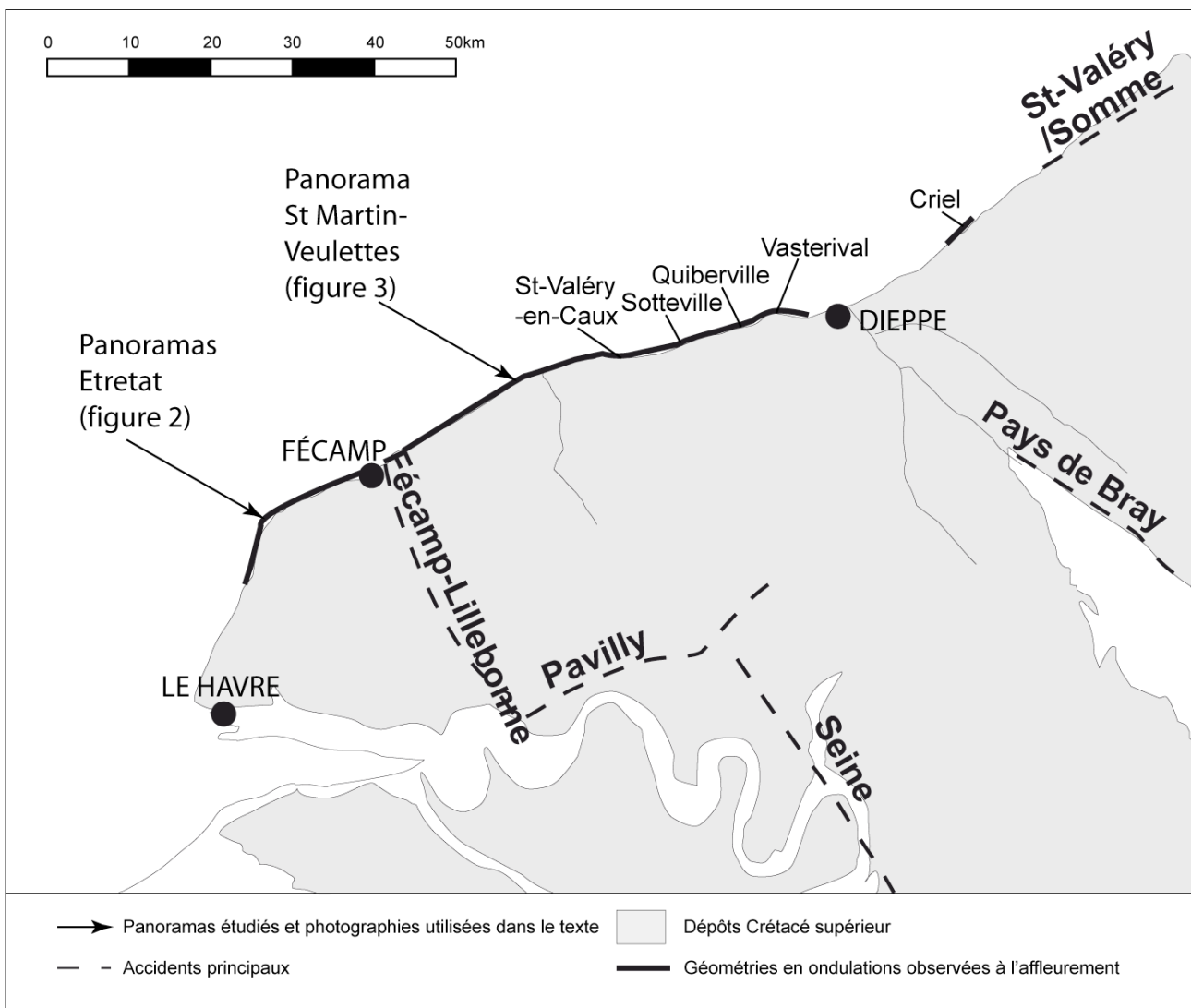


Figure D.1: Carte géologique schématique de la région étudiée, répartition des géométries en ondulation et position des panoramas étudiés. La répartition des géométries correspond à la zone d'affleurement des dépôts coniaciens moyens à postérieurs. D'après la carte géologique de la France au 1/1 .000. 000 (BRGM)

2. Répartition stratigraphique

A Etretat, nous avons fait effectuer plusieurs datations qui permettent de contraindre plus précisément la stratigraphie de ces géométries. Les datations donnent un âge Coniacien inférieur sous le début des géométries en ondulation d'Etretat (datation effectuée dans la plage de la porte d'Amont d'Etretat sous les premières géométries identifiées par Quine et Bosence, 1991). Nous avons pu mettre en évidence l'existence de deux générations de géométries, localement coalescentes (cf. infra), la première génération débutant au-dessus du Coniacien inférieur, le remplissage de la seconde débutant aux alentours de la limite Coniacien-Santonien et durant au minimum jusqu'au Santonien inférieur (non basal). La première génération de géométrie n'est pas retrouvée dans le reste de la Haute-Normandie.

Dans la zone située entre Fécamp et Dieppe, là où la pile sédimentaire est la mieux conservée, atteignant la limite Santonien-Campanien (cf. chapitre C), on observe trois générations principales de géométries.

- À Saint-Martin-aux-Buneaux (panorama Saint-Martin-Veulettes de la figure D.1), les premières géométries observées, débutent au dessus des Shoreham marls, correspondant à une position au-dessus de la FS du Coniacien inférieur-moyen (cf. chapitre C), dans les premiers dépôts correspondant à la Craie de Veulettes. Plusieurs datations de la même génération de géométries, effectuées dans les géométries observées à Saint-Valéry-en-Caux montrent un âge situé autour du début du Santonien (comblement des géométries entre le Santonien inférieur non basal et la base du Santonien moyen).
- Après comblement quasi-complet des géométries de la Craie de Veulettes, une génération postérieure est observée à Sotteville (figure D. 1) et correspond à la base de la Craie de Sotteville. Nous avons obtenu un âge Santonien supérieur pour le début du remplissage de ces géométries.
- Enfin la série crétacée observable en Normandie se termine par une dernière génération de géométries qui se développe autour de la limite Santonien-Campanien (chapitre C. I). Cette dernière génération correspond à la Craie de Vasterival.

Dans l'intervalle Coniacien inférieur-Campanien basal, quatre générations successives de géométries en ondulation sont retrouvées, la première n'est présente que dans la région d'Etretat, la deuxième (limite-Coniacien-Santonien à Santonien moyen) est retrouvée sur toute la zone d'étude, les deux dernières générations sont retrouvées dans des niveaux stratigraphiques n'affleurant qu'entre Fécamp et Dieppe. Les trois dernières générations correspondent de plus à la lithostratigraphie proposée pour la Craie de Haute-Normandie, et sont caractérisées par des changements lithologiques importants dans la sédimentation de la Craie.

1.1.2. Répartition dans le reste du Bassin de Paris.

Les données de terrain et particulièrement les affleurements de taille suffisamment importante pour observer des géométries de longueur d'onde hectométrique ou supérieure, sont relativement rares dans le reste du bassin.

- Dans la vallée de l'Yonne :
 - L'existence de géométries en downlap à Paron dans un niveau attribué à la limite Coniacien-Santonien (Silex Paron de Pomerol *et al.*, 1985) pourrait suggérer l'existence de géométries en ondulation. Ce type de variations à l'échelle de quelques mètres est en effet courant dans les géométries en ondulations et à l'inverse relativement rare dans le dépôt normal de la Craie.
 - Celle-ci est claire à Sens, où les carrières souterraines de craies phosphatées de la base du Campanien montrent des géométries comparables à celles observées en Normandie.
 - Deux générations de géométries pourraient donc figurer dans cette zone, avec une distribution stratigraphique proche de la deuxième et de la quatrième génération de géométries de Normandie. La troisième génération de géométries (Santonien supérieur) n'est pas identifiée, mais les conditions d'affleurement de cet intervalle rendent difficile l'identification de telles géométries.
- En Picardie, l'existence de géométries en chenaux, associées à une teneur élevée en phosphates, est clairement démontrée par Broquet (1973), et Jarvis (1980).
 - À Beauval, deux séquences, voire une troisième moins marquée, sont observables. Elles sont caractérisées par une incision plus ou moins incurvée en base et un remplissage granodécroissant, à géométries en lentilles. La première génération de géométries est observée autour de la limite Coniacien-Santonien, la dernière génération de géométries se situe entre le Santonien supérieur et la limite Santonien-Campanien (Jarvis, 1992).

- Ces géométries semblent débuter autour de la limite Coniacien-Santonien (Jarvis, 1992) et perdurent jusqu'à l'intérieur du Campanien. Elles sont considérées comme la manifestation de courants océaniques dans une dynamique d'upwelling.
- De telles géométries sont également soupçonnées dans les dépôts maastrichtiens du bassin de Mons, (Jarvis, 1992) associées une nouvelle fois à une sédimentation phosphatée. Enfin des géométries en ondulations très comparables à celles de Haute-Normandie sont signalées en base de la formation de Maastricht (Felder, 1996), dans le bassin de Limburg (Hollande)

- Dans le centre du Bassin de Paris, des géométries en ondulations ont pu être retrouvées sur les données sismiques. De plus, nous verrons plus loin (partie III) que ces géométries sont retrouvées à partir des données de subsurface dans les mêmes intervalles.

Ces exemples montrent que les géométries en ondulations, loin d'être des objets sédimentaires réduits à quelques occurrences dans la Craie, correspondent (dans le bassin de Paris tout au moins) à un phénomène majeur à l'intérieur de ce sédiment, se retrouvant dans des niveaux stratigraphiques contemporains et bien définis, dans une grande partie du bassin à partir du Coniacien supérieur-Santonien.

1.2. Conséquences de cette distribution

Cette distribution dans une grande partie du Bassin de Paris et dans des bassins connexes, à des niveaux stratigraphiques particuliers et de façon contemporaine, suggère que les paramètres qui contrôlent la genèse de ces géométries influencent la quasi intégralité du bassin. Il ne s'agit donc pas de phénomènes locaux.

- À plus petite échelle, la distribution de ces géométries a été suivie le long de la côte et de façon détaillée entre Bruneval et Etretat (figure D. 2) et entre Saint-Martin-aux-Buneaux et Veules-les-Roses (Figure D. 3).

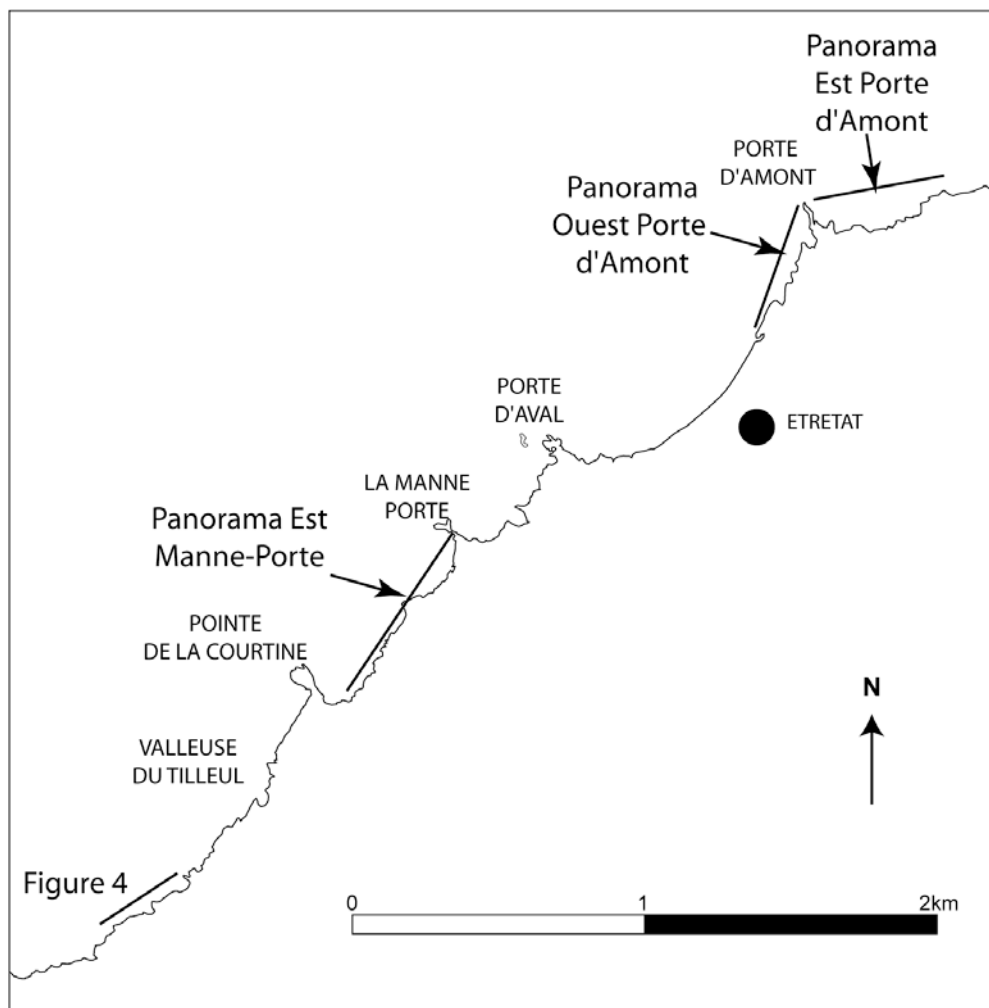


Figure D. 2 : Carte de la région d'Etretat et position du panorama étudié et de la photo de la figure D. 4. Le trait correspond à la ligne des falaises.

- Dans les deux cas, mais particulièrement entre Saint-Martin-aux-Buneaux et Veules-les-Roses, des géométries globalement identiques s'enchaînent de façon continue dans une suite de dômes et

creux. Dans l'intervalle stratigraphique correspondant (Craie de Veulettes), on retrouve le même type de distribution à l'ouest de Dieppe. Cet enchainement successif sur une zone de 50 kilomètres (et probablement plus) semble peu compatible avec un jeu tectonique sur un ou des accidents donnés, mais semble plutôt correspondre à une dynamique sédimentaire. Les mêmes observations sont réalisées dans les formations postérieures (Sotteville et Vasterival) qui contiennent elles aussi des géométries successives (de plus grande longueur d'onde) dans toute leur zone d'affleurement. L'interprétation de ces géométries comme indicatrices de phases tectoniques (Mortimore et Pomerol, 1997) doit donc être rejetée.

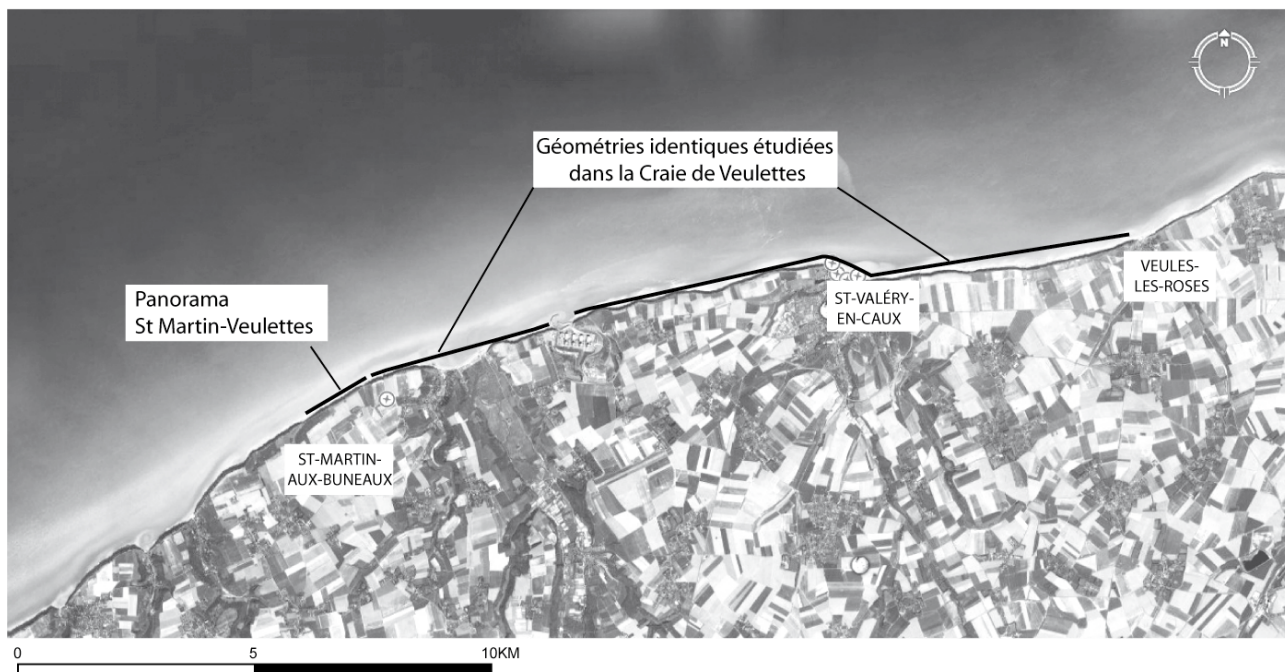


Figure D. 3: Position du panorama Saint-Martin-Veulettes et présence de géométries identiques le long du littoral. Fond d'après le site Internet Google Earth

- Enfin, les observations à l'ouest de la Vallée du Tilleul, (figure D. 4) où les dépôts sous-jacents aux géométries en ondulation sont visibles montrent qu'aucun accident ne semble décaler les niveaux sous-jacents à ces géométries et donc guider leur formation. Ceci semble rejeter l'interprétation de ces géométries comme strictement guidées par la présence d'accidents sous-jacents (Evans *et al.*, 2003). Leur association ponctuelle avec des accidents est cependant envisageable et a pu être observée ponctuellement.
- Nous verrons plus loin (partie III) que la distribution des géométries en ondulation du centre du bassin est plus liée à une dynamique sédimentaire qu'à une influence tectonique.

Les processus sédimentaires semblent donc être le paramètre de contrôle dominant de ces géométries. Dans l'objectif de mieux contraindre la morphologie de ces géométries et de mieux appréhender leur mode de formation, nous allons maintenant détailler plusieurs panoramas étudiés le long du littoral. Leur position sont indiquées sur les figures D.1 à D.3.



Figure 4: Panorama à l'ouest de la vallée de la Tilleul:
La surface de base des géométries en ondulations est surlignée (Remarquer l'absence de décalage sur cette surface)
montrant l'absence de contrôle tectonique sur la genèse de ces géométries

2. Géométrie de ces corps sédimentaires et contenu en termes de faciès.

Deux panoramas principaux seront étudiés :

Le premier est situé dans la formation de la Craie de Veulettes, entre Saint-Martin-aux-Buneaux et Veulettes-sur-Mer (figure D. 3), il permet d'observer une géométrie en ondulation relativement simple et de définir les grands traits caractéristiques de ces géométries.

Le second est le panorama de la Porte d'Amont à Etretat (figure D. 2). Il montre une complexité importante, supérieure à celle avancée par Quine et Bosence (1991) lors de leur étude, nous montrerons en effet que se surimposent plusieurs générations de géométries. Dans cet affleurement, les figures sédimentaires sont relativement bien préservées et permettent de discuter de l'hydrodynamisme associé à la formation de ces géométries. De plus, plusieurs datations biostratigraphiques permettent de préciser le temps inclus dans la formation de ces géométries, et de recadrer leur formation dans les grandes tendances de l'évolution du bassin.

2.1. Étude des géométries dans le panorama Saint-Martin-aux-buneaux-Veulettes-sur-Mer.

Ce panorama montre l'existence de deux géométries juxtaposées et contemporaines, recoupées par le trait de côte selon une direction globalement SW-NE. (cf. figure D. 3 pour positionnement). Les deux géométries successives seront étudiées en effectuant des zooms sur des zones clefs pour leur compréhension.

Les deux géométries sont caractérisées par une alternance de morphologies concaves et convexes. Des morphologies en pseudo-chenaux s'observent, séparées par une zone centrale en topographie positive, convexe à proximité de la bordure des chenaux, mais relativement plane dans la zone centrale. Ces morphologies sont légèrement asymétriques, les pentes situées sur les bordures Est des topographies positives étant plus accentuées.

Trois lignes principales peuvent être tracées à l'échelle du panorama entier.

- Une première ligne (1) en base des géométries qui reste globalement plane à l'échelle de tout le panorama, elle disparaît progressivement dans le platier en raison du léger pendage affectant les couches.
- Une seconde ligne (2) qui dessine l'essentiel des géométries observées. Elle forme le sommet des zones convexes, tandis qu'elle correspond à la limite entre les zones convexes et concaves dans les parties Est des zones en creux.
- La dernière ligne (3) est globalement plane et correspond à la phase finale de comblement des géométries par une remise à plat du système.

Nous analyserons les géométries élémentaires observées selon deux zooms :

- Le premier portera sur la géométrie située le plus à l'est qui permettra de détailler l'évolution géométrique et faciologique à la transition entre une zone convexe et une zone de pseudo-chenal.
- Le second complétera cette observation par l'étude de la géométrie située le plus à l'ouest, il permettra d'observer l'évolution à l'intérieur d'une zone de pseudo-chenal.

2.1.1. Transition zone convexe- pseudo-chenal (Panorama 1.)

Les lignes majeures du panorama Saint-Martin-Veulettes sont reportées en habillage du panorama, (figure D. 5 b). L'habillage du panorama photo et les levés de log sériés en des points clefs permettent de discuter des évolutions en termes de faciès à l'intérieur de ces géométries (figure D. 5 a). Plusieurs lignes intermédiaires sont rajoutées grâce au suivi sur le terrain. Elles correspondent à des variations élémentaires agrandantes à granocroissantes matérialisées dans la plupart des cas par des surfaces d'arrêt de sédimentation.

La ligne 2 délimite deux zones en biseaux, convexes en dessous, correspondant à la zone en topographie positive, concave au dessus, correspondant aux dépôts du pseudo-chenal. Elle correspond à un hardground très développé (hardground de la ligne 2, appelé hardground 2 ci-dessous). Ce hardground est fortement incliné entre les coupes 4 et 6 puis reste globalement plan entre les coupes 6 et 7, avant de remonter légèrement au delà de la coupe 7. La coupe 7 est donc la plus proche du centre du pseudo-chenal.

Formation de la géométrie

La première ligne est globalement plane et forme la base de la structure convexe, elle correspond dans la coupe 4 à une augmentation de granulométrie associée à la présence d'intraclastes. Ces faciès grossiers perdurent jusqu'au hardground 2 et devenant légèrement plus grossiers. La coupe 4 montre une tendance générale à l'augmentation de l'hydrodynamisme, interprétée comme une grande tendance régressive, à l'intérieur de laquelle quatre séquences régressives élémentaires sont observables.

On observe en direction du pseudo-chenal un pincement généralisé des dépôts situés sous le hardground 2. Ces dépôts bien développés, dans la zone convexe (10m dans la coupe 4) subissent un amalgame important en direction du pseudo-chenal. Par exemple, le hardground situé à 5 m dans la coupe 4 montre une légère pente vers le pseudo-chenal, pour ensuite s'amalgamer avec le harground 2 dans la coupe 6. Les dépôts situés entre ces deux hardgrounds subissent un pincement en base tandis que les 3m de dépôts, situés directement sous le hardground 2, sont tronqués par celui-ci.

Les lignes de corrélation correspondant à la construction de la topographie positive (zone convexe) ont une légère pente, finalement accentuée par l'érosion correspondant au hardground 2. La topographie positive est donc construite progressivement puis finalement accentuée par une érosion.

Le fort amalgame observé vers le centre des pseudo-chenaux mais surtout la troncature par le hardground 2 montre que ces géométries se forment sous une dynamique érosive. Le tri systématique, et l'abondance de hardgrounds montre une influence importante de l'hydrodynamisme.

Remplissage de cette géométrie

L'intervalle entre les lignes 2 et 3 correspond au remplissage de la géométrie concave. On observe un épaissement continu de cet intervalle de l'Ouest vers l'Est.

Cet intervalle est principalement caractérisé par un remplissage en pseudo-onlap des sédiments des zones en creux sur le hardground 2. Il est important de remarquer que la géométrie de ces onlaps n'est pas plane mais que les bancs montrent une inclinaison épousant la pente de la topographie positive. Ceci suggère une mise en place dynamique et non un comblement par des dépôts successifs sans influence hydrodynamique.

A l'échelle de cet intervalle, on observe des faciès de moins en moins amalgamés vers le sommet, un onlap de plus en plus important, et enfin des faciès de plus en plus fins au fur et à mesure du remplissage. On observe donc une tendance progressive à la chute de l'hydrodynamisme.

Chacune des lignes élémentaires tracées dans ce remplissage montre un pincement sur la bordure de la topographie positive et à l'inverse un épaissement vers l'Est.

Au niveau du flanc de la topographie positive (zone convexe) on observe un amalgame généralisé des dépôts.

- Ceci est associé à une décroissance de la condensation, au niveau de plusieurs lignes, on observe en s'éloignant de la zone convexe, une dichotomie des hardground et le passage à des surfaces de type firmground au delà du flanc de la topographie positive, puis enfin dans la coupe située la plus à l'Est (coupe 7), des surfaces d'arrêt de sédimentation peu marquées (softground à silex).
- De plus, on observe une décroissance de la granulométrie. Les dépôts très amalgamés du flanc de la topographie positive, passent au niveau du bas du flanc de la topographie positive (coupe 6) à des dépôts grossiers à intraclastes puis dans le centre du pseudo-chenal à des faciès plus fins (wackestone-packstone).

On observe donc le maximum d'énergie au niveau du flanc de la topographie, marqué par un amalgame et une érosion importante tandis que le centre de la zone en creux est la zone où l'énergie de dépôt est la plus faible. Ceci suggère une énergie hydrodynamique importante, associée à une érosion et à un transit important sur le flanc est de la topographie positive. La décroissance progressive de granulométrie et d'amalgame en s'éloignant de la zone convexe suggèrent que le transport de matériel se fait vers la zone en creux situé à l'est de la zone convexe.

On remarquera de plus, que les dépôts les plus fins sont rencontrés dans le centre du pseudochenal, ce qui tend à exclure l'interprétation de cette géométrie comme un chenal.

En outre, on remarque que l'épaississement se réalise depuis le flanc de la topographie positive jusqu'au delà de la coupe 7 qui figure le centre du pseudo-chenal. Ceci montre qu'il ne s'agit pas d'un chenal rectiligne orienté perpendiculairement à l'affleurement actuel, mais que cette géométrie est soit un chenal incurvé au niveau de l'affleurement, soit une géométrie asymétrique orientée plus ou moins parallèlement à l'affleurement et caractérisée par un maximum d'énergie sur son flanc est. La distribution des faciès observée suggère la deuxième interprétation. Le panorama suivant nous permettra de préciser la géométrie étudiée.

NE

SW

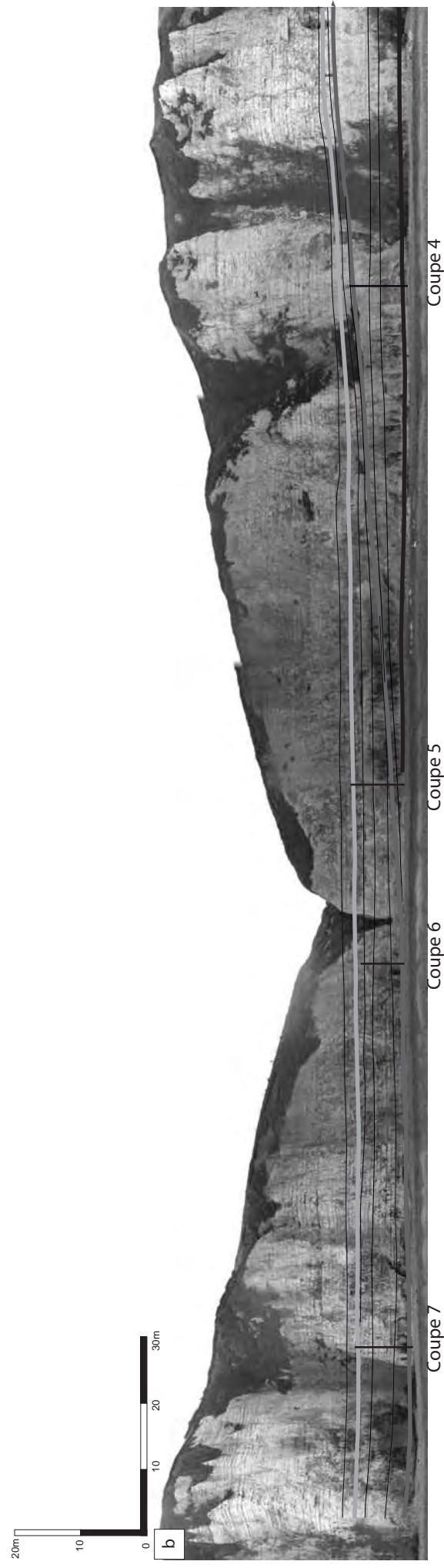
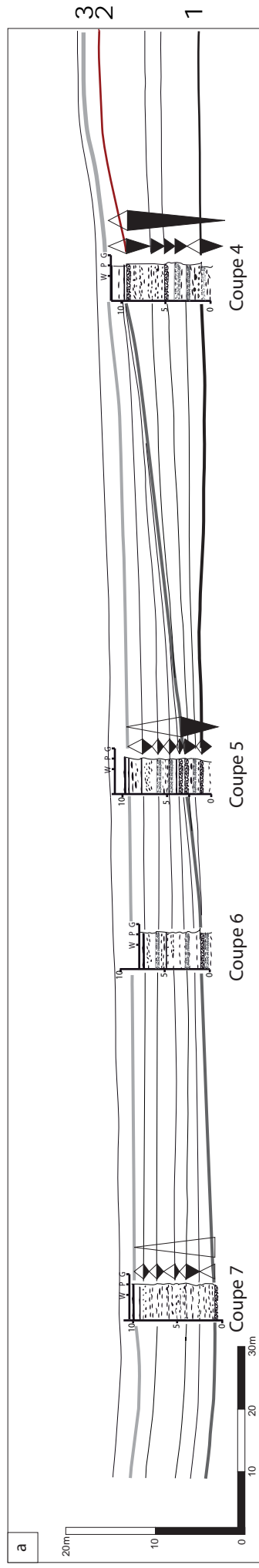


Figure D.5: Géométrie et contenu en faciès de la géométrie Est du panorama St-Martin-aux-Buneaux- Veullettes-sur-Mer. Les lignes et la géométrie élémentaire sont identifiées sur le panorama (b), les logs sériés levés sont utilisés pour habiller la géométrie en faciès (a). Une exagération verticale de 140% est appliquée à la figure a. Remarquer les biseaux sous la ligne 2 et les épaisissements systématiques vers l'Est au dessus de cette ligne. La condensation maximale est observée sur le flanc ouest de la géométrie en creux (coupe 5).

2.1.2. Panorama 2

Ce panorama (figure D. 6) se situe au niveau de la géométrie la plus à l'ouest du panorama Saint-Martin-Veuillettes. Trois lignes principales sont tracées, les deux premières lignes supérieures sont équivalentes des lignes 2 et 3 du panorama 1.

Ce panorama présente de nombreuses caractéristiques communes avec le panorama précédent. Pour la genèse de la géométrie en pseudo-chenal, on observe une géométrie et une organisation en faciès proche de la géométrie du panorama précédent qui ne sera donc pas commentée. On notera qu'ici les faciès de la topographie positive sont de type DF3 et contiennent des figures mal préservées mais qui pourraient correspondre à des micro-HCS.

Le point important apporté par ce panorama est l'observation d'une asymétrie importante dans la géométrie en creux. On observe en effet un épaissement important entre la ligne 1 qui forme la base de la géométrie et la deuxième ligne située au dessus de la ligne 2. L'ensemble de ces lignes montre un épaissement en éventail depuis le pied du flanc E de la topographie positive (située à l'ouest du panorama) en direction de la zone en topographie positive suivante.

On observe de plus que l'inclinaison des bancs est plus importante à proximité de la topographie positive ouest, qu'en direction de la zone convexe Est.

La morphologie est donc caractérisée par deux flancs de longueur et de pente différentes :

- un flanc plus court situé directement à l'Est de la zone en creux, marqué par une incision importante et un transit des dépôts vers la zone en creux et la zone convexe suivante ;
- un flanc plus long marqué par un épaissement en éventail depuis la zone en creux vers un maximum d'épaisseur.

Cette morphologie définit donc globalement une mégaride géante. Les observations multiples de suivi des falaises montre des inclinaisons de ces topographies qui varient depuis des directions NE-SW, E-W, ESE-WNW. Les maxima de pente sont observés le long des flancs courts orientés vers l'ENE. On peut donc conclure que ces géométries sont des mégarides géantes en 3 dimensions d'orientation prédominante WSW-ENE.

Ces mégarides sont formées tout d'abord par une topographie positive en downlap puis accentuée fortement lors d'une phase érosive finale, qui incise les dépôts sous-jacents. Dans un premier temps, leur remplissage est marqué par une zone en amalgame (transit) sur le flanc court, passant latéralement à une quantité importante de matériel relativement grossier provenant en partie de l'érosion de la pente locale du flanc court, puis s'épaississant largement pour draper l'autre flanc des mégarides.

La suite du remplissage montre une baisse progressive de l'hydrodynamisme, on observe des faciès plus fins, déposés en onlap sur les flancs longs et en onlap voir en downlap sur les flancs courts. La géométrie 2D de ces géométries est présentée sur la figure D. 7.

A l'issue de l'étude de cet affleurement, on peut noter les points suivants:

- Ces géométries sont marquées par une construction de topographie progressive dans une tendance régressive. La FS (située au niveau du maximum d'énergie hydrodynamique) correspond à une érosion importante sur le flanc de ces mégarides géantes. Le remplissage de ces géométries est marqué par une tendance transgressive, les premiers faciès passant au dessus des topographies convexes étant les plus fins du remplissage des pseudo-chenaux. Ces derniers correspondent donc à la MFS. Cette intégration de l'évolution de ces géométries dans un cadre séquentiel va dans le sens de l'interprétation des géométries d'Etretat par Quine et Bosence, (1991).
- Ces géométries n'a pas été étudiées par Quine et Bosence (1991). Cependant, elles présentent comme nous le montrerons ci dessous de nombreuses analogies avec les géométries d'Etretat étudiées par ces derniers. Nous montrons, à l'inverse de Quine et Bosence, que si une dynamique érosive est dominante pour la genèse de la topographie, comme avancé par ces auteurs, la construction de la géométrie est progressive puis accentuée par la phase érosive.
- Enfin ces géométries ne correspondent pas à des chenaux orientés N-S comme une première analyse pourrait le laisser supposer mais à des formes asymétriques, assimilables à des mégarides géantes 3D.
- Ces géométries présentent une forte analogie de forme avec les géométries de sediment waves décrites en géologie marine comme le montre la comparaison avec des sediments waves observables en Atlantique Nord, rockall Trough (figure D.7). L'exemple figuré ici, d'après Masson *et al.* (2002) correspond à des sediments waves déposées en contexte de circulation profonde

(contourites). Le flanc où l'amalgame est le plus important correspond à une position en aval courant, ce qui correspond à l'interprétation formulée d'après l'étude de la géométrie de Saint-Martin aux Buneaux. La présence de géométries identiques, se répétant en continu dans toute la zone d'affleurement de la Craie de Veulettes entre Saint-Martin aux Buneaux et Veules les Roses fait soupçonner un « champ de sediment waves » comparable à ceux connus en géologie marine. Ces géométries sont habituellement associées à une circulation profonde, turbitique ou contouritique. La pertinence de la mise en relation des géométries de la Craie avec ce type de géométrie sera discutée ultérieurement (E).

NE

SW

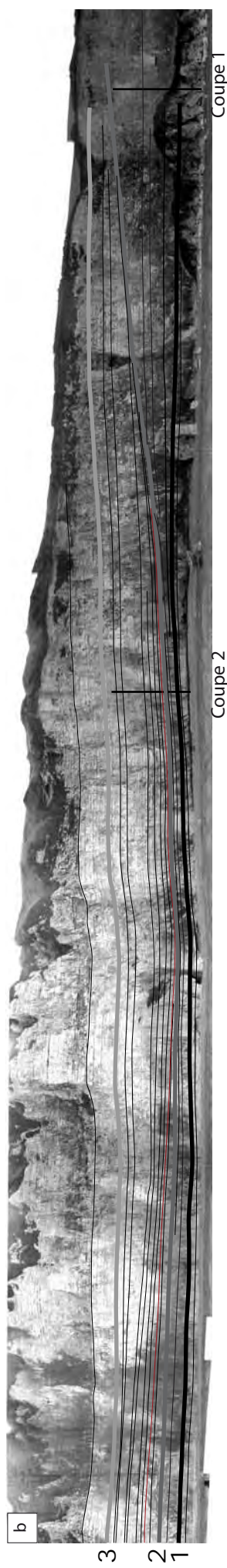


Figure D.6: Géométrie et contenu en faciès de la géométrie Ouest du panorama St-Martin-aux-Buneaux- Veulottes-sur-Mer.

Les lignes et la géométrie élémentaire sont identifiées sur le panorama (b), les logs sérés levés sont utilisés pour habiller la géométrie en faciès (a). Une exagération verticale de 140% est appliquée à la figure a. Remarquer les biseaux sous la ligne 2 et les épaisissements systématiques vers l'Est au dessus de cette ligne, y compris au delà du centre de la géométrie.

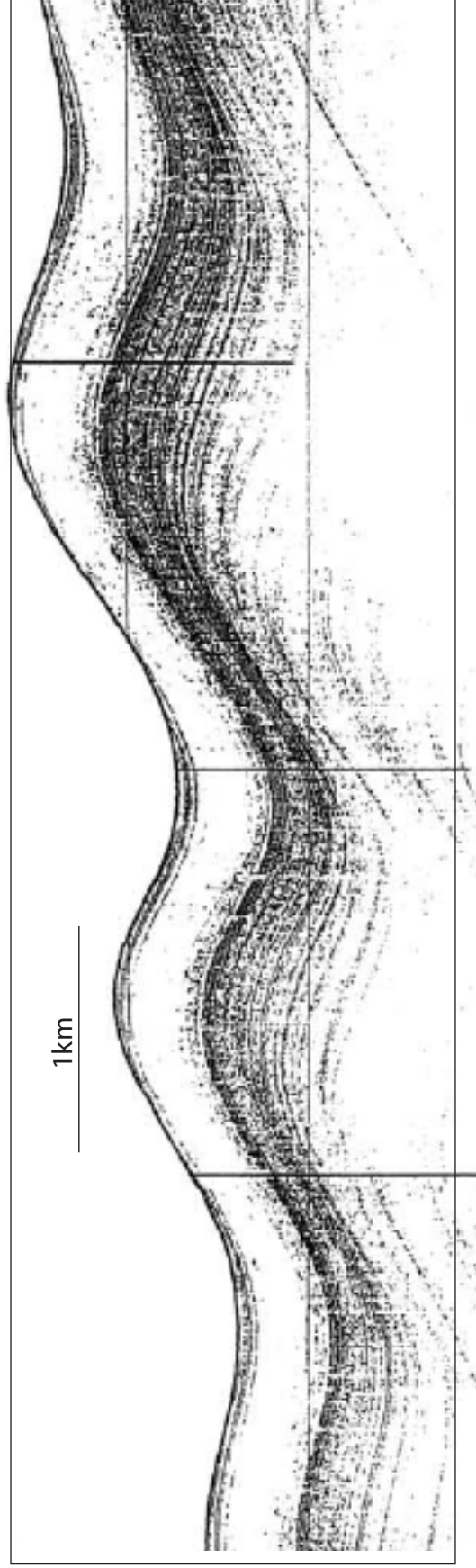
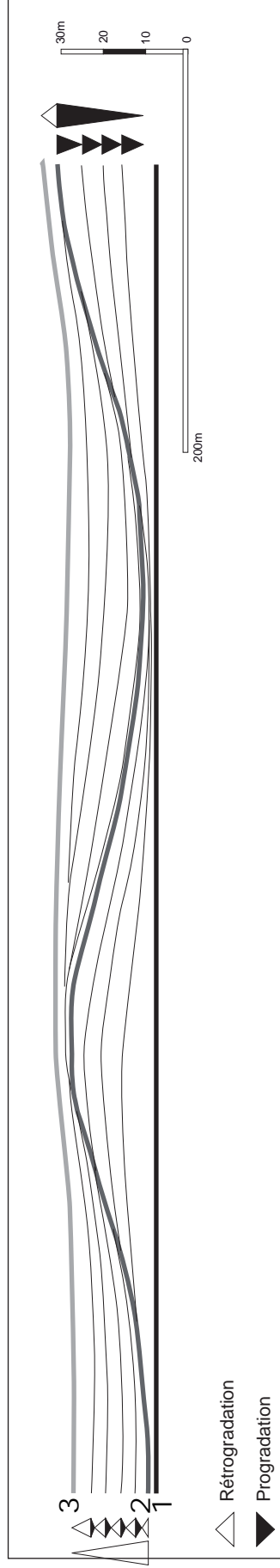


Figure D.7: Modèle élémentaire de géométrie lenticulaire en ondulation, comparé avec une morphologie de sédiment waves d'après Masson *et al.*, 2002.

2.2. Etude des géométries d'Etretat

2.2.1. Etude de la géométrie de la Porte d'Amont à Etretat

La géométrie présentée correspond à l'étude du panorama situé de part et d'autre du site de la Porte Amont d'Etretat (position sur figure D. 2). Deux segments de panorama ont été étudiés de part et d'autre de ce cap (Figure D. 8, 9 et 10). Elles permettent d'observer les variations de géométrie le long d'une direction SW-NE. Le cap de la Porte d'Amont permet en outre de disposer d'un affleurement orthogonal qui complète la vision de cette géométrie. Les géométries observées ici présentent de nombreuses analogies avec les géométries identifiées dans le panorama précédent, c'est pourquoi nous les présenterons de façon moins détaillée en faisant ressortir principalement l'originalité de la géométrie de la Porte d'Amont et les informations complémentaires qu'elle permet d'apporter.

L'épaisseur des géométries en ondulation est ici beaucoup plus importante que dans l'exemple de Saint-Martin-Veuillettes. La ligne rouge tracée sur les deux panoramas limite les dépôts correspondant à une topographie positive, convexe et les dépôts qui la remplissent. La géométrie dessinée par cette ligne montre que la quasi-intégralité de la partie Est de la falaise (près de 70m) est pincée au niveau de la Porte d'Amont (figure D. 9), et à l'est de ce cap. Elle se réépaissit ensuite vers le NW (figure D. 10).

De plus, les datations effectuées (figure D. 8) sur cet affleurement montrent que le développement de cette géométrie correspond à un long intervalle de temps:

- une datation des dépôts situés immédiatement en dessous du début de la géométrie qui donne un âge Coniacien inférieur non basal ;
- Une datation dans le début du remplissage de la géométrie à grande échelle, qui donne un âge Santonien basal voir limite Coniacien-Santonien ;
- Une datation environ 25 m au dessus du début du remplissage de la géométrie à grande échelle qui donne un âge Santonien inférieur.

Le développement de cette géométrie correspond donc à une grande partie du Coniacien et se finit au plus tôt dans le Santonien inférieur. Elle correspond donc en âges absolus à une durée d'au moins 4 Ma (Gradstein *et al.*, 2004). De plus, le développement de la topographie positive correspond à minima à l'entière du Coniacien Moyen et du Coniacien supérieur soit près de 3Ma.

La figure D. 11 montre l'organisation schématique de cette géométrie.

- À grande échelle, on retrouve plusieurs caractéristiques communes avec l'exemple du panorama Saint-Martin-Veuillettes.
- Le remplissage de cette géométrie est comme à Saint Martin, caractérisé par un onlap « dynamique » sur la bordure Est, et un remplissage en downlap sur la bordure Ouest. De même, l'épaississement de la topographie positive à l'ouest de la zone en creux montre une géométrie en éventail (figure D. 10), comparable à celle mise en évidence à Saint-Martin.
- À l'inverse, la phase de création de topographie est beaucoup plus complexe que précédemment, et marquée par plusieurs phases de construction de géométrie.

Plusieurs coupes ont été levées et nous permettent de préciser le contenu en faciès et la dynamique associée à la construction de cette géométrie.

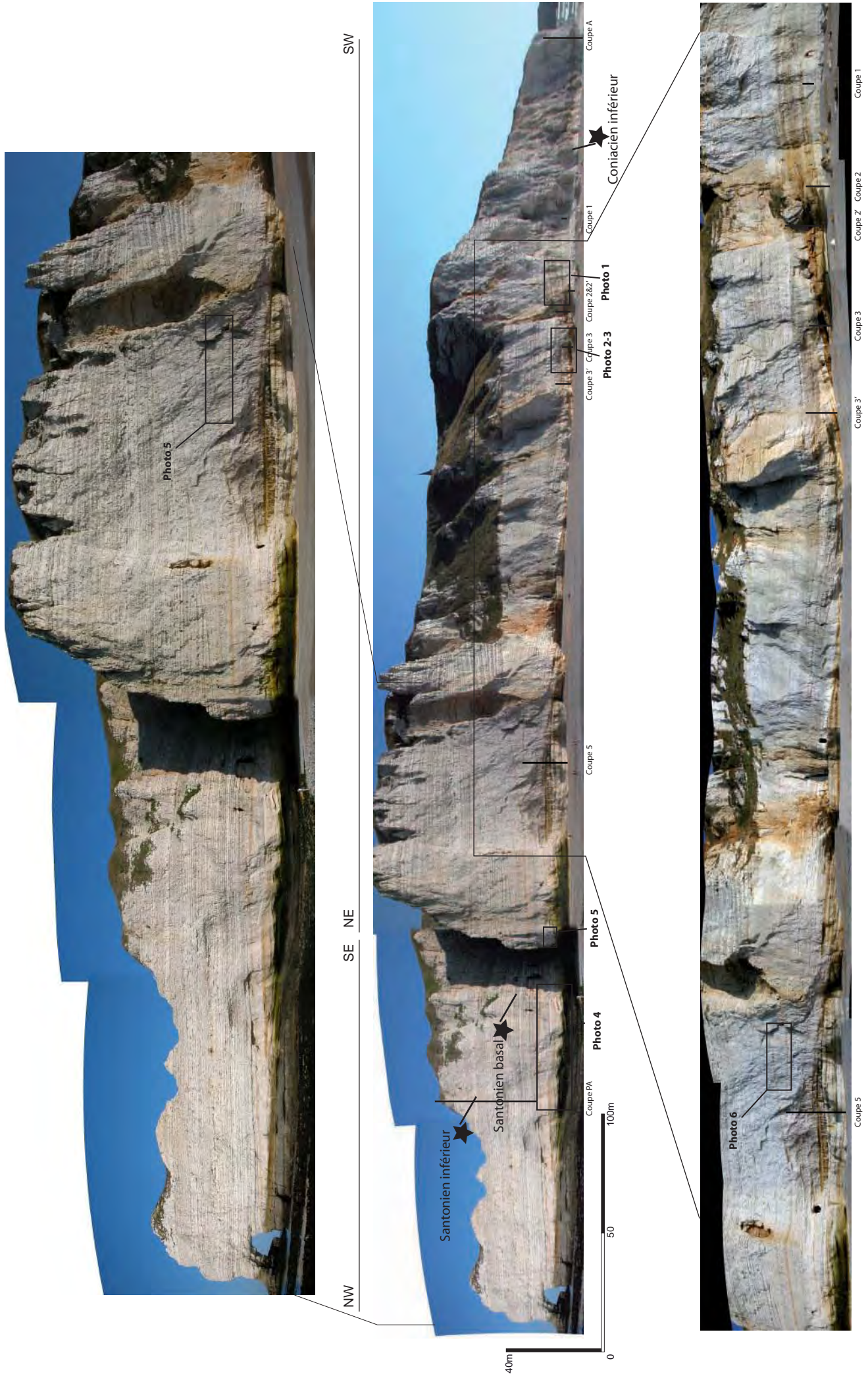
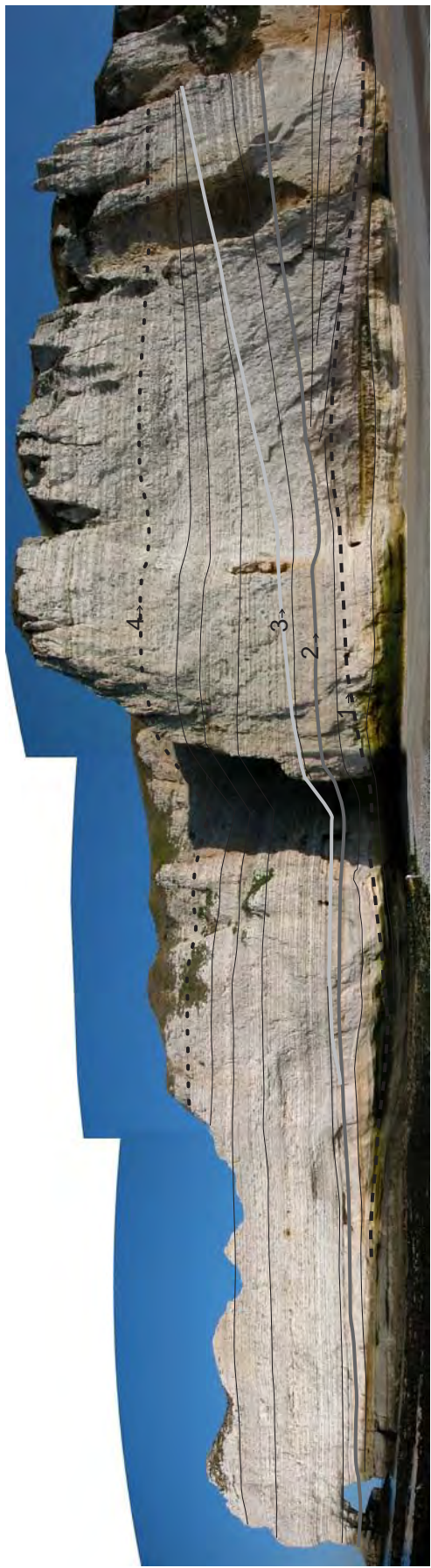


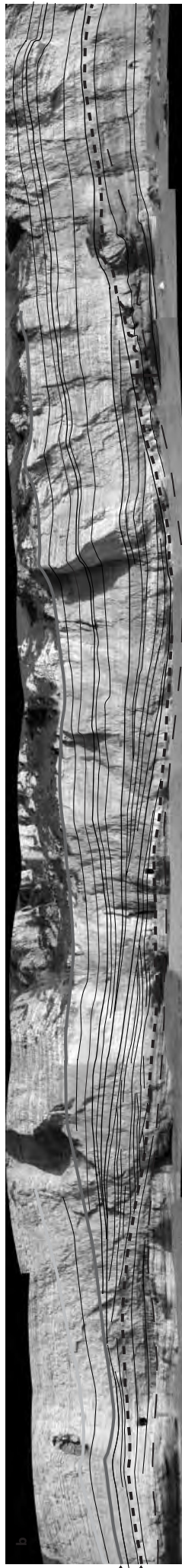
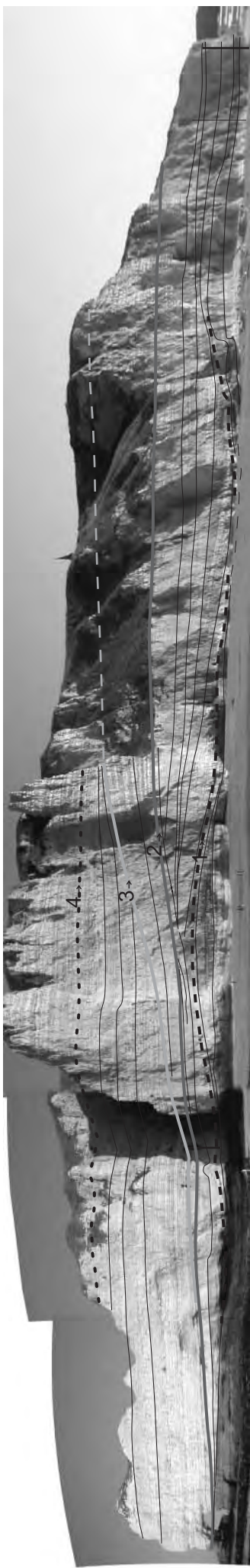
Figure D.8: Panorama Ouest Porte d'Amont. Position des coupes levées, des photos, et des panoramas de détail étudiés.
 Les étoiles signalent les points de datations signalés dans le texte.



NW

SE NE

SW



2
1

Figure D.9: Panorama Ouest Porte d'Amont et panoramas de détail habillés selon les lignes principales d'évolution de la géométrie.
 Les lignes en gras nuléroisées sont utilisées dans le texte pour commenter les évolutions de géométrie.
 Cette figure est présente en couleurs au format A3 dans le CD en annexe

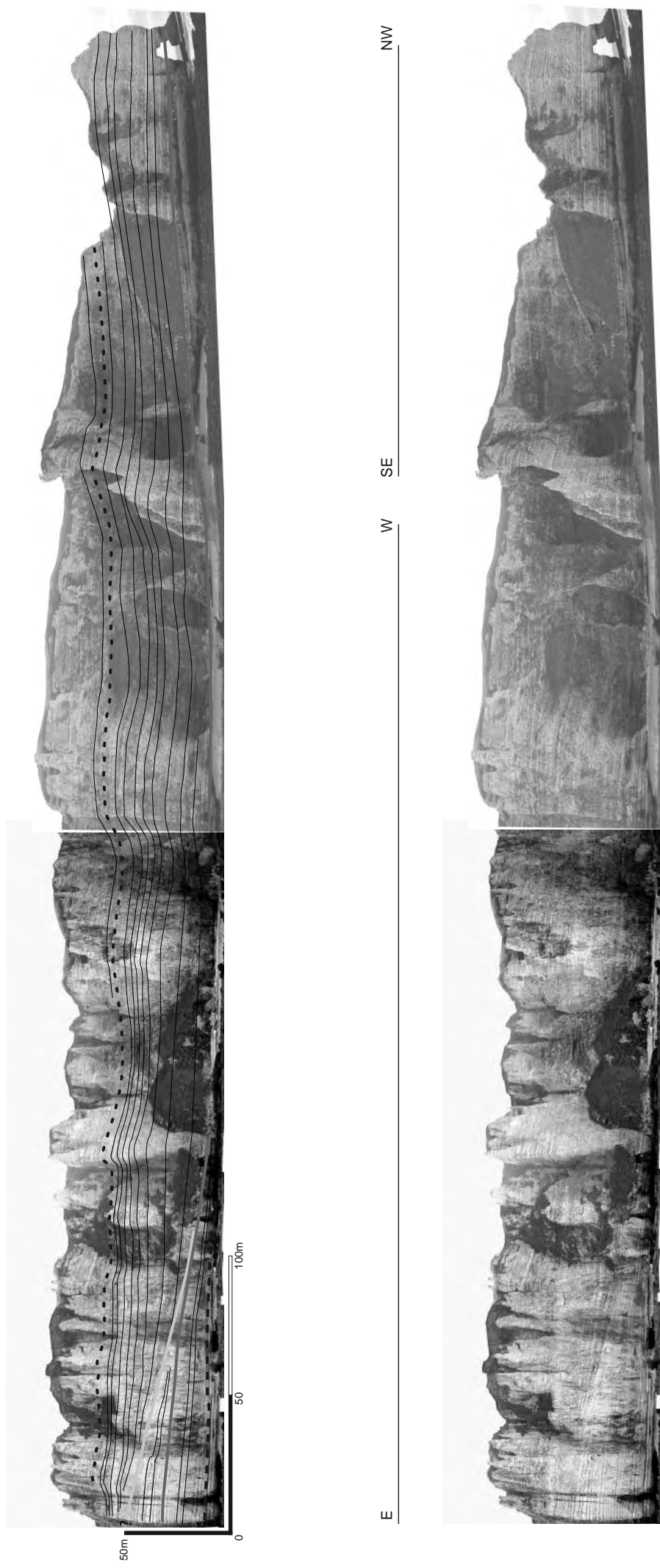


Figure D.10: Panorama Est Porte d'Amont et identification des lignes majeures d'évolution des géométries, montrant la terminaison Est des géométries du panorama Ouest Porte d'Amont.
 La ligne gris foncé et celle en pointillée sont directement prolongée à partir de celles du panorama Ouest Amont

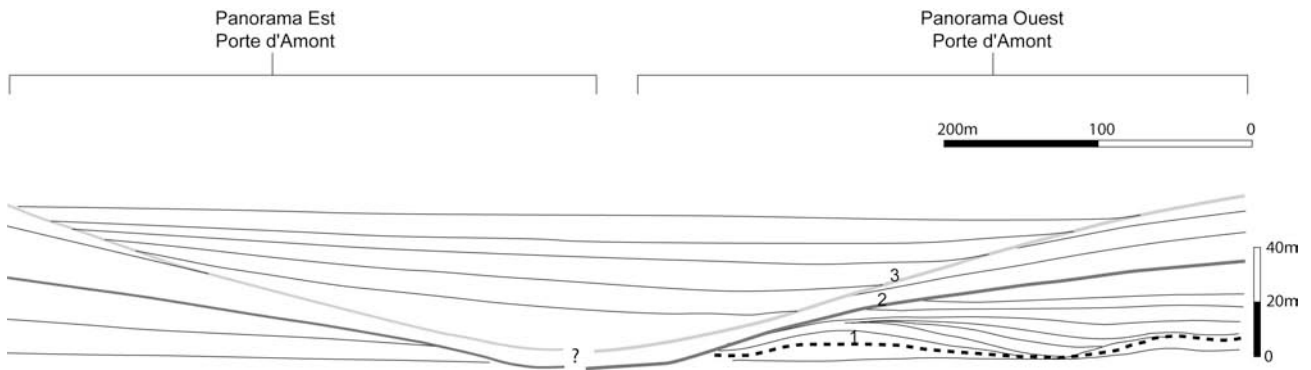


Figure D.11: Schéma des grandes lignes d'évolution de la géométrie étudiée de part et d'autre de la Porte d'Amont. Les lignes en couleur figurées sont celles qui sont identifiées dans les figures 9 et 10.

1. Genèse de la topographie positive dans l'affleurement de l'Ouest de la Porte Amont.

Trois lignes principales, correspondant à trois phases de modification de la topographie positive ont été individualisées, elles sont assimilées à trois stades de construction de la topographie positive (figure D. 11).

- Un premier stade érosif visible des bancs ocres dolomités (secondairement) (figure D. 9). Ce premier stade correspond à une première phase de construction de topographie par érosion, caractérisée par deux zones en creux dans le centre du panorama et au niveau de la Porte d'Amont.. La limite supérieure de cette première phase d'incision est matérialisée par la ligne 1 ((figure D. 9).
- Au dessus de cette ligne, on observe un comblement progressif des zones en creux. Il est total dans la partie en creux centrale (du panorama ouest), partiel au niveau de la Porte d'Amont. Cette phase de comblement s'achève par une nouvelle phase de création de topographie, positive au niveau de l'ancienne zone en creux centrale, tandis que la zone en creux de la Porte d'Amont perdure. La fin de cette phase d'évolution est marquée par un hardground érosif, présent sur la plus grande partie de l'affleurement et matérialisé par la ligne 2 .
- La dernière phase de création de topographie positive est marquée par une accentuation de celle-ci dans la partie Ouest de l'affleurement tandis que les dépôts restent très amincis au niveau de la Porte d'Amont. Cette topographie se construit progressivement par une inclinaison importante et croissante des bancs au dessus de la ligne orange, achevée par une surface d'érosion correspondant à un hardground qui tronque les dépôts sous-jacents. Cette surface est matérialisée par la ligne 3 (figure D. 9 et 11). Au dessus de cette ligne se fait le remplissage final discuté précédemment.

Le panorama complet de l'Ouest de la Porte d'Amont est segmenté en deux parties (figure D. 8), Ouest et Est, la partie Est incluant l'affleurement de la Porte d'Amont. L'essentiel de l'étude de la géométrie a été réalisé sur la partie Ouest de l'affleurement (figure D. 12). Pour des raisons d'accessibilité, nous commenterons principalement la première phase de création de topographie et son remplissage.

Sur la figure D. 12 est reporté l'habillage du panorama complet, ainsi que les différentes coupes levées sur cette partie d'affleurement. Nous commenterons de façon conjointe les géométries observées et la distribution en faciès depuis l'Ouest vers l'Est. Nous commenterons tout d'abord la phase de construction de la géométrie puis son remplissage.

Construction de topographie

L'organisation de cette géométrie est globalement identique à celle des géométries de St Martin-Veulettes et présente de plus la même orientation. D'ouest en Est, on observe les évolutions principales suivantes :

- Les dépôts sont relativement fins dans la zone en topographie positive situées à l'Est du panorama (figure D. 12, coupe 1). Ils se pincent vers l'Est en direction du flanc E de la topographie positive, en montrant des géométries en downlap dans cette direction (photo1, planche D.1).
- Au niveau du flanc Est de la topographie positive, on observe une augmentation de l'amalgame, marquée par un hardground incliné qui forme la base de la géométrie en creux. Au dessus de ce harground se mettent en place des dépôts très grossiers, dont les bancs sont inclinés vers le centre de la géométrie en creux. Il débutent par des bancs dolomités qui sont érodés par des faciès bréchiques, eux mêmes érodés par des faciès de type packstone grainstone à échinodermes à

hûîtres, alternant avec des hardgrounds tronqués (photo 2&3, planche 1). Ces dépôts sont les plus grossiers de cet intervalle.

- En direction de l'est, s'observe une seconde topographie positive. Un hardground érosif figure à son sommet mais le taux d'amalgame et la granulométrie sont plus faibles que sur le flanc Est de la zone convexe précédente, suggérant que cette zone est affectée par un hydrodynamisme moins élevé.
- En direction de la Porte d'Amont se réalise la même observation, le flanc E est affecté par une érosion importante, les dépôts deviennent plus grossiers, et on observe la mise en place de faciès conglomératique à blocs. En outre l'orientation différente de l'affleurement montre une géométrie proche d'un chenal orienté E-W.

Cette première phase de création de topographie est très similaire à celle des géométries de Saint Martin aux Buneaux. On retrouve une organisation en flanc court et flanc long, avec un flanc Est très érodé où l'hydrodynamisme est le plus élevé. Dans le cas présent, les downlaps vers l'Est tendent à suggérer la présence d'un courant unidirectionnel dans ce sens. Les faciès bréchiques et conglomératiques observés le long de ce flanc sont interprétés comme des faciès de destabilisation de pente. Des slumps observés sur le flanc Est de la topographie positive située à proximité de la Porte d'Amont (photo 5, planche D.2) confirment une destabilisation fréquente des topographies positives.

La phase de création de topographie est marquée par une augmentation de l'hydrodynamisme très nette, à nouveau interprétée comme une tendance régressive.

Remplissage de la géométrie

Le comblement est également très comparable à celui des géométries de Saint-Martin-aux-Buneaux. Les éléments apportés par l'étude de ce panorama sont les suivants :

- On observe une granodécroissance de ce remplissage (Coupe 3') qui suggère comme à Saint-Martin une tendance transgressive.
- L'observation la plus intéressante est la mise en évidence d'un remplissage dynamique, bien marqué sous forme de biseaux progradants depuis la zone en topographie positive située à l'Est du panorama, vers la zone en creux centrale. Il se pincent en downlap en remplissant progressivement ce creux. (figure D. 12). Ce remplissage dynamique est accompagné de mégarides 2D pendant vers l'Ouest (photo 6, planche D.2).
- Dans la partie centrale de l'affleurement, on observe un comblement progressif de la topographie puis une création progressive de topographie positive.
- Au niveau de la Porte d'Amont, cet intervalle est très aminci et on observe une géométrie en chenal orientée SW-NE (photo 4, planche 2), le remplissage de cette zone en creux n'est que partiel et semble s'effectuer, sous un courant de relativement haute énergie, dont l'orientation est indiquée par l'axe du chenal. Cette géométrie est largement érodée en dessous du hardground 2 (ligne 2) qui termine cette phase de construction de topographie. Elle forme la zone en creux principale dans l'évolution postérieure de la géométrie.

Cet intervalle présente des dépôts moins grossiers et semble caractérisé par une agitation hydrodynamique plus faible et une chute progressive de l'énergie du milieu de dépôt, néanmoins les courants unidirectionnels orientés NE-SW sont encore présents durant le remplissage de cette géométrie, montrant bien comme nous l'avons suggéré à Saint-Martin-aux-Buneaux que ce remplissage se fait de façon dynamique. Les mégarides dirigées vers le sud suggèrent ici la présence d'un courant dans le sens inverse du courant précédent.

2. Suite de l'évolution de la géométrie

L'évolution postérieure de la géométrie est peu contrainte en termes de faciès sédimentaire. Elle est marquée par un pincement des dépôts en direction de la Porte Amont, associé à une inclinaison des bancs en direction du NE. Elle s'achève par une surface érosive tronquant les dépôts, cette dernière forme la fin de l'évolution de la topographie positive (ligne 2, figure D. 9, 10 et 11).

La figure D. 13 montre l'ensemble du panorama étudié à l'Ouest de la Porte d'Amont et les différentes coupes levées le long de cet affleurement. Elle fournit les éléments suivants.

- La coupe A qui se situe à l'extrémité ouest de la plage d'Amont confirme la présence d'une tendance régressive durant la première construction de topographie et montre durant le remplissage une granodécroissance et un amalgame de moins en moins marqué qui correspondent à une tendance transgressive.
- Une grande partie du remplissage final de la géométrie, (au dessus de la ligne 3) a pu être levé de l'autre côté de la Porte d'Amont (coupe PA, figure D. 13). Il débute des dépôts très grossiers qui varient entre des faciès conglomératiques et des faciès packstone-grainstone à bryozoaires. Ces faciès sont cependant restreint à moins de 2 mètres d'épaisseur. Ils passent très rapidement à des faciès plus fins, de texture packstone-wackestone, relativement monotones à bandes de silex plus

ou moins dense. Les faciès à bandes de silex montrent fréquemment des dépôts plus grossiers. Le sommet du remplissage non atteignable, montre des niveaux de silex de plus en plus dispersés (figure D. 9), qui pourraient correspondre à des faciès plus distaux et montrer une tendance transgressive à l'échelle du remplissage. L'ensemble de ces dépôts viennent se pincer en onlap «dynamique » sur la partie Est (figure D. 11) de façon plus plane, voire en downlap dans la partie Ouest.

Evolution de la géométrie de la Porte d'amont

La figure D. 14 récapitule les trois étapes de formation de la topographie positive étudiée. Les étapes figurées correspondent aux phases principales d'évolution de la géométrie (phases de création de topographie ou de comblement) mises en évidence par les lignes de couleur. Dans la construction de la géométrie complète, on peut différencier deux phases principales de construction-comblement superposées.

Première génération de géométrie (Creusement et remplissage).

La première phase, dans laquelle nous avons pu lever plusieurs coupes sériées, confirme et complète les observations effectuées à Saint-Martin-aux-Buneaux. Elle montre la même géométrie qui présente à nouveau une convergence de forme avec une « sediment wave ». De plus, elle montre comme la géométrie précédente une évolution en relation avec les variations de niveau marin. Les dépôts sont cependant plus grossiers et les dimensions (amplitude et particulièrement longueur d'onde plus faibles).

Le principal apport de l'étude de ces géométries est la mise en évidence de courants unidirectionnels actifs durant une grande partie de l'évolution de cette géométrie orientés parallèlement à ces mégarides géantes E-W à NE-SW.

Deuxième phase d'évolution de la géométrie

Cette deuxième phase est moins bien contrainte que la précédente faute d'accessibilité, et en raison de sa plus grande taille. Elle correspond à une géométrie de très grande longueur d'onde (800m) et amplitude (70m environ). La géométrie à grande échelle dessinée (figure D. 11) présente de nombreuses analogues avec la géométrie élémentaires mise en évidence à Saint-Martin aux Buneaux (biseaux sur le flanc Ouest recoupés par un épisode érosif sommital, suivi d'un remplissage dynamique plus ou moins en downlap sur le flanc Ouest, épaissement en éventail vers l'Est de l'intervalle amalgamé dans la partie en creux). Sa morphologie et son emplacement sont affectés par la première génération de géométrie, la zone en creux au niveau de la Porte d'Amont correspondant à l'emplacement de la zone en creux de la seconde génération.

L'ensemble de ces critères pourraient montrer que cette géométrie correspond à une sediment wave de taille beaucoup plus importante, sa morphologie étant modifiée par l'existence d'une zone en creux préalable. Cependant, étant données les rares arguments dont nous disposons, nous nous contenterons d'avancer que cette géométrie, bien qu'à grande échelle, reproduit les caractéristiques mises en évidence dans les autres géométries et semble donc correspondre à une dynamique de dépôt proche. Une géométrie chenalisante ne peut totalement être exclue ici (figure D.11), on retiendra cependant qu'elle est loin de correspondre à un simple chenal érosif rectiligne. La granulométrie des dépôts, plus fine, montre que les courants qui affectent cette géométrie sont plus faibles que dans les géométries précédentes. Nous verrons plus loin que certaines géométries des environs d'Etretat, correspondent à une dynamique de dépôt similaire et pourraient correspondre à plusieurs générations de « sediment waves ».

L'interprétation du panorama de la Porte d'Amont diverge de celle formulée par Quine et Bosence (1991) qui y voyait une unique géométrie correspondant à un corps chenalisant perpendiculaire à l'affleurement. De plus, nous montrons ici que la construction des topographies positives est progressive et n'est qu'accentuée par la phase érosive finale, contrairement à Quine et Bosence (1991) qui les interprétait comme des reliefs purement en érosion. Ce point est important dans la compréhension de la genèse de ces géométries car il met en évidence une activité des courants durant toute la phase de construction de topographie. L'incision maximale est associée au paroxysme de leur activité lors de la chute du niveau marin. De même, le remplissage dynamique observé suggère un hydrodynamisme encore présent, décroissant durant le remplissage des topographies en creux.

Le rôle prédominant de l'hydrodynamisme (et probablement des courants unidirectionnels) dans la genèse de ces géométries, ajoutée à l'observation de Quine et Bosence (1991) selon laquelle les espèces de bryozoaires fixatrices de sédiment sont absentes dans ces dépôts permet d'écarter une origine biogénique pour ces géométries.

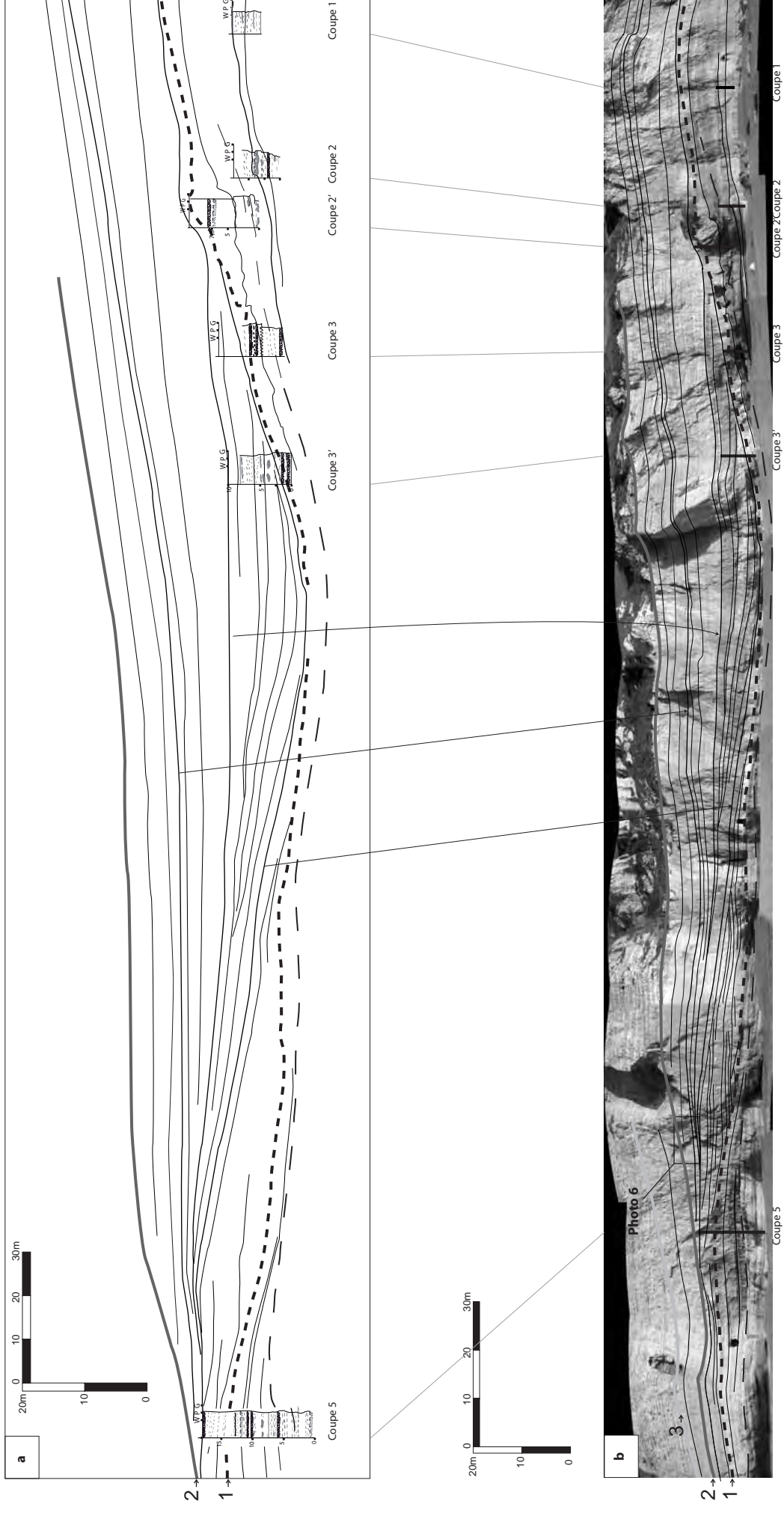


Figure D.12 : Détail du Panorama Ouest (position sur figure D.8), géométries et contenu en faciès. Remarquer en particulier, les premières géométries en creux suivies d'un remplissage en downlap. Les lignes lissées sur le panorama (b) sont utilisées pour la corrélation des coupes levées (a), une dilatation verticale est appliquée à la figure a, les lignes de ces figures sont lissées pour faire abstraction des effets et des possibles problèmes de raccords d'images.



0 1 2mm

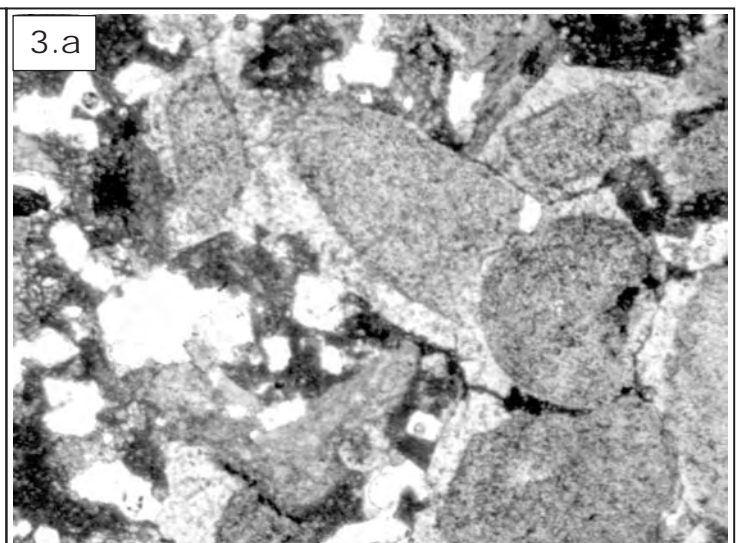


Planche 1: Faciès et géométries de détail du panorama Ouest Porte d'Amont. Position des photos indiquées sur la figure D.8
 1: Géométrie en downlap des silex à l'intérieur des faciès de craie dolomitisée.
 2: Faciès bréchiqes érosifs, eux-mêmes érodés par des faciès grainstones, à hardgrounds et intraclastes abondants.
 3: Faciès packstone-grainstone à échinodermes et huîtres.



Mégarides 2D



Planche 2: Géométries observées dans le Panorama Ouest Porte d'Amont (positions indiquées sur la figure D.8)

4: Géométrie en chenal en base et au sommet, la première géométrie en chenal est surmontée par des faciès conglomératiques à blocs, la seconde est érodée à son sommet.

5: Banc de silex slumpé et faciès bréchique.

6: Mégarides 2D en direction du Sud-ouest.

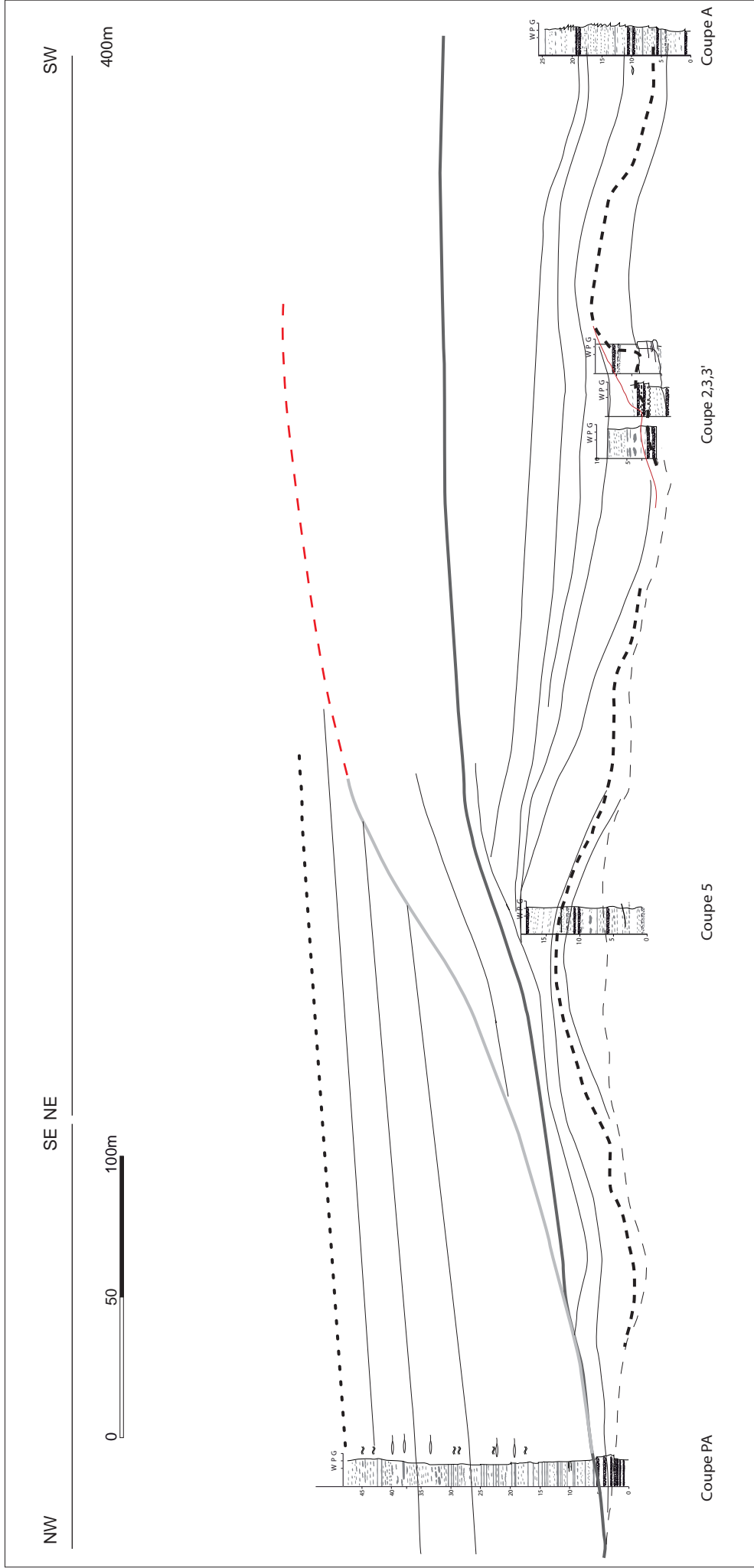


Figure D.13: Synthèse du panorama Ouest Porte d'Amont, d'après la corrélation de l'ensemble des coupes levées sur ce panorama. La position des coupes utilisées ici est figurée sur la figure D.9. Exagération verticale 230%.

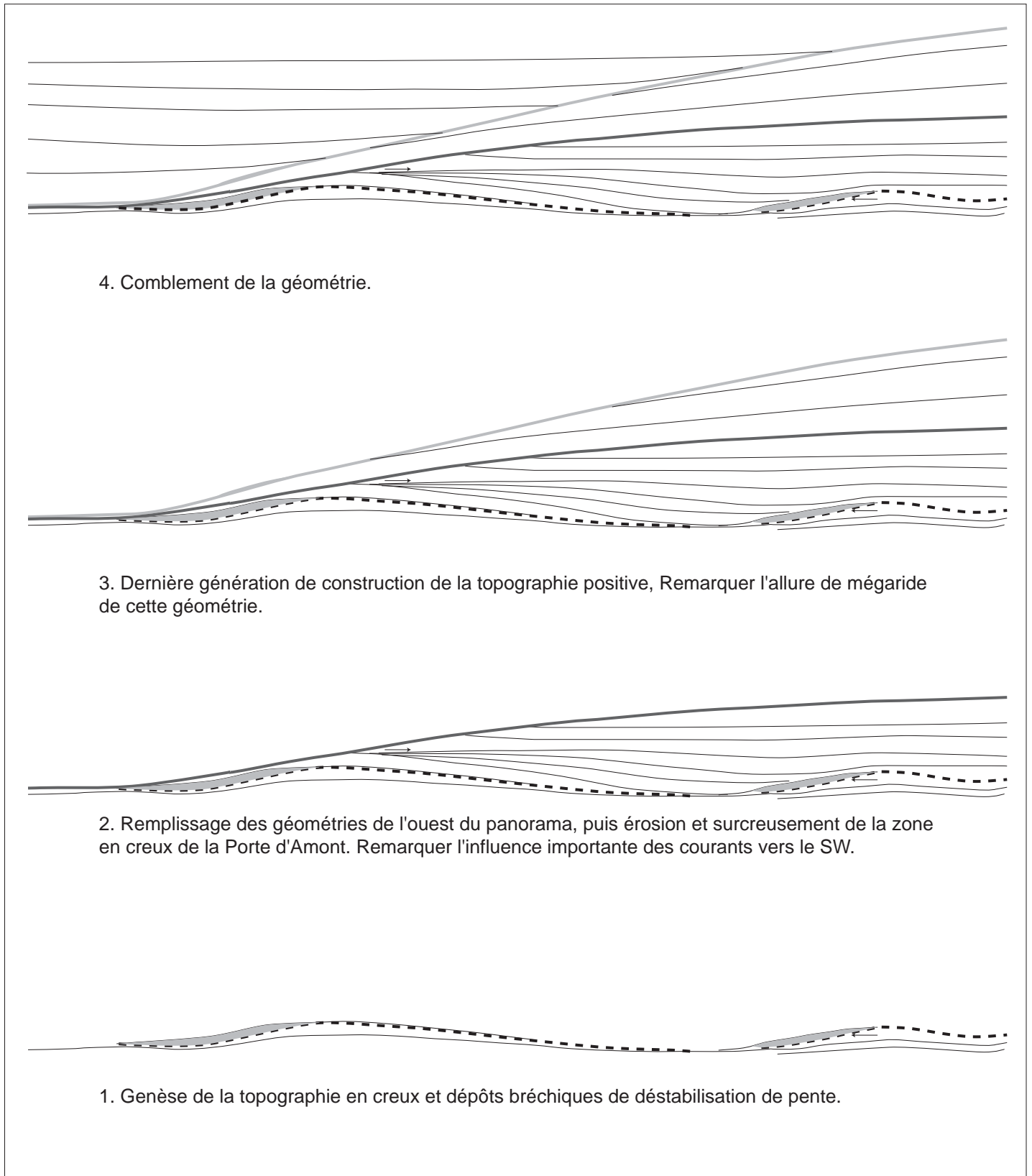


Figure D.14: Stades successifs de formation de la géométrie étudiée

2.2.2. Autres expressions des géométries d'Etretat.

Les nombreux affleurements que constituent les falaises de la région d'Etretat n'ont pas fait l'objet d'une étude aussi poussée et nécessiteraient d'être plus largement étudiés. Les interprétations de panorama photographiques montrent dans des niveaux stratigraphiques équivalents, des géométries similaires à celles présentées ici, mais également des géométries différentes. Elles semblent à première vue plus complexes que celle de la Porte d'Amont, mais gardent un fonctionnement de création de relief et compensation. La figure D. 15 montre un exemple de ces géométries. Le panorama se situe à un peu plus d'un kilomètre au sud-ouest du panorama d'Etretat (position sur figure D. 2), à l'Ouest de la Manne Porte.

L'intervalle affecté par des géométries en ondulation est limité en base et au sommet par des niveaux plans. Aucune coupe n'a pu être levée sur cet affleurement, cependant l'analyse du panorama montre plusieurs évidences de dynamique érosive et de terminaison en tolap au sommet des corps en topographie positive. Une nouvelle fois, un hydrodynamisme relativement important peut être avancé. L'organisation de cette géométrie pourrait à première vue être définie comme une suite de corps chenalisants. Cependant aucune géométrie compatible avec un chenal rectiligne ne peut y être observée (à l'exception de la géométrie située à l'Est du panorama, avant la remise à plat des géométries). De plus, les créations progressives de topographie positives qui caractérisent la plupart de ces géométries nous semblent peu compatibles avec des géométries de chenaux. Nous écarterons donc cette interprétation.

L'évolution des géométries de ce panorama semble différenciable en quatre épisodes principaux correspondant aux lignes en gras de la figure D. 15.

- On observe en base (sous la première ligne bleue) une première phase de création de topographie qui montre trois corps sédimentaires. Le corps central montre clairement une géométrie asymétrique et un flanc Est plus penté, rappelant les géométries de mégarides géantes ou « sediment waves » mises en évidence à Etretat et à Saint-Martin-aux-Buneaux.
- Au-dessus de ces géométries, on observe un comblement partiel à l'Ouest, tandis que dans la partie Est de l'affleurement continu de se créer une topographie positive.
- Dans la partie ouest de l'affleurement, au dessus des premiers dépôts de comblement, les lignes prennent une morphologie en flanc long et flanc court qui montrent une nouvelle fois une morphologie de mégarides géantes. La deuxième ligne bleue est quasi parallèle à la première, et tronque les dépôts sous-jacents au niveau de son flanc court. Elle montre de plus une avancée du flanc court semble correspondre à la migration de la mégaride géante. La même observation est réalisable au niveau de la troisième ligne bleue, bien que la géométrie interne des dépôts soit relativement complexe.
- Au-dessus de cette dernière ligne, on retrouve un remplissage plus uniforme et moins « dynamique » des zones en creux, par des dépôts se pinçant de part et d'autre sur les topographies positives.

On observe donc une persistance d'une géométrie de mégarides géantes tout au long du dépôt. Ce panorama pourrait correspondre donc plusieurs générations de sediment waves superposées et semblant migrer vers l'Est. C'est ce que suggère l'analogie de forme qu'on rencontre entre les géométries observées ici et celle de la littérature. Pour comparaison, nous montrons un exemple (figure D. 16) d'après Ediger *et al.*, (2002) où s'observe une surposition de plusieurs générations de sediments waves de longueur d'ondes différentes.

L'ensemble de ces observations suggère que les géométries de la région d'Etretat pourraient correspondre à plusieurs générations superposées de sediment waves, pouvant montrer des dimensions relativement différentes, tel que l'exemple de Ediger *et al.* (2002) le montre. Si cette proposition nécessite d'être confirmée par une étude plus poussée de différentes géométries observables dans la région, cette interprétation nous semble plus recevable que l'hypothèse de corps chenalisants parallèles à la côte actuelle. La mise en évidence de géométries de mégarides géantes à l'Est de Fécamp, dans des dépôts qui sont globalement contemporains de ceux d'Etretat, est un argument supplémentaire pour suggérer la présence de telles géométries à Etretat.

La superposition de géométries est présente quoique moins marquée à l'ouest de Fécamp. En effet, on observe dans les dépôts du Santonien supérieur (Craie de Sotteville), la reprise de géométries en ondulation, au dessus de la génération de géométrie dans la Craie de Veulettes (contenant les géométries de St Martin-aux-Buneaux étudiées précédemment. La coalescence plus importante de ces géométries dans la région d'Etretat est associée à une plus faible épaisseur de dépôts. Nous avons montré (chapitre C.I) que cette zone est affectée à partir du Turonien moyen par une surrection relative par rapport à la zone située à l'est de la

faille Fécamp-Lillebonne. Une persistance de ce régime durant le Coniacien et le Santonien pourrait expliquer la coalescence plus importante de ces géométries.

NW

SE

NE

SW

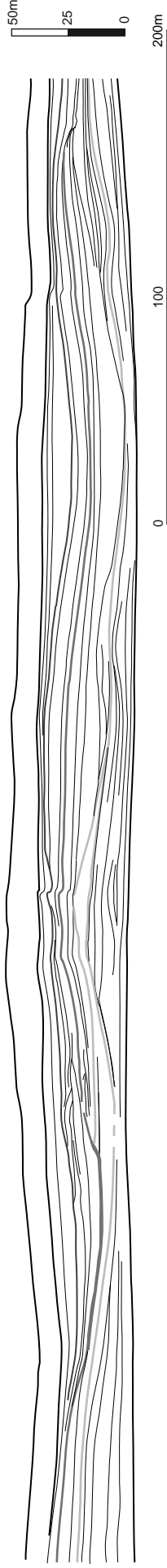


Figure D.15 : Panorama à l'Ouest de la Manne Porte, montrant une suite de corps sédimentaires en compensation et leur organisation interne.

Les surfaces majeures d'évolution des géométries sont surlignées en gras. Remarquer la base et le sommet plan de part et d'autre de la série présentant les géométries. Les deux premières surfaces majeures situées à l'intérieur de ces géométries (en gris) dessinent des géométries compatibles avec des générations superposées de sédiment waves assymétriques à plus grande pente vers le NE. Les dernières géométries observées viennent en comblement de la topographie créé précédemment. Cette figure est présente au format A3 dans le CD en annexe.

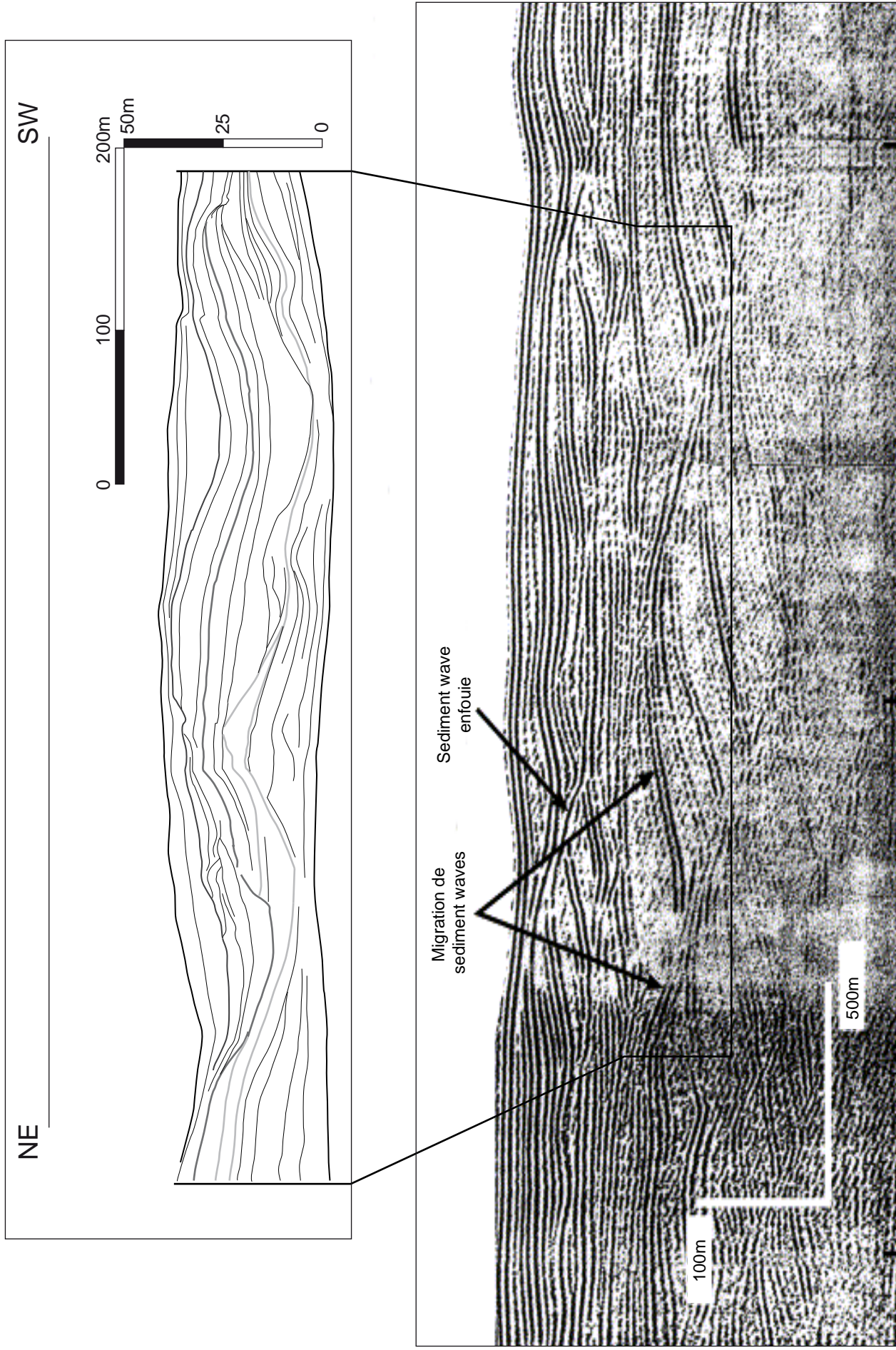


Figure D.16 : Comparaison entre le Panorama à l'Ouest de la Manne Porte, et des données de sismique marine, montrant un champ de sediment waves superposées, d'après Ediger et al., 2002. Si la taille des objets est différente, la dilatation verticale est proche $h/L=3$ pour Ediger et al., 2,5 pour le panorama. Remarquer les nombreuses similarités entre les géométries.

2.3. Géométries à très grande longueur d'onde du Santonien.

Dans la Craie de Sotteville et de Vasterival (Santonien supérieur et Campanien), des géométries de très grande longueur d'onde sont observées. Elles sont en effet de plusieurs kilomètres, caractérisées par des pentes très faibles qui semblent maximales selon une orientation SW-NE. Ces géométries, étant données leur taille et la faible préservation de cet intervalle stratigraphique sont moins bien contraintes que les précédentes. Les amplitudes totales induites sont en conséquence souvent difficiles à estimer mais semblent au minimum de 20m. Les caractéristiques suivantes peuvent être signalées :

- Comme pour les géométries précédentes, le flanc le plus penté de ces géométries correspond à un hardground qui tronque à sa base des bancs de même orientation, en accentuant l'inclinaison de la géométrie. Il est surmonté par des dépôts qui viennent dans le cas présent en onlap, sans manifester une dynamique particulière. Cette géométrie est illustrée à partir de l'exemple de la géométrie de Quiberville Santonien supérieur (figure D. 17).
- Comme dans les exemples précédents, les dépôts immédiatement sus- et sous-jacents au hardground constituent les plus grossiers de cet intervalle, suggérant que la phase d'érosion de cette géométrie correspond à la FS.
- D'une manière générale, les dépôts de ces géométries sont plus fins que les dépôts des géométries précédentes, ne dépassant pas la texture wackestone à wackestone-packstone. Ceci suggère que ces géométries se mettent en place sous un hydrodynamisme plus faible.

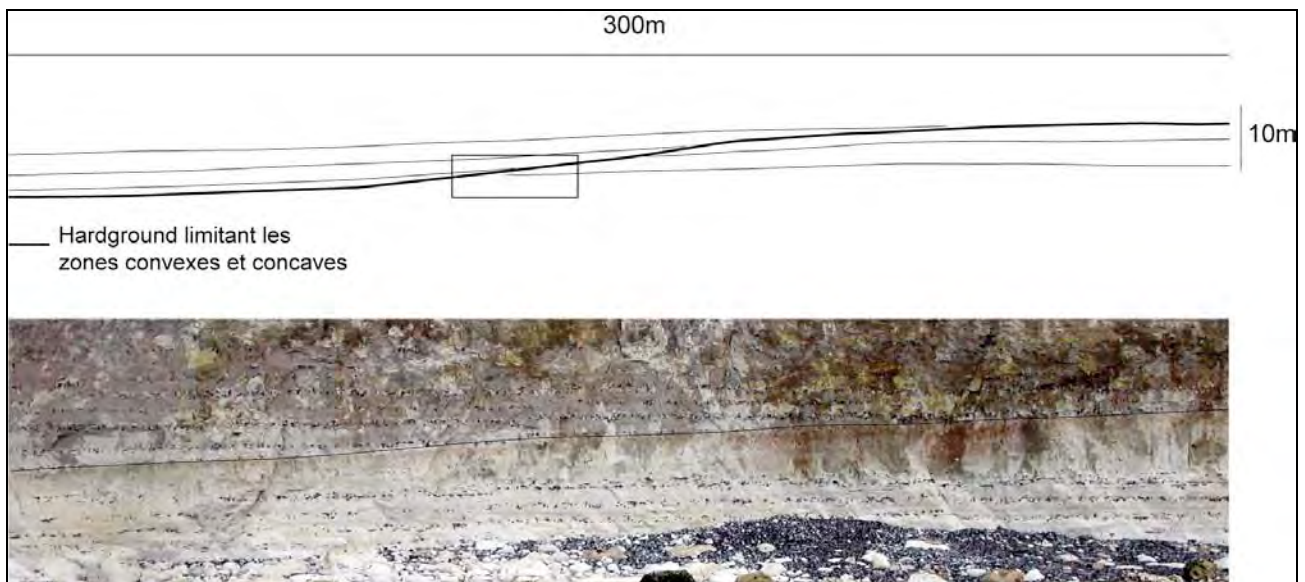


Figure D. 17 a: Géométrie observée à Quiberville dans la Craie de Sotteville (Santonien supérieur) et photo de détail au niveau du maximum d'inclinaison de la géométrie, remarquer les terminaisons en toplap et onlap de part et d'autre du hardground

2.4. Autres géométries à l'affleurement dans le Bassin de Paris :

D'autres géométries de longueur d'onde hecto- à kilométrique sont rencontrées dans le Bassin de Paris. Ces géométries sont rarement bien contraintes à grande échelle, les affleurements étant généralement réduits. Elles présentent cependant, comme nous allons le montrer une morphologie en ondulations et une dynamique en creusement-compensation progressive, comparable aux caractères mis en évidence dans les géométries de Haute-Normandie.

2.4.1. Chenaux phosphatés de Picardie

De nombreuses lentilles de craie phosphatée sont présentes dans le NE de la France et ont fait l'objet d'exploitation industrielle, les affleurements de « bonne qualité » de ces lentilles sont actuellement rares, mais plusieurs données de la littérature permettent de contraindre leur répartition, leur orientation et leur dynamique sédimentaire. Ces lentilles sont comme l'a montré Broquet (1973) orientées selon un axe NW-SE, et caractérisé par une dynamique érosive suivie d'un remplissage dans lequel sont préservés les dépôts phosphatés (Jarvis, 1980, 1992). Elles correspondent plus ou moins à des chenaux (néanmoins fréquemment

assymétriques), dont la base est représentée par un hardground érosif (figure D. 18 ; Jarvis, 1992). Ces géométries étaient interprétées par Jarvis (1980, 1992) comme la conséquence de courants unidirectionnels d'orientation NW-SE. Leur alignement selon cet axe était interprété par Broquet (1973), repris par Jarvis (1980), comme la conséquence de haut topographique liées à un rejeu des structures tectoniques selon cette orientation, qui ont guidé les courants. La phase d'incision de ces géométries est rapportée par Jarvis (1980, 1992) à une phase régressive.

Nos propres observations sur la coupe de Beauval nous ont montré que chacune des lentilles phosphatées montrait une organisation en ondulation (figure D.18)

On observe :

- Une organisation en lentilles des dépôts sous jacents à l'incision, générant la topographie, secondairement accentuée au niveau du harground. Au dessus des hardgrounds, le remplissage s'effectue en ondulations, représentées par des lentilles superposées venant en onlap sur les bordures de la géométrie en chenal. Les lentilles de la base du remplissage sont érosives à la base et progradent vers le centre du chenal. Au dessus, elle acquiert une géométrie plus drapante jusqu'au remplissage complet du creux.

Ces observations ne remettent pas en cause la dynamique de dépôt avancée par Jarvis mais montre que ces géométries présente une organisation en construction progressive, compensation progressive en ondulation, donc selon une modalité identique à celle observée en Haute-Normandie. On rappellera de plus que ces géométries ont une position stratigraphique qui coïncide avec les générations de géométries mises en évidence en Normandie (autour de la Limite Coniacien-Santonien puis dans le Santonien supérieur voir proche de la limite Santonien–Campanien).

2.4.2. Lentille phosphatée de Saint-Martin du Tertre

Une autre géométrie en ondulation dans laquelle les phosphates sont abondants a pu être identifiée à Saint-Martin du Tertre dans les dépôts situés autour de la limite Santonien–Campanien. A l'intérieur des anciennes galeries d'exploitation, les géométrie des bancs et leur contenu en faciès sont très proches de celles observées dans les géométries de la région d'Etretat.

Ces différents exemples montrent l'omniprésence de géométries en ondulation aussi bien en Normandie que dans le centre du Bassin de Paris. Le fait que les phases de formation de ces géométries correspondent à des intervalles stratigraphiques contemporains à l'échelle du bassin suggère que les paramètres qui ont provoqué la formation de ces géométries étaient présents de façon contemporaine dans l'ensemble du bassin. On observe cependant une variabilité de ces objets, de taille très différentes et variant depuis de possibles chenaux rectilignes (craies phosphatées) vers des géométries en sediments waves. Ceci montre que les processus de formation de ces géométries, s'ils sont proches, varient néanmoins.

Nous tenterons ici de préciser les bathymétries de formation de ces géométries, leurs paramètres de forme et les contrôles possibles de ces différentes morphologies.

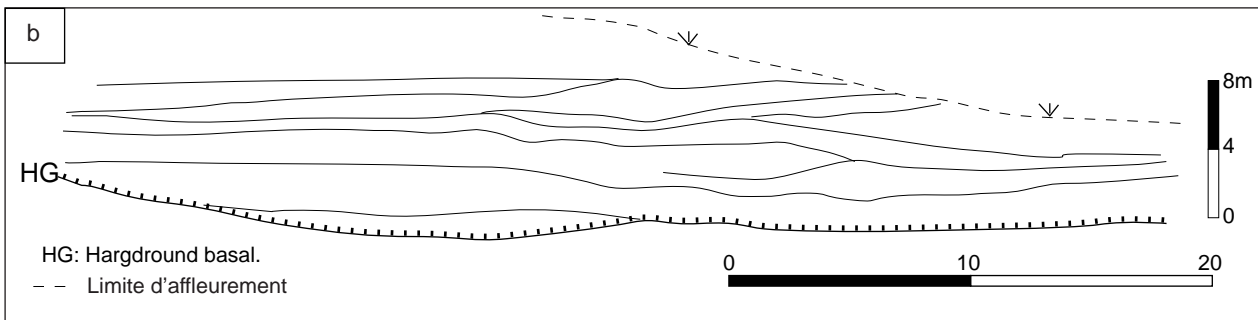
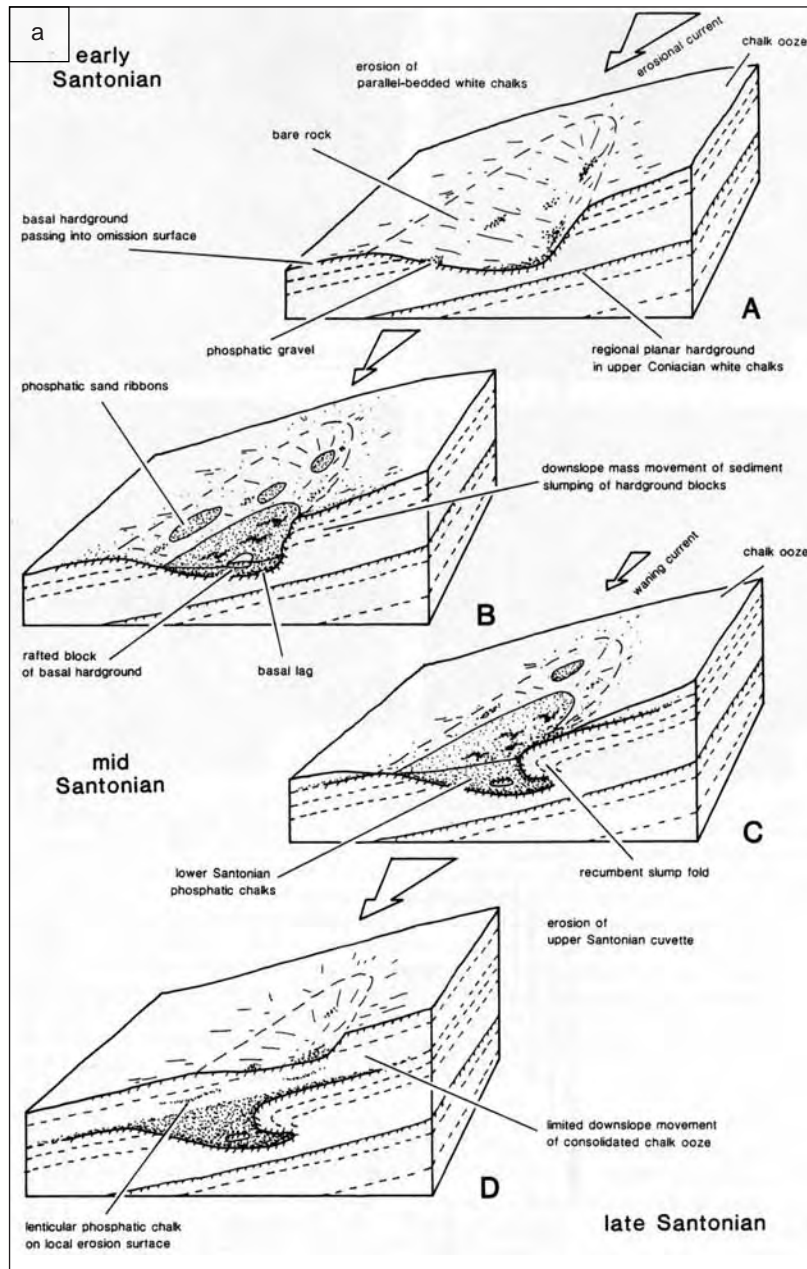


Figure D.18: Mode de mise en place progressif des lentilles de craie phosphatée d'après Jarvis 1992 (a) et géométrie observée au dessus du harground basal de la Carrière de Beauval (b).

3. Conclusion : Variabilité de ces géométries et environnement de formation

3.1. Bathymétrie de formation de ces géométries.

Les informations sédimentologiques et paléocéologiques permettent de préciser les bathymétries associées à la formation de ces géométries.

Géométrie d'Etretat : longueur d'onde hectométrique.

- A Etretat, la base des géométries montre des granulométries très élevées (grainstone à échinodermes) qui font soupçonner une énergie hydrodynamique très élevée. Les dépôts du remplissage de cette géométrie, plus fins et interprétés comme plus distaux, ont livré des échinides réguliers et des Micrasters. Ces derniers suggèrent un environnement de circalittoral supérieur à moyen (70-100m). Les faciès situés en base des géométries correspondent donc possiblement à des bathymétries inférieure à 70m.
- Le hardground qui forme la transition entre la partie en creusement et la partie en comblement de la géométrie à très grande échelle, a livré de nombreux Micraster plaçant à nouveau pour un environnement circalittoral moyen à supérieur.
- Les données basées sur les assemblages de foraminifères vont dans le sens de cette interprétation, les échantillons situés sous la base de la première géométrie et pour le début du remplissage de la géométrie à grande échelle livrent relativement peu de foraminifères tant benthiques que planctoniques et sont interprétés comme correspondant à un environnement circalittoral (position sur figure D. 8).
- Dans le sommet du remplissage, les faciès les plus fins, sans structures, ont livré une faune de foraminifères plus abondante particulièrement pour les foraminifères planctoniques, cette richesse plus importante montre bien l'approfondissement que nous avançons et est interprété comme correspondant à un environnement « circalittoral plutôt distal » (interprétation C. Bourdillon). Cette augmentation de bathymétrie confirme en outre la dynamique transgressive lors du remplissage de ces géométries.

Chenaux phosphatés :

- Nos propres observations dans la coupe de Beauval montrent un hydrodynamisme élevé. Jarvis (1980, 1992) sur la base d'absence d'évidence d'algues avance une sédimentation en dessous de la zone photique (70 à 100m et plus d'après l'auteur).

Géométrie de Saint-Martin-aux-Buneaux-Veules les Roses : Longueur d'onde kilométrique

- A Saint-Valéry-en-Caux, une géométrie comparable à celle de Saint-Martin-aux-Buneaux et située dans le même intervalle stratigraphique a livré, dans sa phase de construction de topographie des foraminifères planctoniques et benthiques relativement abondants, correspondant à un environnement circalittoral relativement distal, tandis que les faciès de remplissage de cette géométrie ont livré des faunes caractéristiques d'un environnement circalittoral inférieur à épibathyal.

Géométrie de la Craie de Sotteville : longueur d'onde kilométrique à plurikilométrique

- L'échantillonnage, dans les faciès de construction de topographie des géométries de très grande longueur d'onde de la Craie de Sotteville a livré une microfaune interprétée comme appartenant au circalittoral inférieur. Les échinides récoltés sont essentiellement représentés par les Echinocorrys qui correspondent également au circalittoral inférieur.
- Dans la dernière géométrie affleurante, au niveau du Cap d'Ailly, la présence d'Echinocorrys et d'*Offaster pillula* dans les faciès de construction de la géométrie plaide pour un environnement circalittoral inférieur voir bathyal.

Ces géométries se développent donc à des bathymétries très variables depuis des environnements circalittoral moyen (moins de 100m de profondeur), jusqu'à des bathymétries relativement profondes (100 à 150m et plus).

3.2. Amplitude et longueur d'onde.

L'étude des géométries en ondulations en Normandie montre une variation importante de ces géométries, dans leur amplitude mais surtout dans leur longueur d'onde.

On remarquera que les longueurs d'onde des différentes géométries semblent varier avec l'hydrodynamisme et la bathymétrie associés. Les géométries montrant les longueurs d'onde les plus faibles (base d'Etretat et chenaux phosphatés) sont en effet rencontrées aux bathymétries les plus faibles, tandis que les très grandes géométries de Quiberville et à Vasterival correspondent aux dépôts les plus fins et les plus profonds. La géométrie de longueur d'onde kilométrique de Saint-Martin-aux-Buneaux présentent des dépôts intermédiaires entre ces deux pôles.

La longueur d'onde des géométries semble donc augmenter avec la bathymétrie.

Implications en termes d'hydrodynamisme.

On peut penser que les courants qui ont permis la formation des différentes géométries ont une vitesse importante à une bathymétrie située entre 70 (peut être moins) à 100m et se traduisent par une dynamique érosionnelle importante, une granulométrie élevée et des géométries de longueur d'onde hectométrique. A mesure qu'on atteint des bathymétries plus importantes (100 à 150m) on observe une complexité de moins en moins importante, une granulométrie de plus en plus faible, une dynamique érosive moins marquée.

Les courants à l'origine de ces géométries sont présents dans toute la zone d'offshore supérieur (à partir de 70 m voire moins) jusqu'à la limite entre l'offshore supérieur et l'offshore inférieur (100 à 150 m, Vasterival). Ils semblent de plus persister durant toute la période de construction de ces géométries comme le montre la construction progressive des géométries, particulièrement bien visible dans les sédiments waves.

Cette persistance correspond à des durées très longues (de l'ordre ou supérieure à 500.000 ans pour l'exemple des géométries d'Etretat). Nous avons avancé dans chacune de ces géométries une adéquation probable des phases d'évolution de ces géométries avec les variations du niveau marin, plaçant les FS au niveau de la fin de la création de topographie positive et les MFS au niveau de la fin des remplissages des zones en creux. Ceci est appuyé par quelques estimations paléobathymétriques. De plus, le temps inclut dans la formation de ces géométries ainsi que le fait qu'elles des cycles d'ordre supérieur qui sont autant d'étapes d'évolution élémentaires de ces géométries, vont dans le sens d'un tel processus allocyclique. Enfin, l'essentiel des surfaces d'inversion de tendance postulées sont contemporaines des grandes surfaces d'inversion de tendance au 3^{ème} ordre identifiés dans les autres zones du Bassin de Paris (Craie 700 et Touraine, cf.C). En effet, si l'on considère les datations biostratigraphiques d'Etretat, les deux FS (les deux topographies positives successives) se situent respectivement légèrement plus haut qu'un âge Coniacien inférieur, et juste en dessous d'un âge Santonien basal. Ceci montre une corrélation très probable avec les FS de la limite Coniacien inférieur-moyen et de la limite Coniacien- Santonien. De la même façon, les géométries de Vasterival, se développent au niveau du Campanien basal qui correspond lui aussi à une FS dans les autres zones du Bassin de Paris. L'ensemble de ces points démontrent que ces géométries varient en adéquation avec les variations du niveau marin, qui sont dans certains cas de 3^{ème} ordre.

Nous discuterons du type de courant susceptible de présenter ces caractéristiques après l'intégration des données du centre du bassin qui nous permettront de discuter plus directement des processus envisageables.

Cette étude a permis la mise en évidence des différentes géométries observables à l'affleurement dans la Craie du Bassin de Paris, dont plusieurs d'entre elles semblent rattachables à des « sediment waves ». Nous avons pu mettre en évidence les points communs et les variations de ces géométries ainsi que de leur contenu en faciès. L'interprétation de leur signification en termes de processus hydrodynamiques sera discutée plus loin, (E) à l'issue de l'intégration des données du centre du Bassin de Paris.

A l'issue de cette partie, on retiendra :

- L'omniprésence de ces géométries au dessus de la FS de la limite Coniacien inférieur-moyen montrant trois longueurs d'onde principales hectométrique, kilométrique et plurikilométrique, cette augmentation de longueur d'onde correspondant à une baisse de l'hydrodynamisme et une augmentation de la paléobathymétrie.
- Un fonctionnement de ces géométries selon les mêmes principes et ce bien que l'intensité de l'hydrodynamisme varie selon les géométries considérées. Les géométries sont caractérisées systématiquement par une logique de construction de topographie puis compensation.
- Une distribution de ces géométries depuis des environnements d'offshore supérieur jusqu'à l'offshore inférieur.
- Une morphologie récurrente en mégarides géantes qui montre une analogie avec des sediment waves.

- L'existence de courants unidirectionnels, parallèles à ces géométries, qui jouent un rôle prédominant dans leur construction.
- Une construction progressive de ces géométries sous l'action de courant perdurant pendant toute l'évolution de ces géométrie.
- L'intégration des phases de variations de géométries dans un cadre séquentiel, ces géométries montrant leur phase de construction pendant des phases régressives et leur remplissage durant les phases transgressives.
- Une durée de mise en place possiblement très importantes atteignant 500.000ans et plus, et correspondant dans plusieurs cas, aux séquences de troisième ordre de l'évolution du Bassin de Paris .

II. Géométries à l'échelle du Bassin de Paris

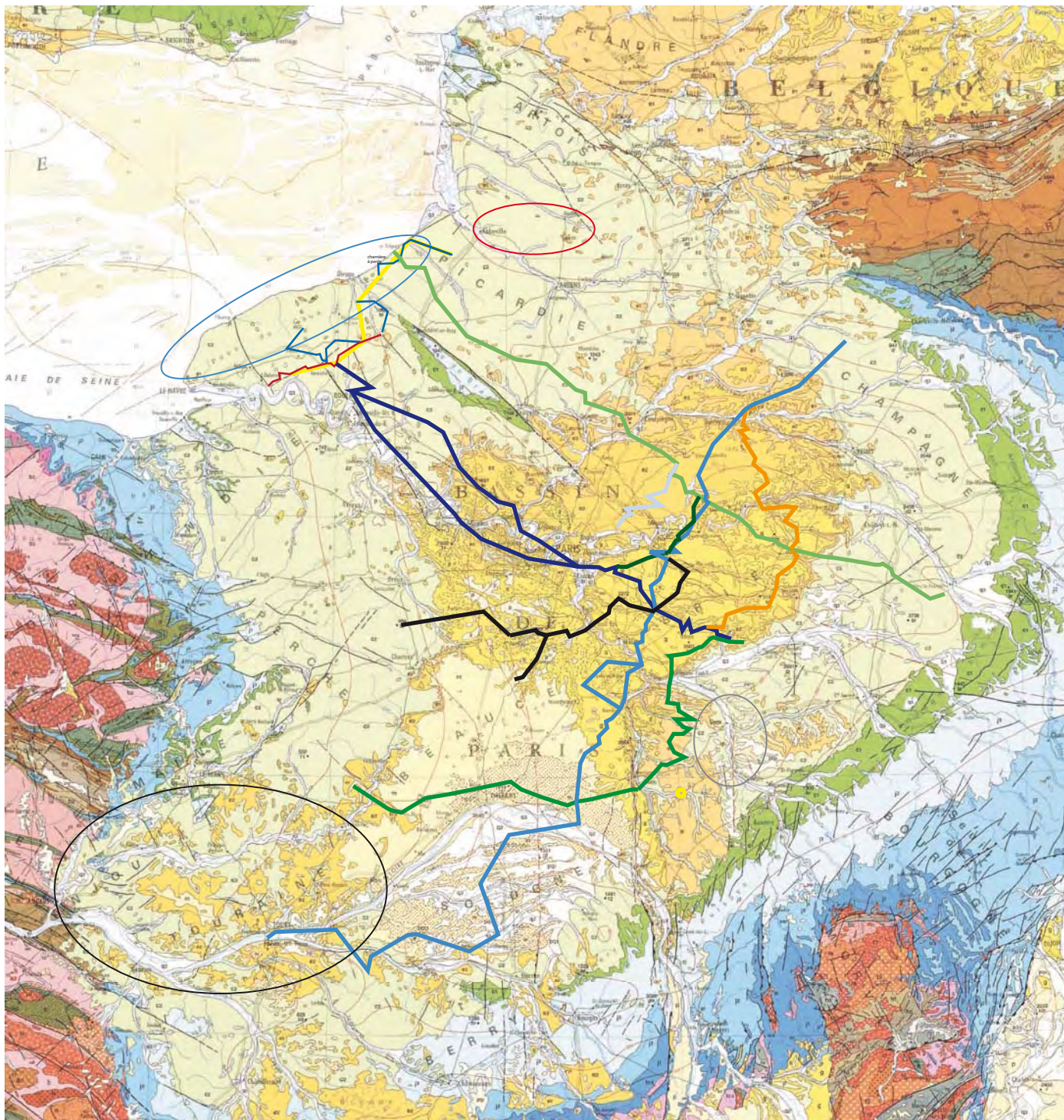
Neuf transects principaux (figure D. 19) ont été étudiés, sur lesquels quarante-deux lignes-temps ont été identifiées et corrélées depuis l'Albien supérieur jusqu'au Campanien. Deux portions de transect ont été préalablement étudiées (cf. chapitre C). Nous présenterons ici un transect permettant de relier la Haute-Normandie au centre du Bassin de Paris (transect Pavilly 6-Poigny 701), figuré sur les figures D.20A et 20B. Ceci permettra en outre de démontrer et d'évaluer la continuité des séquences reconnues en Normandie et dans le centre du Bassin de Paris, et d'identifier les différentes géométries entre ces deux zones.

1. Méthodologie

Les corrélations ont été effectuées selon la méthode du stacking pattern, et ont été systématiquement maillées. C'est à dire que chaque ligne est corrélée sur des transects se recoupant les uns les autres, permettant ainsi un retour au puits de départ, et donc une évaluation de la validité de la corrélation. Les données biostratigraphiques disponibles sont également utilisées, lorsque leur résolution le permet (cf. chapitre C, III).

Les puits utilisés intègrent des mesures de gamma ray, de polarisation spontanée, de résistivité, de sonic, et plus rarement des mesures de densité neutron.

- Les mesures de polarisation spontanée et de résistivité se sont avérées de bonne qualité sur les marges du bassin (en particulier en Normandie), où elles permettent une corrélation et une identification des différents électrofaciès, en particulier à travers l'identification des variations d'induration dans les dépôts (cf. chapitre B. IV). A l'inverse, dans le centre du bassin, les faciès sont généralement plus distaux, ce qui entraîne une induration faible (B). En conséquence, elles ne sont pas utilisables pour un travail fin dans le centre du bassin.
- Dans le centre du Bassin de Paris, les puits utilisés consistent principalement en des mesures de radioactivité naturelle (gamma ray) et de vitesse (sonic). Comme nous l'avons signalé précédemment (Chapitre B. IV). Les valeurs de sonic sont dans la plupart des cas comparables entre les puits mais peuvent montrer des valeurs modifiées, en particulier par une diagenèse dolomitique (tertiaire d'après Hanot et Renoux, 1991 ; contemporaine du dépôt de la Craie d'après Gély et Blanc, 2005) qui affecte la Craie et produit des modifications de porosité induisant des vitesses sismiques augmentées. La forme des variations de sonic n'en est, dans la plupart des cas, pas altérée et reste corrélable. Les corrélations sont de plus appuyées par des corrélations de l'outil gamma ray peu affecté par cette diagenèse. Les valeurs de radioactivité naturelle sont relativement faibles dans la Craie. Nous avons donc systématiquement étiré le signal mesuré pour pouvoir observer un signal corrélable. Ceci est rendu possible par le type de mesure de l'outil Gamma Ray. En effet, les mesures étant réalisées par itération, les valeurs, aussi faibles soient-elles, sont représentatives. Cette démarche a précédemment été utilisée avec succès dans des carbonates à faible radioactivité (Pawelek et Aigner, 2001).
- Le passage entre les outils de PS-résistivité (Normandie) et de gamma ray-sonic (centre du bassin) est ici rendu possible par la présence de puits incluant des mesures communes de ces paramètres.
- Pour l'identification des faciès et des inversions de tendance, les modèles d'électrofaciès proposés dans le chapitre B ont été utilisés. Lorsque les valeurs sont perturbées, comme c'est le cas pour les craies dolomitiques, les paramètres de forme du sonic, l'évolution du gamma ray et la corrélation des séquences élémentaires (stacking pattern) permettent d'identifier les surfaces d'inversion de tendance.
- Dans le transect présenté, l'ensemble des lignes identifiables et corrélables à l'échelle du Bassin de Paris sont figurées. Il s'agit principalement de surfaces d'inversion de tendance (FS et MFS). Quelques surfaces de non-conformité (UN) ont également été identifiées pour des séquences importantes (troisième ordre), et lorsque leur expression était suffisamment marquée pour pouvoir être corrélée. Les FS sont corrélables relativement aisément dans la plupart des cas. A l'inverse, les MFS peuvent être difficilement corrélables. Ce problème se rencontre particulièrement lorsqu'elles sont peu marquées car correspondant à des intervalles transgressifs peu développés. Ceci est essentiellement le cas dans les dépôts cénomaniens et dans une moindre mesure dans les dépôts turoniens. Les corrélations des MFS sont alors basées sur l'encadrement de ces MFS par des surfaces de même ordre ou d'ordre supérieur bien identifiées et le stacking pattern observé.



Transect corrélés

- Transect synthétique Normandie
- Transect Preuseville- Courdemanges
- Transect Ballan-Miré- Aisne 901
- Transect Fontaine-Raoul- Poigny 701
- Transect Marville- Pezarches
- Transect Poigny- Nanteuil-la-Fosse
- Transect Pavilly 6- Poigny 701
- Transect Croissy-Beaubourg- Crouy-sur-Ourcq
- Transect Bargny-Montretout

Zones d'affleurement étudiées

- Touraine
- Normandie
- Vallée de la Somme
- Vallée de l'Yonne

Figure D.19: Principaux transects corrélés et principales zones d'affleurements étudiées

2. Commentaires du transect Pavilly 6-Poigny 701

Nous commenterons ce transect en évaluant tout d'abord la continuité des séquences entre les deux zones, puis en détaillant les géométries observées le long de celui-ci.

Les découpages séquentiels réalisés sont reportés sur chacun des puits situés aux extrémités de ce transect. A l'extrémité sud-est, le découpage a été directement réalisé sur le puits Poigny 701, à partir de l'étude détaillée dans le chapitre précédent (chapitre C.III). En Normandie, le découpage séquentiel est reporté sur le puits Pavilly 6, à partir des corrélations effectuées à l'échelle de la Normandie (transect vallée de la Seine-vallée de la Somme, cf. chapitre C.I.4).

2.1. Continuité des séquences observées dans les deux zones d'études

Pour des raisons de lisibilité, le transect est présenté en deux figures indépendantes (20A et 20B), le puits de Croissy-Beaubourg étant répété dans les deux figures pour servir de repère.

Les diagraphies du transect sont horizontalisées sur la MFS du Coniacien inférieur, dernière MFS présente dans tous les puits corrélés.

Nous ne nous attacherons ici qu'à la continuité des séquences de troisième et deuxième ordres.

La majorité des surfaces identifiées dans les deux zones d'étude est retrouvée sur le transect Pavilly 6-Poigny 701.

- La corrélation de certaines surfaces est rendue difficile en domaine proximal. Ceci est principalement le cas pour plusieurs séquences d'ordre supérieur du Cénomaniens de Craie 700. Les séquences 1.3 et 1.4 de Craie 700 s'amalgament entièrement dans la partie proximale, où l'équivalent de la FS 1.3 (de Craie 700) est directement recouverte par les Plenus Marls (MFS de la séquence 1.4). Cet amalgame important dans cette zone avait déjà été observé lors de l'étude de la Normandie (cf. chapitre C.I). Le puits Pavilly 6 se situe au niveau de la ride de Rouen qui est marquée par une surrection relative provoquant un amalgame des séquences considérées.
- De même, la corrélation de certaines MFS est rendue difficile pour les raisons évoquées plus haut. C'est le cas de la MFS de la limite Cénomaniens-Turonien, peu marquée dans la majorité des puits et seulement identifiable par un léger ressaut dans l'outil gamma ray, bien visible à Poigny.
- Peu de sauts de surface (Robin *et al.*, 2005) sont observés.
 - On en observe un au niveau de la MFS de la séquence 4 en Normandie qui ne se corrèle pas avec la MFS équivalente mais avec une MFS d'ordre supérieur dans le puits Craie 700.
 - Le saut de surface le plus marqué est celui qui affecte les séquences 6.1 et 6.2 de Normandie. En effet, à Pavilly 6, la FS majeure (FS de la séquence de 2^{ème} ordre) correspond à la FS de la séquence 6.1. A l'inverse, dans le puits Craie 700 et à partir du puits Rachée 1, la FS majeure est la FS de la séquence 6.2, la séquence précédente s'inscrivant dans une tendance progradante. Un tel saut de surface d'origine tectonique probable avait déjà été avancé dans l'étude de la Normandie (chapitre C.I.4).

2.2. Géométries observées à l'échelle du transect

Deux types de géométries sont observés le long de ce transect, des géométries montrant une évolution progressive à l'échelle du bassin et cohérentes avec des géométries en progradation ou rétrogradation associées à des variations de niveau marin relatif, mais aussi des géométries variant à l'échelle de quelques kilomètres qui correspondent à des épaissements et amincissements successifs. Les premières géométries sont rencontrées jusqu'à la MFS du Coniacien supérieur. Le deuxième type de géométries est rencontré à partir de cette surface.

2.2.1. Intervalle Albien-Coniacien supérieur (géométries à l'échelle du bassin)

D'une manière générale les géométries observées dans la partie centrale du bassin (figure D. 20B) sont relativement planes.

- On observe principalement une réduction d'épaisseur entre la MFS de l'Albien et la FS majeure du Cénomaniens entre le puits Croissy-Beaubourg et les puits situés plus au sud. Cette réduction d'épaisseur est principalement due à une réduction d'épaisseur de la phase progradante (sous la surface de non-conformité) de la première séquence d'ordre supérieur (séquence 2.1 de Normandie). Elle correspond à une géométrie en downlap. De la même façon, on observe une légère dilatation de l'intervalle compris entre la MFS du Coniacien inférieur et la FS du Coniacien moyen qui s'amincit ensuite sous la surface de non-conformité de cette séquence, montrant une géométrie progradante.

Les géométries sont plus marquées dans la partie la plus proximale (figure D. 19A). Les principales géométries observées sont :

- un épaisissement marqué entre la MFS de l'Albien et la FS majeure du Cénomaniens moyen, qui montrera un pincement en downlap dans la partie centrale du bassin, montrant une géométrie progradante ;
- immédiatement au-dessus de cette FS, un pincement de l'ensemble des séquences d'ordre supérieur dans la partie proximale, seule la MFS correspondant aux Plenus Marls étant préservée. Cet amalgame de séquences a déjà été montré et correspond à la surrection relative de la ride de Rouen au Cénomaniens moyen-début du Cénomaniens supérieur ;
- au-dessus des Plenus Marls, un léger épaisissement de la phase progradante de la séquence 3 de Normandie vers le domaine distal (entre UN et FS), montrant une géométrie en progradation peu développée ;
- une légère dilatation de la phase transgressive de la séquence 3 de Normandie dans la partie proximale par rapport à la partie plus centrale du bassin, montrant une géométrie en rétrogradation lors de cette phase transgressive ;
- la phase transgressive de la séquence 5 qui montre des épaisseurs variables se pinçant dans la partie intermédiaire. Une influence tectonique est ici probable ;
- les géométries incluant les variations d'épaisseur les plus importantes au-dessus de la MFS de la séquence 5 de Normandie. On observe un épaisissement continu depuis le puits Pavilly 6 jusqu'au puits Croissy-Beaubourg. Cet épaisissement perdure, mais plus légèrement, dans le centre du bassin (cf. supra).
 - On observe une géométrie progradante de la phase régressive de la séquence 6.1 de Normandie, s'épaississant largement entre Pavilly 6 et Cergy 2, puis se pinçant légèrement ensuite.
 - Cette tendance se poursuit dans la séquence 6.2. L'intervalle progradant montre un épaisissement à partir du puits Longuesse et est bien marqué dans une zone plus distale que précédemment (Ivry 101). Ceci montre qu'il s'agit d'une progradation plus marquée.

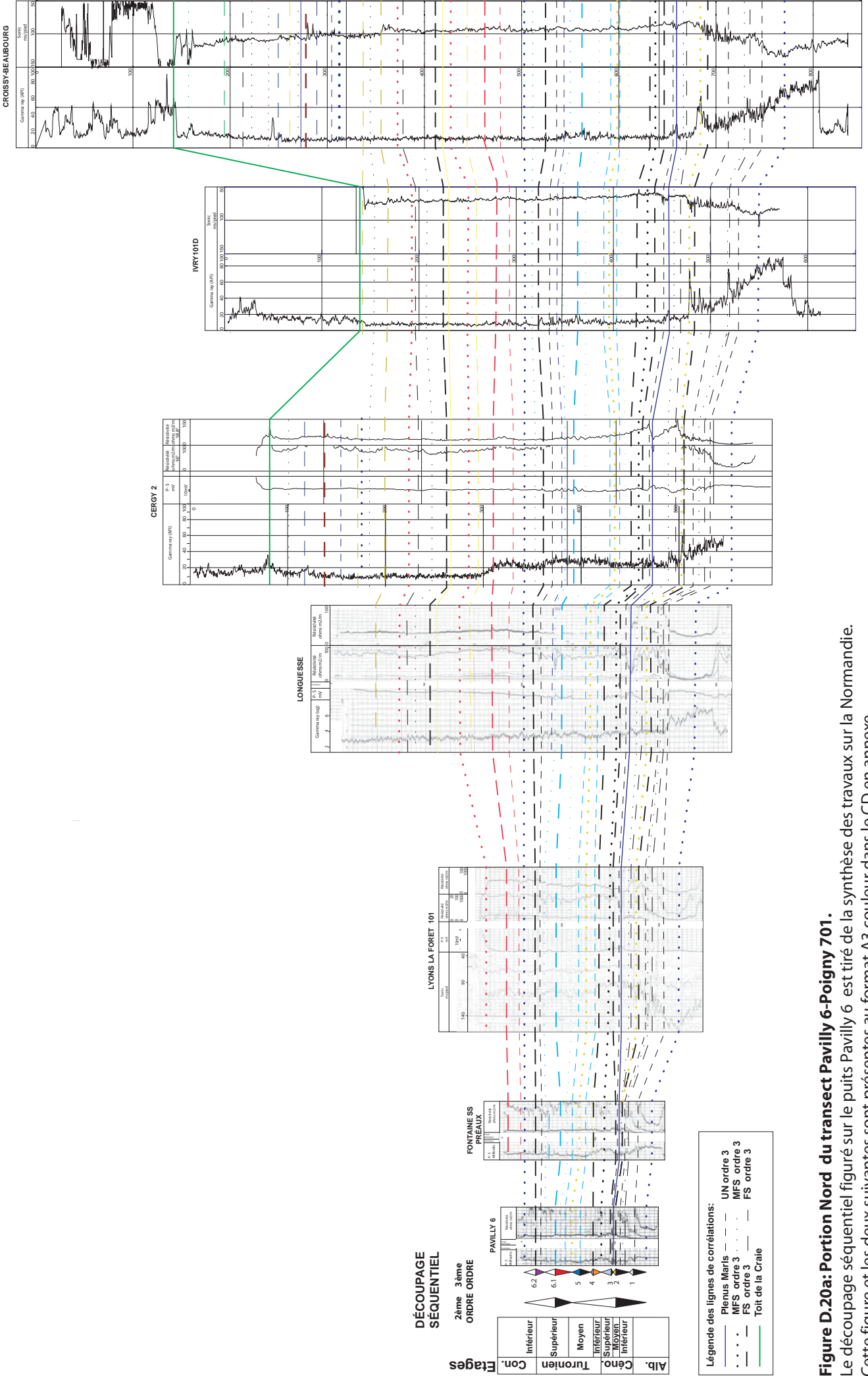
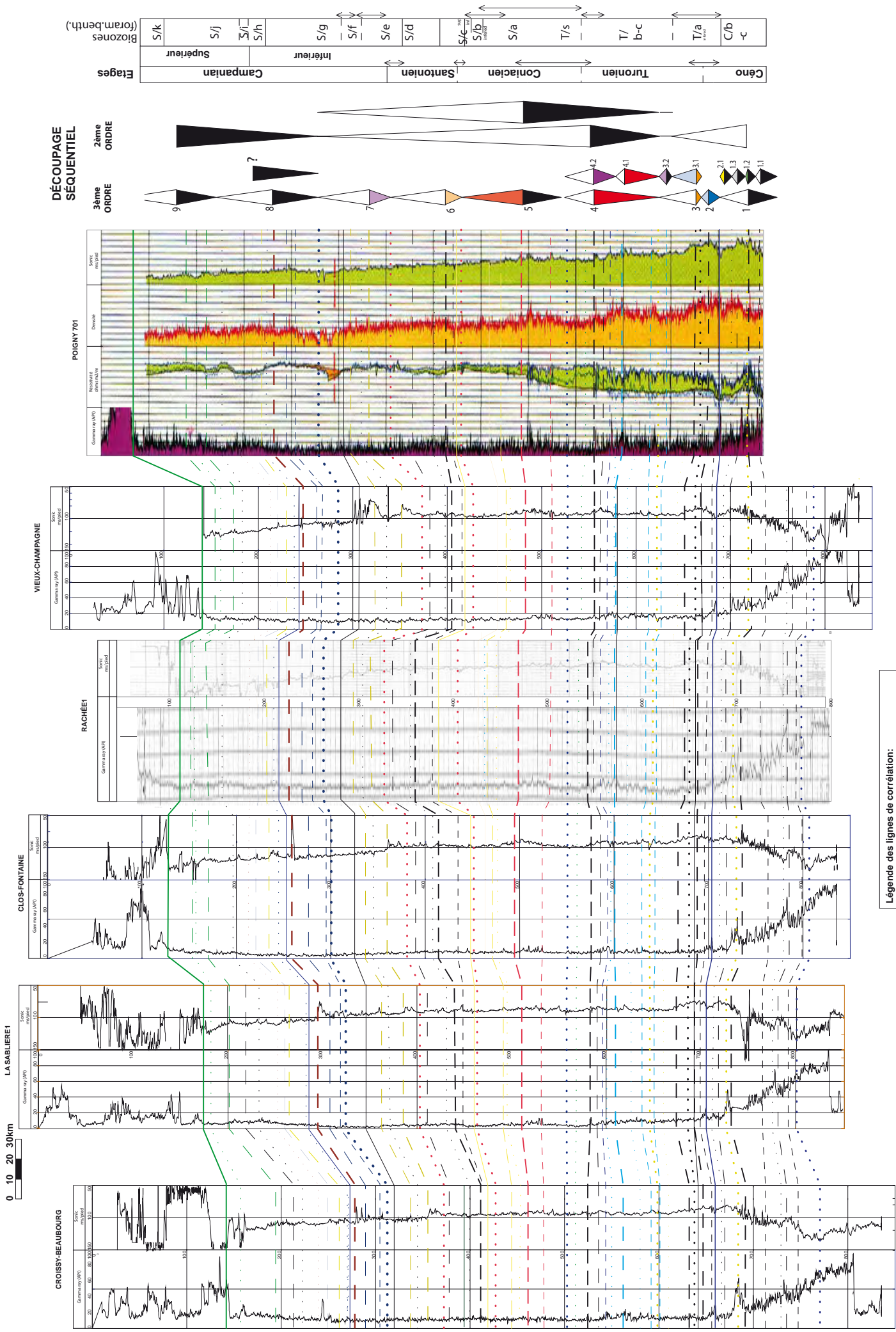


Figure D.20a: Portion Nord du transect Pavilly 6-Poigny 701.
Le découpage séquentiel figuré sur le puits Pavilly 6 est tiré de la synthèse des travaux sur la Normandie. Cette figure et les deux suivantes sont présentées au format A3 couleur dans le CD en annexe

NW

SE



Légende des lignes de corrélation:

- Pliens maris
- UN ordre 3
- ... MFS ordre 3
- FS ordre 3
- Toit de la Craie

Figure D.20b: Deuxième portion du transect Pavilly 6-Poigny 701.
Le découpage séquentiel figuré à Poigny est tiré des travaux sur la carotte Poigny.

- L'épaississement se poursuit dans la phase transgressive de cette séquence. Cet épaississement vers le domaine distal, à l'inverse de la géométrie normale d'une phase transgressive, fait soupçonner l'existence d'une contrainte tectonique. cette dernière est également mise en évidence par des variations de faciès plus rapides que dans les séquences précédentes.
- L'épaississement se continue au niveau de la phase progradante de la séquence suivante (7). Entre la FS et la MFS de la séquence 7 de Normandie, les variations de géométries semblent relativement faibles. Ces séquences ne sont plus enregistrées dans les puits les plus proximaux en raison de l'érosion tertiaire.
- un épaississement depuis la zone marginale vers le centre du bassin, durant le Cénomaniens, largement amplifié sur ce transect par l'effet local de la ride de Rouen. La plate-forme de la craie peut alors être considérée comme une plate-forme de type rampe dont la pente est localement perturbée par des accidents tectoniques ;
- au-dessus de la MFS correspondant aux Plenus Marls, des géométries globalement planes, le profil de dépôt étant encore plus plat que précédemment ;
- au-dessus de la MFS 5, des variations d'épaisseur plus importantes entre domaine proximal et domaine distal, les dépôts s'épaississant systématiquement vers le domaine distal. Les phases progradantes sont marquées par une avancée importante des faciès les plus proximaux et un épaississement important. La plate-forme garde une pente relativement faible mais l'épaississement observé montre une augmentation relative de celle-ci, associée à un probable contrôle tectonique. Ces variations seront plus amplement discutées dans l'analyse des cartes paléogéographiques et des cartes d'isopaques (cf. chapitre E) ;

2.2.2. Géométries au-dessus de la MFS du Coniacien supérieur

- Dans la partie centrale du bassin, on observe un épaississement progressif de l'intervalle situé entre la FS du Coniacien inférieur-moyen et la MFS du Coniacien supérieur depuis le puits Ivry 101 jusque dans le puits Rachée 1, suivi d'un amincissement rapide (en 7 km) entre ce puits et le puits Vieux-Champagne. Cet amincissement se continue en direction de Poigny 701 qui présente les épaisseurs minimales.
- Cette géométrie est encore relativement peu prononcée au niveau de cette MFS mais s'amplifie dans les lignes-temps supérieures. Ces dernières montrent globalement une continuité de la géométrie acquise durant l'intervalle FS (Coniacien inférieur-moyen)-MFS (Coniacien supérieur) tout en l'accentuant. Ceci est bien visible sur la figure D. 20 où l'alignement est effectué sur la MFS du Campanien inférieur. Si l'on considère que la MFS du Campanien inférieur, correspondant à la MFS majeure de la série étudiée (dans cette zone tout au moins) est relativement plane, on observe que la topographie qui semble créée au niveau de la MFS du Coniacien supérieur est en fait faible. La FS du début du Santonien correspond à une nouvelle phase de création de topographie. Les deux surfaces d'inversion de tendance majeures qui suivent (MFS Santonien supérieur et FS de la limite Santonien-Campanien) montrent également des variations d'épaisseur à l'échelle plurikilométrique. Toutes les surfaces d'inversion de tendance de cet intervalle correspondent donc à des créations de topographie. La FS du Santonien est celle qui crée la géométrie la plus accentuée. La MFS du Santonien supérieur est celle qui correspond à la création de topographie la plus faible, mais marque cependant une modification de topographie au niveau de Poigny. Au-dessus de ces géométries, la MFS du Campanien inférieur pourrait correspondre à une phase de remise à plat de la topographie (nous argumenterons ce point dans la partie suivante). Les lignes-temps présentes au-dessus de cette surface montrent la création de nouvelles géométries, similaires aux précédentes.
- Ces créations de topographie sont associées à des variations de faciès sédimentaires particulièrement visibles dans l'enregistrement du sonic, qui montrent l'existence de bancs indurés, particulièrement associés au FS. Ces géométries de longueur plurikilométrique associées à des variations de faciès rapides peuvent être expliquées par des jeux combinés de plusieurs failles, mais plus probablement par le développement de géométries d'origine sédimentaire, comparables à celles identifiées sur le littoral haut-normand. Ces géométries sont, nous l'avons vu précédemment, (cf. partie I) caractérisées par des phases de création de topographie particulièrement marquées durant les FS, associées à l'existence de bancs très indurés, sur les flancs ou dans les zones en creux de ces géométries. Elle s'achèvent par une remise à plat au niveau des MFS. La majorité de ces caractéristiques est retrouvée sur le transect présenté ici. L'âge de la création de topographie la plus importante (lors de la FS de la base du Santonien), correspond par ailleurs en Normandie au début des géométries d'amplitude maximale. Les variations d'épaisseurs superposées observées suggèrent la présence de plusieurs géométries superposées telles que nous en avons observé en Normandie. Ce point sera discuté à l'issue de la réalisation des cartes d'isopaques (E) qui permettront de discuter des géométries observées en 3 dimensions.

NW

SE

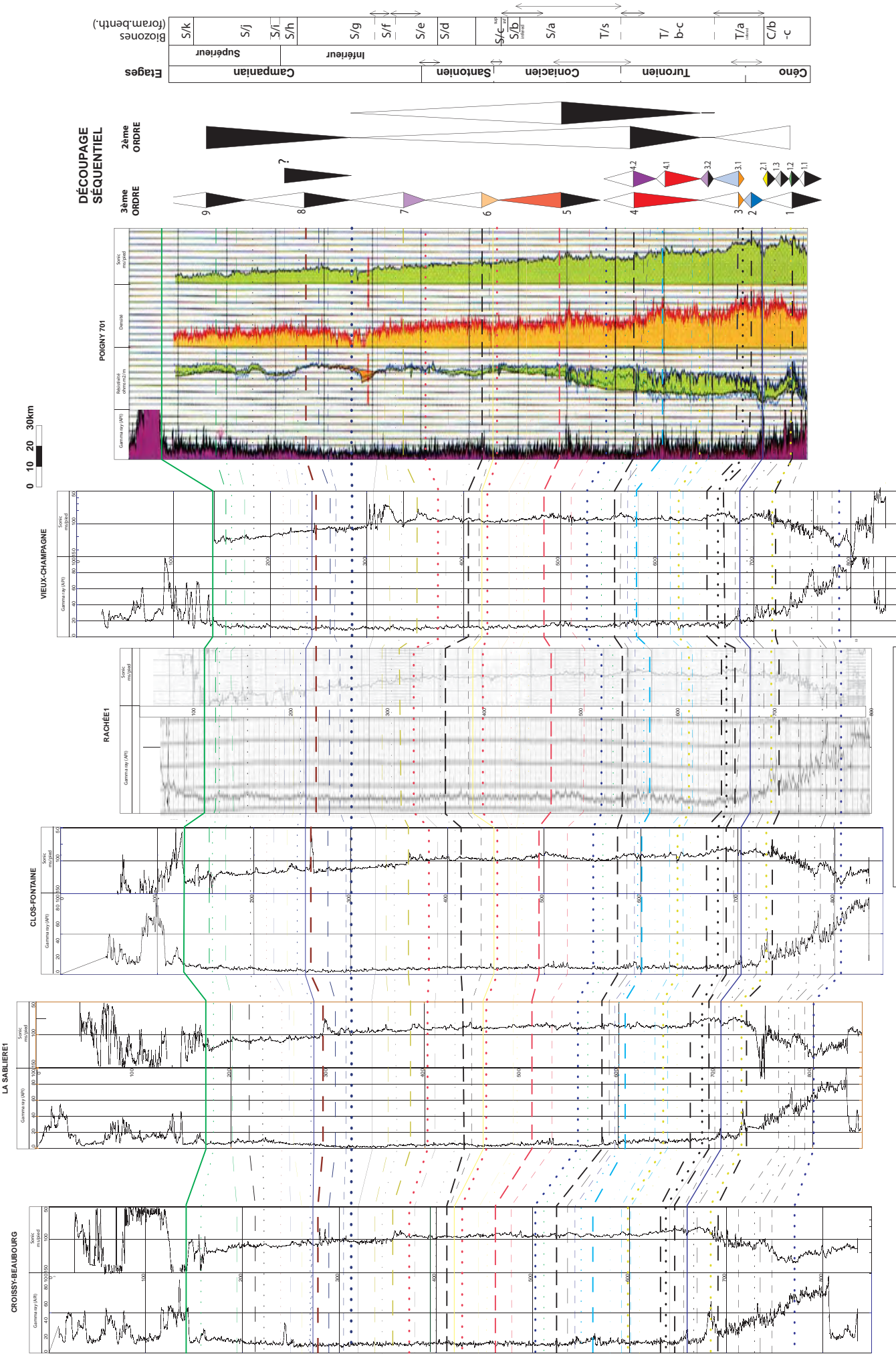


Figure D.21: Portion sud du transect Pavilly 6-Poigny 701 horizontalisé sur la MFS du Campanien inférieur, permettant d'observer les géométries présentes au dessus de la MFS du Coniacien supérieur.

III. Géométries 3D et paléogéographies

L'ensemble des données d'affleurement et de subsurface sont utilisées pour contraindre les géométries et la paléogéographie du Bassin de Paris au Crétacé supérieur. Les modèles de faciès de la Craie proposés et leur traduction en termes d'électrofaciès (chapitre B) permettent de proposer des paléobathymétries pour chacun des faciès identifiés, tant à partir des données d'affleurement que des électrofaciès. Le grand nombre de ligne-temps identifiées à travers tout le bassin permet l'établissement d'une stratigraphie à haute résolution depuis l'Albien supérieur jusqu'au Campanien supérieur.

A partir de ces données, des cartes paléogéographiques et des cartes d'isopaques sont compilées pour de nombreux intervalles. Ces cartes seront utilisées pour commenter l'histoire tectonique et eustatique du Crétacé supérieur dans le Bassin de Paris puis à l'échelle de l'Europe du Nord-Ouest.

1. Méthodologie

Sur les neuf transects principaux étudiés, 42 ligne-temps ont été identifiées et corrélées entre l'Albien et le Campanien supérieur. Parmi celles-ci, sont retenues les surfaces d'inversion de tendance correspondant aux séquences principales identifiées dans le chapitre C. Il s'agit des surfaces suivantes dont l'âge et la contemporanéité ont été discutés précédemment (cf. chapitre C.IV et D.II.1.2.). Les surfaces utilisées pour la restitution des isopaques et de la paléogéographie sont les suivantes

- la MFS de l'Albien supérieur, première MFS majeure, identifiée en base de la séquence 1 ;
- la première FS du Cénomaniens moyen FS2 de Touraine (zone à Inerme-base Rhotomagense) ;
- la deuxième FS du Cénomaniens moyen FS 3 de Touraine (FS de la limite entre la zone à Rhotomagense et la zone à Jukesbrownei) ;
- la première MFS du Cénomaniens supérieur (MFS B de Touraine). Cette surface correspond à la base de la zone à Naviculare ; elle a été considérée comme d'ordre supérieur dans la synthèse du Bassin de Paris (MFS de la séquence 2.2B en Normandie, de la séquence B en Touraine). Cependant, cette surface a été utilisée pour la paléogéographie car elle marque un recul important du profil de dépôt (cf. chapitre C.IV), et qu'il est plus facile de contraindre les faciès correspondant à cette surface que les faciès de la MFS postérieure correspondant aux Plenus Marls ;
- la MFS du Cénomaniens supérieur, correspondant aux Plenus Marls (MFS 3 de Touraine) ;
- la FS du Cénomaniens supérieur (zone à Geslinianum), FS 4 de Touraine ;
- la MFS du Turonien inférieur (zone à Nodosoides), MFS 4 de Touraine. ;
- la MFS du Turonien moyen, nous avons choisi ici la deuxième MFS du Turonien moyen (MFS 5 de Normandie, MFS6 de Touraine, MFS3 de Craie 700. Celle-ci étant corrélable avec moins d'incertitude que la précédente. Son âge correspond approximativement, comme nous l'avons signalé précédemment au sommet de la zone à Ornatissimum (IV.1.2) ;
- la première FS du Turonien supérieur (FS séquence 7.1 de Touraine, FS séquence 6.1 de Normandie, , FS séquence 4.1 de Craie 700) ;
- la FS de la limite Turonien-Coniacien (FS 7.2 de Touraine, 6.2 Normandie, 4.2 Craie 700) ;
- la MFS du Coniacien inférieur (MFS 7.2 de Touraine, 7 de Normandie, 4 de Craie 700) ;
- la FS située aux alentours de la limite Coniacien inférieur-Coniacien moyen (FS 8 de Touraine, 7 de Normandie, 5 de Craie 700) ;
- la MFS du Coniacien supérieur (MFS 7 de Normandie, 8.1 de Touraine, 5 de Craie 700) ;
- la FS de la base du Santonien (FS 8 de Normandie, 8.2 de Touraine, 6 de Craie 700) ;
- la MFS du Santonien supérieur (MFS 8 de Normandie, MFS 8 de Touraine, MFS 6 de Craie 700) ;
- la FS de la limite Santonien-Campanien (FS 9 de Normandie, 9 de Touraine, 7 de Craie 700) ;
- la MFS du Campanien inférieur (MFS 9 de Touraine, MFS de Craie 700, érodée en Normandie).

Ces lignes temps dont l'âge est relativement bien défini (cf. chapitre C. IV.1) nous permettent de reconstituer l'évolution du Bassin de Paris à une haute résolution temporelle, d'environ 1Ma.

1.1. Cartes d'isopaques

L'ensemble des puits et des affleurements ont été géoréférencés à l'aide d'un logiciel d'information géographique (ArcGis©). La cote de chacune de ces lignes et les épaisseurs entre deux lignes-temps ont été rentrées pour chacun des forages où elles étaient identifiées. Les épaisseurs entre deux surfaces sur le terrain ont été rentrées secondairement, ce qui nous permet de disposer de points de contrôle dans des zones marginales où peu de données de subsurfaces sont disponibles.

Les épaisseurs mesurées entre chaque ligne-temps ont ensuite été interpolées par la méthode d'interpolation par l'inverse des distances entre deux points. Ceci permet de générer des cartes d'isopaques pour chaque intervalle étudié.

Ces cartes ont ensuite été résumées en intervalles-clefs, ceci pour clarifier la présentation de l'évolution du bassin, mais aussi car les épaisseurs entre certaines lignes sont faibles et sujettes à des erreurs de corrélation qui approchent la moitié de leur épaisseur (lorsque l'épaisseur est inférieure à 5 mètres).

Les cartes d'isopaques retenues pour la présentation de l'évolution du bassin sont :

- l'intervalle entre la MFS de l'Albien supérieur et la première FS du Cénomaniens moyen (inermé-Rhotomagense) ;
- l'intervalle entre la première FS du Cénomaniens moyen et la deuxième FS du Cénomaniens moyen (limite Rhotomagense-Jukesbrownei) ;
- l'intervalle entre la deuxième FS du Cénomaniens Moyen et les Plenus Marls ;
- l'intervalle entre les Plenus marls et la MFS du Turonien inférieur ;
- l'intervalle entre la MFS du Turonien inférieur et la MFS du Turonien moyen ;
- l'intervalle entre la MFS du Turonien supérieur et la FS de la limite Turonien-Coniacien ;
- l'intervalle entre la FS de la limite Turonien-Coniacien et la MFS du Coniacien inférieur ;
- l'intervalle entre la MFS Coniacien inférieur et la FS de la limite Coniacien inférieur-moyen ;
- l'intervalle entre la FS Coniacien inférieur-moyen et la MFS du Coniacien supérieur ;
- l'intervalle entre la MFS Coniacien supérieur et la FS de la base du Santonien.
- l'intervalle entre la FS de la base du Santonien et la MFS du Santonien supérieur ;
- l'intervalle entre la MFS Santonien supérieur et la FS de la limite Santonien-Campanien ;
- l'intervalle entre la FS de la limite Santonien-Campanien et la MFS Campanien inférieur.

1.1.1. Isopaques et compaction

Les cartes d'isopaques générées ici figurent des épaisseurs non décompactées, les épaisseurs sont donc largement sous-estimées. Au cours de cette étude, nous n'avons pas recalculé des coefficients de compaction pour la Craie. Les taux de compaction observés pour une craie plus ou moins comparable à celle étudiée (avec une quantité minimale de débris flows) ont été récemment étudiés en Mer du Nord (Mallon et Swarbrick, 2002). Ils montrent une réduction de porosité des craies qui s'effectue principalement entre 0 et 1500m. Elle se fait de manière linéaire passant de 65% en surface vers 18% à 1500m. Dans le centre du Bassin de Paris, on peut penser que les dépôts cénomaniens, actuellement les plus profonds ont été enfouis à une profondeur de l'ordre de 1100m. Ceci en assumant une épaisseur maximale de craie de 900m (700-750m de Craie actuellement préservée plus 100-150m de Craie altérée, Campanien supérieur et Maastrichtien) et une épaisseur du Tertiaire ne dépassant pas 200m. Elle a probablement été supérieure mais les sédiments tertiaires se sont déposés au dessus de la surface d'altération de la Craie, après l'érosion de la partie supérieure de la série. L'intégralité de leur épaisseur ne doit donc pas être sommée à l'épaisseur totale de la Craie pour estimer le taux d'enfouissement..

Un enfouissement des dépôts Cénomaniens correspond à une réduction d'épaisseur de l'ordre de la moitié. La porosité à 1100m est en effet de 28% contre 68% en surface d'après Mallon et Swarbrick (2002). Les épaisseurs du Cénomaniens peuvent donc être considérées comme le double de celle observées dans le Centre du bassin.

Pour les dépôts postérieurs au Cénomaniens situés dans le centre du Bassin de Paris, la sous-estimation de l'épaisseur reste importante. Dans la partie supérieure de la pile Crétacé supérieur, la compaction à 600 m est déjà de l'ordre de 1,7 (40% à 500m contre 68% en surface). En reprenant les estimations de recouvrement estimées plus haut, un enfouissement de 600m correspond approximativement au début du Campanien, donc environ au niveau de la dernière ligne temps utilisée pour construire les cartes d'isopaques. La sous-estimation d'épaisseur dans le centre du Bassin se situera donc en général entre 1,7 et légèrement plus de 2.

Ceci montre que si les épaisseurs sembleront parfois faibles dans nos cartes d'isopaques, elles correspondent à des épaisseurs au moment du dépôt largement plus importantes.

Sur les bordures du bassin, particulièrement dans les périodes où les dépôts sont très proximaux, la forte abondance de hargrounds qui caractérise fréquemment les zones les plus proximales, principalement durant les phases de chute du niveau marin (cf. chapitre B) implique une compaction faible, ces surfaces étant indurées avant leur enfouissement. En conséquence, les différences d'épaisseur entre les marges et le centre du bassin seront fréquemment sous-estimées particulièrement pendant les phases de chute du niveau marin.

1.2. Cartes paléogéographiques

Plusieurs lignes-temps ont été choisies parmi celles qui montrent les variations de milieu de dépôt les plus importantes ou les plus caractéristiques. Elles ont été réalisées dans les cas où l'interprétation du milieu de dépôt était possible à partir des données diagraphiques. Elle est en effet rendue difficile et avec des barres d'erreur très importantes dans le cas des Plenus Marls pour lesquelles une bathymétrie est difficile à estimer avec précision (cf. chapitre B et C).

De même, elle est rendue difficile dans le cas de plusieurs surfaces situées au dessus du Coniacien moyen caractérisées par la mise en place de géométries en ondulation (cf. partie II.2). L'estimation de paléobathymétries de ces géométries à partir de données diagraphiques est en effet relativement difficile étant donnée leur présence à plusieurs bathymétries différentes et les variations de faciès qui sont observables à l'intérieur de celles-ci (cf. partie I). Les surfaces pour lesquelles la paléogéographie a été estimée sont :

- la première FS du Cénomaniens moyen ;
- la première MFS du Cénomaniens supérieur (les Plenus Marls n'étant pas retenues pour les raisons évoquées plus haut) ;
- la FS du Cénomaniens supérieur ;
- la MFS du Turonien moyen ;
- la première FS du Turonien supérieur ;
- la MFS du Coniacien inférieur ;
- la FS du Coniacien moyen ;
- la MFS du Campanien inférieur.

1.3. Interprétation des cartes d'isopaques en termes de subsidence.

Les cartes d'isopaques ne peuvent être directement interprétées en termes de variations de subsidence. En effet, outre la subsidence, les épaisseurs sédimentaires sont contrôlées par :

- les variations de niveau marin qui provoquent un partitionnement volumétrique (Cross, 1987) soit des épaisseurs maximales en domaine proximal, minimales en domaine distal durant les phases transgressives, et une distribution inverse durant les phases régressives.
- des différences de production carbonatée qui peuvent provoquer des accumulations importantes locales.
- On notera les points suivants :
 - Une condensation très importante en domaine distal, liée à un approfondissement, peut dans la plupart des cas être écartée. En effet, un affaiblissement du bassin est très peu probable d'après les caractéristiques mêmes du dépôt de la Craie caractérisé par un « bruit de fond » pélagique apportant toujours du matériel, et l'apport fréquent de matériel par remaniement que nous avons montré. Les condensations sont à l'inverse développées en domaine proximal (chapitre B).
 - Des variations de production, si elles ne peuvent être écartées a priori sont cependant peu probables dans la Craie, à l'inverse de beaucoup d'autres sédiments carbonatés. En effet, nos travaux ont montré qu'une grande partie de la sédimentation est d'origine allochtone, redistribuée par les processus hydrodynamiques (tempêtes, turbidites...).

Pour accéder à la quantification de la subsidence, il serait nécessaire de réaliser des cartes d'accommodation. Néanmoins, dans le cas présent, la réalisation de cartes paléogéographiques et de cartes d'isopaques permettra de discuter des variations d'accommodation observées. Plusieurs cas de figures peuvent permettre d'évaluer la variation de subsidence à partir de ces cartes :

- Lorsque la différence de bathymétrie entre deux surfaces est faible :
 - L'accommodation est égale à la somme de la bathymétrie et de l'épaisseur décompactée. Les variations d'accommodation entre deux points sont donc égales à la somme des variations de bathymétrie et de l'épaisseur entre ces deux intervalles. Dans le cas d'une faible variation de bathymétrie entre deux intervalles, la variation d'épaisseur est révélatrice de la variation d'accommodation. A partir de là, il est possible d'évaluer la subsidence. En effet, les variations d'accommodation sont la conséquence des variations eustatiques et des variations de subsidence. Les variations eustatiques étant d'extension globale, les variations de moindre extension peuvent être considérées comme d'origine tectonique.
- On pourra également considérer que la tectonique est le paramètre prédominant pour la distribution des épaisseurs lorsque celle-ci est inverse de la distribution due au partitionnement volumétrique. C'est à dire lorsque dans un intervalle transgressif on observe un épaississement vers le domaine

distal et lorsque dans un intervalle régressif les épaisseurs les plus importantes sont rencontrés dans les domaines les plus proximaux du bassin.

- Dans les autres cas, nous discuterons de la possibilité de traduire les variations d'épaisseurs en termes de subsidence à partir des données disponibles.

Les bordures du Bassin de Paris ont largement été érodées durant le Tertiaire. En particulier, les dépôts post-coniaciens ne sont, pour la plupart plus présents sur les bordures du bassin. Les cartes compilées ne restaurent alors que les épaisseurs des dépôts du centre du Bassin de Paris. Il est donc plus difficile de discuter de l'évolution du bassin à partir de la seule zone centrale. Néanmoins, les orientations et les formes des lignes d'isopaques donneront quelques informations.

2. Description et Commentaires des cartes

Nous avons précédemment (cf. chapitre C, IV.3) montré l'existence de deux intervalles principaux à l'intérieur du Crétacé supérieur.

- un intervalle Cénomaniens-Turonien moyen durant lequel en comparaison du centre du bassin, la Touraine est affectée par une subsidence accrue, tandis que la Normandie, particulièrement sa zone ouest, est caractérisée par une faible subsidence.
- un intervalle débutant environ au Turonien supérieur qui est caractérisé, particulièrement en Touraine, mais aussi en Normandie, par une subsidence très faible par rapport au centre du bassin.

Nous commenterons séparément les évolutions durant ces deux intervalles :

Les cartes d'isopaques sont celles qui permettent l'observation la plus fine au niveau temporel. Les cartes paléogéographiques sont réalisées sur des surfaces-clefs dans l'histoire du bassin. Nous les utiliserons en outre pour tenter d'appréhender les variations de subsidence, et de niveau marin eustatique.

2.1. Intervalle Cénomaniens-Turonien moyen.

2.1.1. Intervalle MFS Albien-FS Cénomaniens moyen 1.

La première carte réalisée est celle de l'intervalle compris entre la dernière MFS de l'Albien supérieur et la première FS du Cénomaniens moyen.

Carte d'isopaques (figure D. 22)

La carte d'isopaques montrent deux maxima d'épaisseur :

- un maximum d'épaisseur situé dans le sud de la Sarthe plus ou moins limité au niveau de petites failles d'orientation NW-SE,
- une zone située dans la partie Sud-Est du centre du Bassin de Paris, globalement limitée au Nord-Est par le prolongement de la faille du Pays de Bray. Cette deuxième zone est orientée selon une direction NW-SE. Elle se prolonge vers le Nord-Ouest en direction de la Normandie.

A l'Est de la faille du Pays de Bray, figure une zone de moindre épaisseur.

Entre les deux zones d'épaisseurs maximales figure une zone d'épaisseur relativement importante, caractérisée, en son centre, par une zone d'épaisseur plus faible, orientée elle aussi NW-SE. Cette dernière se situe au niveau de la zone fracturée de Sennely. Elle pourrait s'étendre vers le Nord le long de la faille de la Seine, limitant à l'Ouest la zone de forte épaisseur du centre du bassin.

Sur les zones marginales du bassin on observe des épaisseurs moyennes en Normandie et dans la partie orientale de la Touraine:

A l'inverse dans la partie la plus occidentale de la Touraine, cet intervalle n'est pas préservé.

FS Cénomanién moyen1 - MFS Albien

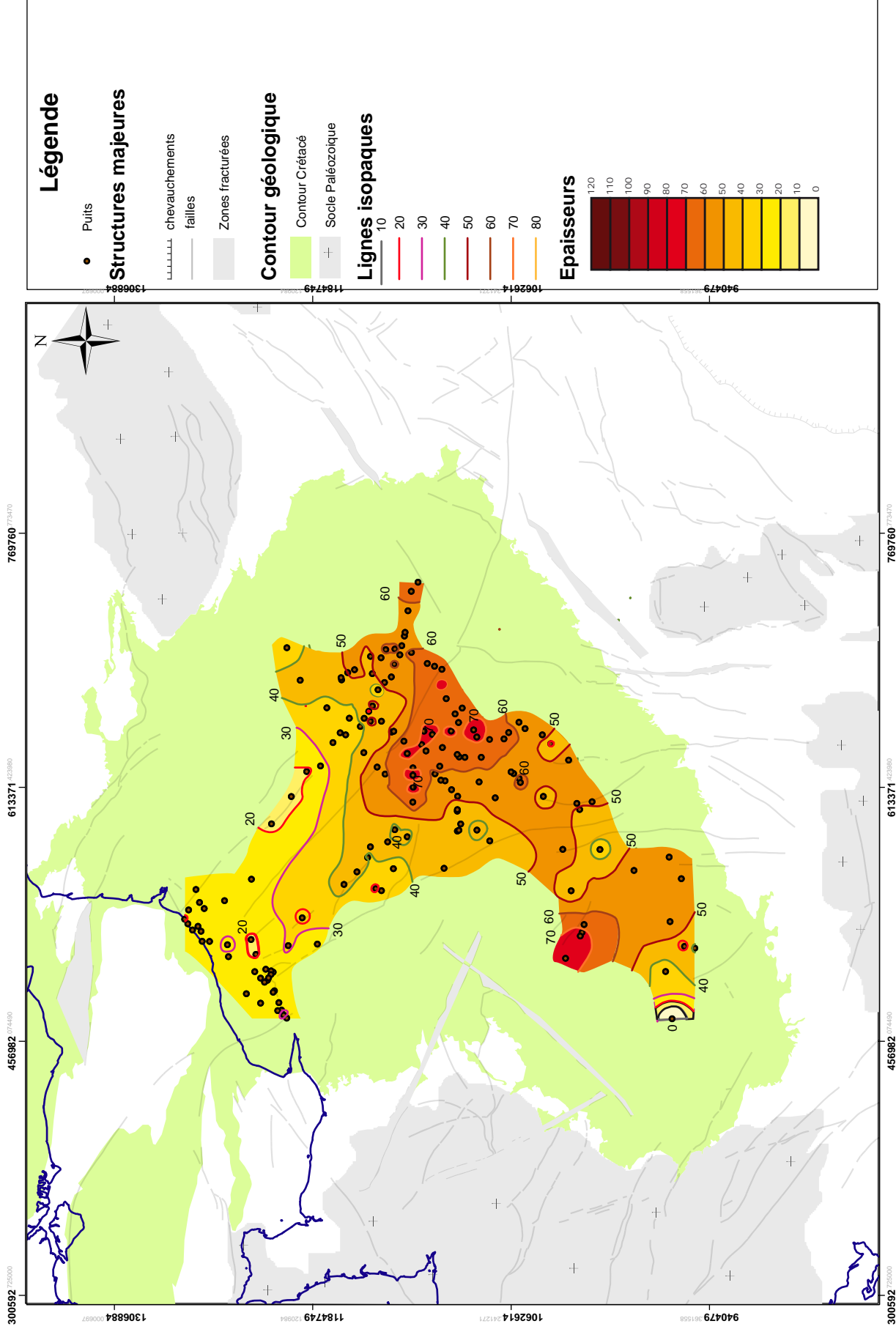


Figure D. 22: Carte d'isopaques de l'intervalle MFS Albien supérieur-FS Cénomanién moyen (Inerme-base Rhotomagense)

FS Cénomannien moyen 1

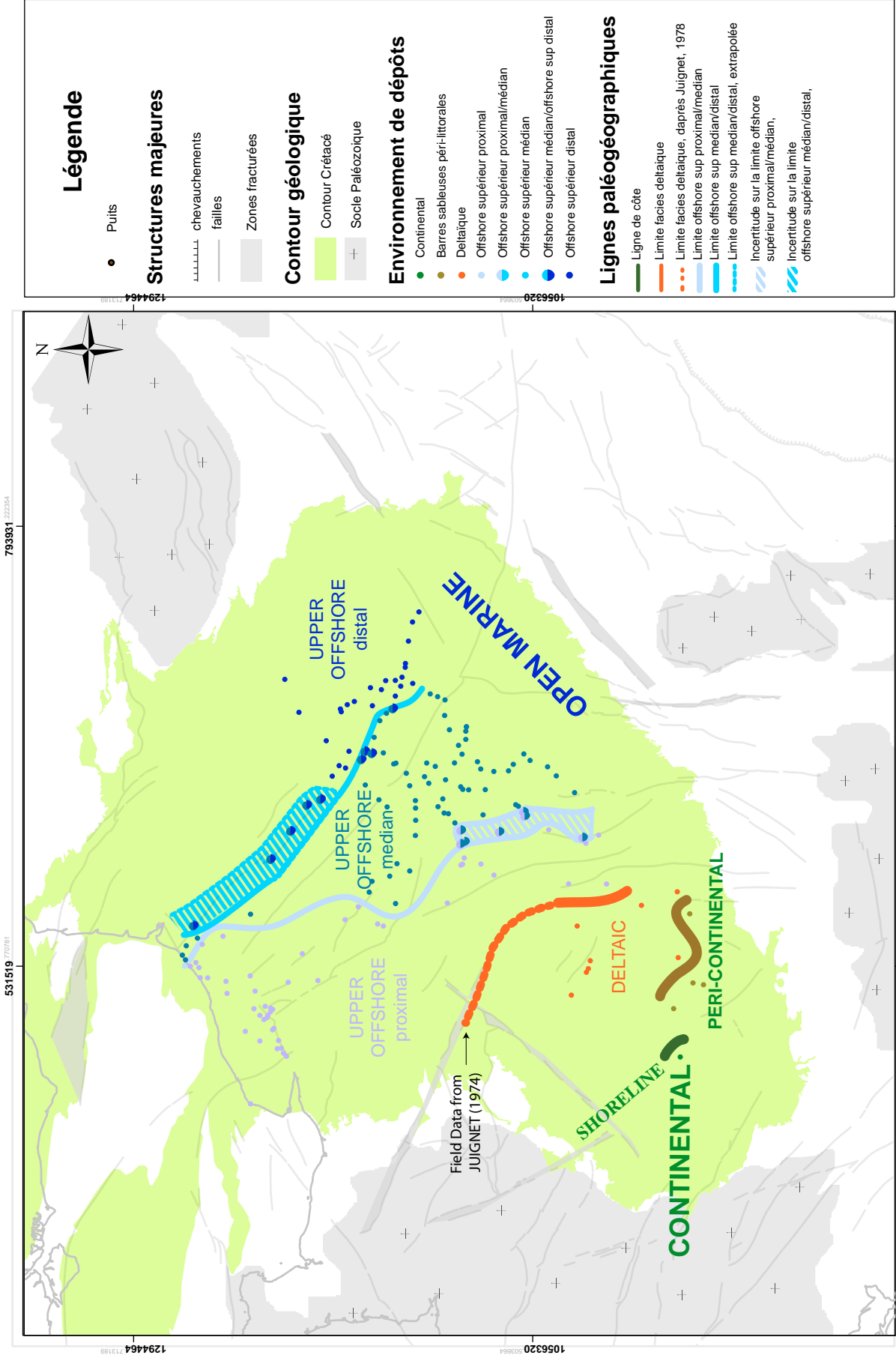


Figure D.23: Carte paléogéographique de la FS Cénomannien moyen (Inerme-base Rhotomagense)

Carte paléogéographique au niveau de la FS du Cénomaniens moyen 1 (figure D.23)

Cette carte paléogéographique montre une variabilité importante des faciès dans le Bassin de Paris. La zone Sud-Est est caractérisée par des faciès terrigènes fluvio-deltaïques. Le reste du bassin est caractérisé par des faciès crayeux d'offshore supérieur, aucun faciès d'offshore inférieur n'est identifié. Cette FS correspond à la FS majeure de l'intervalle Cénomaniens.

Dans le puits le plus occidental, où l'intervalle FS Cénomaniens moyen 1-MFS Albien supérieur n'est pas préservé, s'observent des faciès continentaux. L'identification de faciès peu profonds (barres sableuses) dans les puits plus à l'est permet de tracer une ligne de faciès qui met en évidence l'existence de conditions margino-littorales dans la partie occidentale de la Touraine, mais aussi au nord-ouest du Massif Central. Ceci suggère que la partie Nord-Ouest du Massif Central était alors émergée.

Les faciès deltaïques s'étendent au Nord et à l'Ouest de cette zone. Ils sont limités distalement selon une ligne globalement orientée Nord-Sud située à l'Est de la zone fracturée de Sennely. Au nord, ils sont limités d'après Juignet (1974) selon une direction WNW-ESE par la faille du Merlerault. Les faciès terrigènes passent alors à des faciès crayeux d'offshore supérieur proximal qui s'étendent depuis la partie occidentale de la Touraine jusqu'en Normandie. La ligne paléogéographique entre l'offshore supérieur proximal et médian est globalement NW-SE dans la partie méridionale du bassin, approximativement au sud de Paris. Elle est orientée N-S dans la partie la plus septentrionale. Les passages latéraux de faciès vers l'offshore supérieur distal y sont relativement plus rapides, les lignes paléogéographiques se rapprochant largement. Ceci suggère un gradient paléobathymétrique plus important dans cette zone.

Les faciès les plus distaux sont situés dans la partie orientale du bassin. La ligne paléogéographique entre les faciès d'offshore supérieur médian et distal est orientée selon une direction NW-SE légèrement à l'Ouest de la faille du Pays de Bray et parallèle à celle-ci.

Variations de subsidence dans cet intervalle

La confrontation entre la carte paléogéographique et la carte d'isopaques montrent les points suivants :

- Les épaisseurs les plus faibles dans la partie Sud-Ouest du bassin correspondent à des faciès fluviaux, au dessous desquels les dépôts antérieurs ne sont pas préservés, ceci suggère une surrection de la partie la plus occidentale du bassin.
- La zone occidentale à très forte épaisseur correspond à la zone de développement des faciès deltaïques. La progradation des faciès deltaïques s'arrête au niveau d'une zone de moindre épaisseur correspondant plus ou moins à une zone faillée (faille de Sennely), au nord elle s'arrête au niveau de la faille du Merlerault. Un contrôle structural est donc très probable.
- Dans le Sud du bassin, la zone de moindre épaisseur de la faille de Sennely limite les deux zones de maxima d'épaisseur. Les transects réalisés et en particulier le transect Ballan-Miré-Héricy étudié dans le chapitre C (cf. C.II.1.2) montrent que la majeure partie de la variation d'épaisseur est observée durant l'intervalle compris entre la MFS de l'Albien supérieur et la MFS du Cénomaniens inférieur (l'intervalle entre cette MFS Cénomaniens inférieur-première FS du Cénomaniens moyen montrant des variations d'épaisseur plus faibles). Dans l'intervalle MFS Albien supérieur-MFS Cénomaniens inférieur, ces variations d'épaisseur correspondent à un amincissement à l'Ouest de la faille de Sennely puis un réépaississement à l'Est de cet accident, ceci sans aucune variation latérale de faciès. Cette variation d'épaisseur est donc d'origine tectonique. On peut donc différencier clairement deux zones de plus forte subsidence dans le Sud du Bassin de Paris, limité par une zone de subsidence moins forte, correspondant aux environs de la faille de Sennely.
- Dans le prolongement Nord de la faille de Sennely, on observe le long de la faille de la Seine une zone de faible épaisseur qui limite à l'ouest la zone de forte épaisseur du centre du bassin, la distribution de cette zone n'est cependant contrainte que par peu de forages.
- Au nord du tracé de la faille de la Seine, et dans ces relais que sont la faille de Pavilly et la faille Fécamp-Lillebonne nous avons mis en évidence précédemment, l'existence d'une zone en surrection relative (cf chapitre C .I).
- Dans le centre du bassin, l'orientation des lignes paléogéographiques suivantes suit globalement la tendance observées dans les isopaques. Le transect Pavilly-Craie 700 présenté dans la partie précédente (cf. II) a montré l'existence d'une géométrie progradante sous la première FS du Cénomaniens moyen. L'épaississement est donc en partie dû au partitionnement volumétrique durant la chute de niveau marin. Cependant, on remarquera que le passage aux faciès d'offshore supérieur médian correspond globalement à la zone où les épaisseurs augmentent le plus rapidement vers le centre du bassin. On observe donc une augmentation d'épaisseur associée à une augmentation de bathymétrie. Le passage à cette zone correspond donc à une augmentation de

subsidence. Donc, si les variations d'épaisseurs observées ne sont pas uniquement due à la tectonique, elles correspondent cependant à une zone en subsidence plus élevée dans le centre du bassin.

- La dernière ligne paléogéographique (limite offshore inférieur-offshore supérieur) est cohérente avec la limite Est de la zone d'épaisseur maximale. Cette réduction d'épaisseur correspond pour partie à une réduction d'épaisseur du cortège progradant située sous la FS majeure. Elle est associée à une augmentation de paléobathymétrie au niveau de cette zone. Ceci tempère l'interprétation de cette zone en tant que zone de faible subsidence. La zone en forte subsidence pourrait s'étendre à l'Est du prolongement de la faille du Bray.
- Ceci est d'ailleurs visible plus au Nord, l'existence d'une activité tectonique à proximité de la faille du Bray et de la faille de la Somme est ici mise en évidence par le fort rapprochement des lignes paléogéographiques qui suggère une pente accentuée au niveau de cette zone.

On observe durant cet intervalle une structuration du bassin selon une direction prédominante NW-SE.

On distinguera :

- Une zone en surrection dans la partie occidentale de la Touraine,
- Une zone en forte subsidence dans la partie orientale de la Touraine et le Sud de la Sarthe, limitée à l'Est par une zone de subsidence moins importante correspondant globalement à la faille de Sennely. Cette zone de plus faible subsidence pourrait s'étendre vers le Nord le long de la faille de la Seine, jusqu'en Normandie.
- Une zone en subsidence importante dans le centre du Bassin de Paris, limité à l'Ouest par la Faille de la Seine et ses prolongements, sa limite Est est plus mal contrainte, la faille du Pays de Bray jouant un rôle important en tant que limite paléogéographique.

Cette structuration NW-SE est donc associée à des rejeux des grandes failles de socle, la longueur d'onde de la déformation étant de l'ordre de 200 kilomètres.

2.1.2. Intervalle FS Cénomaniens Moyen 1-FS Cénomaniens moyen 2

Cet intervalle correspond à l'intervalle entre les deux régressions majeures de l'intervalle Cénomaniens. Pour cet intervalle la carte de faciès de la deuxième FS du Cénomaniens n'a pas été figurée. Elle montre une distribution des faciès relativement identique à la précédente, à ceci près que les faciès, globalement identiques avec ceux de la FS précédente sur les bordures du bassin (Touraine et Normandie), passent plus rapidement à des faciès distaux dans le centre du bassin, tel que ceci a été montré dans le chapitre précédent. La variation de bathymétrie entre ces deux lignes dans les zones marginales est donc relativement faible. En Touraine et en Normandie, les cartes d'épaisseurs montrent donc une distribution qui est révélatrice de la tectonique. Pour le centre du bassin nous discuterons de la signification des variations d'épaisseur.

Carte d'isopaques (Figure D.24)

La carte de cet intervalle montre comme la précédente une distribution des épaisseurs selon une direction NW-SE :

- On notera que la zone en surrection précédente dans le Sud-Est de la Touraine est à présent une zone de subsidence moyenne. La zone en subsidence du Sud de la Sarthe identifiée précédemment, perdure. Elle est néanmoins moins clairement NW-SE, s'étendant selon une direction NE-SW vers le centre du Bassin de Paris. Elle semble ici peu contrôlée par la faille de la Seine et la faille de Sennely.
- Nous avons précédemment montré l'existence de variations de subsidence en Normandie (chapitre C.I) En particulier, une surrection relative s'effectue dans la partie occidentale, en relation avec un jeu de la faille de la Seine et de ses prolongements nords, la faille de Pavilly et la faille de Fécamp-Lillebonne. Cette surrection provoque l'amalgame des deux FS dans la partie la plus occidentale (cf. chapitre C I.4). La zone en faible subsidence est circonscrite à l'est par la faille de Fécamp-Lillebonne et à l'ouest par la faille du Pays de Bray, limitant un domaine en plus forte subsidence.
- La zone en faible subsidence se prolonge vers le Sud-Est de la faille de la Seine. La faille de Sennely montre, contrairement à l'intervalle précédent, un découplage avec la faille de la Seine puisqu'elle correspond à une zone en forte subsidence.
- Les principales différences avec l'intervalle MFS Albien supérieur-FS Cénomaniens moyen 1 sont observées dans le centre du Bassin de Paris. La zone centrale entre Seine et Bray devient une zone de faible épaisseur alors que les épaisseurs y étaient fortes précédemment. Dans cette zone, les faciès de la deuxième FS du Cénomaniens moyen sont légèrement plus distaux que ceux de la première FS du Cénomaniens moyen. L'intervalle entre ces deux FS correspond à cet endroit à une tendance transgressive. La réduction d'épaisseur observée pourrait donc en partie être due à cette tendance. Cependant, vers le Nord-Ouest, de l'autre côté de la faille du Pays de Bray on observe un réépaississement des dépôts vers la zone la plus distale, donc à une tendance inverse de la tendance précédente. En conséquence, la tectonique rentre probablement en jeu. Si l'existence d'une zone de faible épaisseur entre la faille de la Seine et le prolongement de la faille du Pays de Bray pourrait être en partie dû au partitionnement volumétrique, l'épaississement observé vers le Nord-Ouest est d'origine tectonique, et montre que la zone centrale est affectée par une subsidence plus faible.

On observe donc ici la perdurance d'une structuration selon des directions NW-SE mais une variation de zones de subsidences. La zone en uplift du sud ouest de la Touraine n'existe plus, la zone de subsidence du sud-ouest du bassin est plus étendue. Enfin la zone située entre les failles de la Seine et du Pays de Bray, précédemment en subsidence importante correspond ici à une zone de subsidence faible, la zone située à l'est de la faille du Pays de Bray montre à l'inverse une subsidence plus importante.

2.1.3. Intervalle FS Cénomaniens 2-Plenus Marls

Cet intervalle correspond à une forte transgression qui correspond à l'installation de conditions relativement profondes dans l'ensemble du Bassin de Paris (cf. chapitre C). Au niveau des Plenus Marls, le faciès est, comme nous l'avons précédemment signalé, relativement difficile à interpréter en terme de paléobathymétrie. Aussi la carte paléogéographique réalisée est celle de la MFS d'ordre supérieur située en dessous des Plenus Marls.

Carte paléogéographique de la première MFS du Cénomaniens supérieur (figure D. 25).

Cette carte montre un recul important des profils de dépôts :

- En Touraine, qui correspond aux faciès les plus proximaux, on observe des faciès prodeltaïques sablo-argileux qui montrent un approfondissement important par rapport au Cénomaniens moyen où figuraient de faciès fluviatiles et margino-littoraux.
- Le passage à des faciès argilo-sableux se fait dès la Touraine occidentale. Ces faciès argileux perdurent jusqu'au centre du bassin où ils correspondent à des faciès situés environ au niveau de la limite d'action des vagues de tempêtes (faciès C3 de Craie 700). Cette limite est relativement mal caractérisée du fait de la faible différence de réponse entre les faciès de prodelta argileux et les faciès argileux des Plenus Marls (B.IV). La limite d'action des vagues de tempêtes est positionnée avec une barre d'erreur importante. Elle présente une orientation NW-SE et se situe aux alentours de la faille du Pays de Bray.
- En Normandie, figurent des faciès d'offshore supérieur distal dans la partie occidentale, le passage à des faciès d'offshore inférieur se situe aux alentours de la faille du Pays de Bray.
- L'ensemble de la sédimentation se déroule dans un domaine relativement profond. Ceci s'accroîtra au niveau des Plenus Marls. En effet, d'après les informations de terrain recueillies, les Plenus Marls correspondent à des faciès d'offshore supérieur distal en Normandie, à la limite offshore supérieur-offshore inférieur dans le centre du bassin. Enfin en Touraine, les Marnes de Bousse qui constituent leur équivalent latéral correspondent d'après Louail (1984) à des marnes peu sableuses, riche en microfaune pélagique, qu'il interprète comme déposées aux alentours de 100m de profondeur. D'après ces informations, le profil de dépôt est donc relativement monotone et probablement moins penté que dans les intervalles cénomaniens précédents.

Carte d'isopaque de l'intervalle FS Cénomaniens 2-Plenus Marls (figure D. 26)

Cette carte est relativement proche de la précédente, les maxima d'épaisseur sont répartis de la même façon, les seules différences notables sont l'existence d'une zone d'épaisseur importante dans le Sud-Ouest de la Touraine qui n'existait pas précédemment. Cette zone est séparée de la zone d'épaisseur maximale du sud de la Sarthe par une zone de moindre épaisseur d'orientation NW-SE située entre les failles de Sennely et de Fontaine-Raoul.

Cet intervalle correspond à une transgression importante, aussi on peut s'attendre à ce que les épaisseurs soit largement majorées sur les bordures du bassin par le partitionnement volumétrique.

- En Normandie, on observe au contraire de faibles épaisseurs qui montrent que cette zone correspond à une zone en surrection. Cette zone en surrection relative dessine globalement le même tracé que dans l'intervalle précédent.
- En Touraine, on observe des zones de fortes épaisseurs, en partie dûes au partitionnement volumétrique. Cependant, nous avons montré précédemment à travers l'étude du transect Ballan-Miré-Héricy que l'épaississement dans le domaine proximal n'était pas dû uniquement au partitionnement volumétrique mais qu'une subsidence importante rentrait également en jeu. Cette zone de subsidence correspond à la continuation du régime de subsidence amorcé dans l'intervalle précédent et à son extension vers le Sud-Ouest.
- Dans la partie centrale du bassin, la configuration est identique à celle de l'intervalle précédent, les mêmes interprétations peuvent être formulées. On observe une zone en plus forte subsidence à l'Est du prolongement de la faille du Pays de Bray. Une zone en faible subsidence est probable entre la faille de la Seine et la faille du Pays de Bray.

Cet intervalle est marqué par un approfondissement généralisé du profil de dépôt marqué en particulier par un recul généralisé des faciès terrigènes. Le régime de subsidence est identique à celui de l'intervalle précédent et montre un élargissement progressif de la zone de subsidence Sud-Ouest à l'ensemble du Sud-Est du bassin qui a probablement participé au recul des faciès terrigènes. A la suite de cette grande transgression, les gradients paléobathymétriques sont plus faibles que précédemment.

FS Cénomannien moyen 2 - FS Cénomannien moyen 1

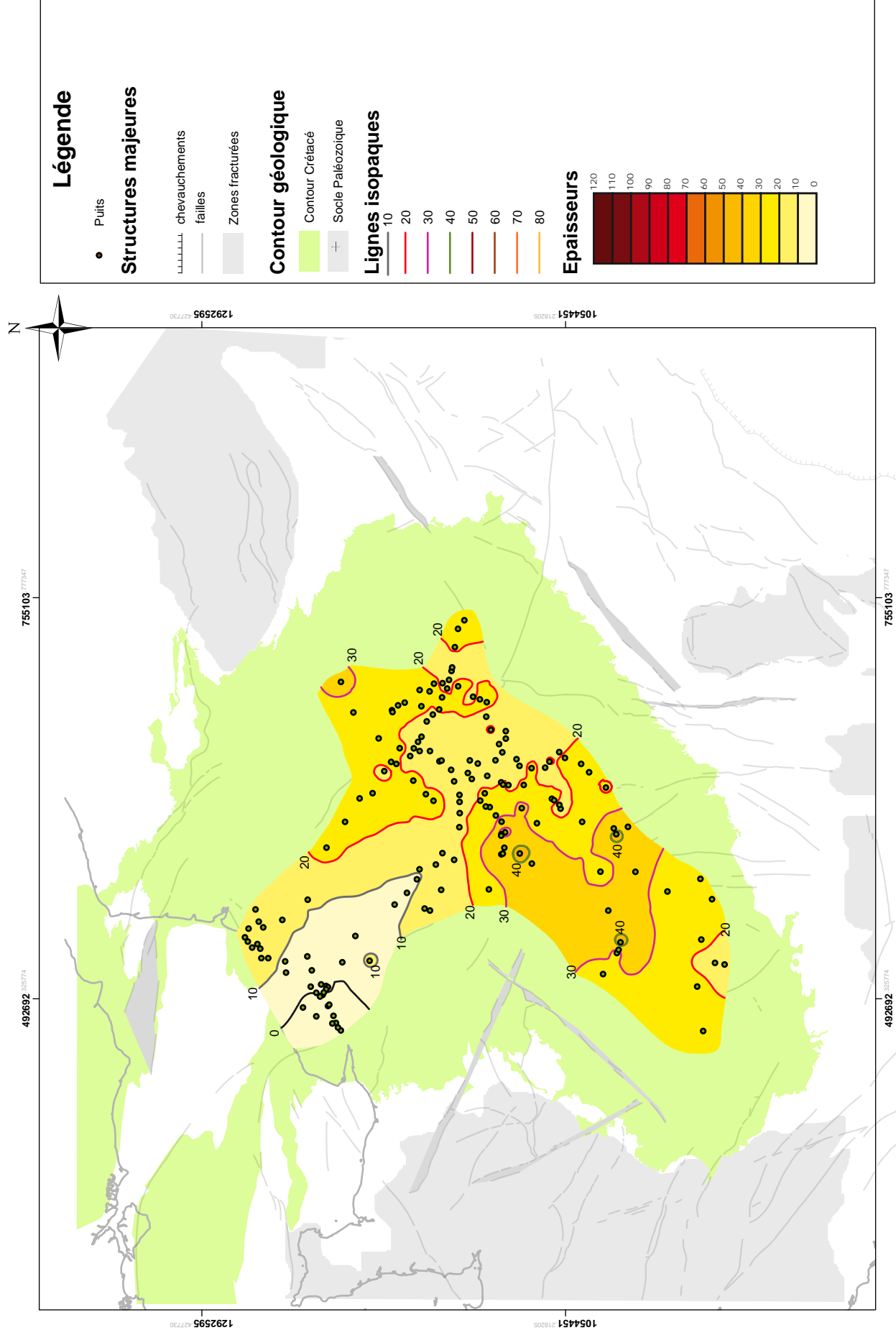


Figure D.24: Carte d'isopaques de l'intervalle FS Cénomannien moyen1 (Inerme-base Rhotomagensis)-FS Cénomannien moyen 2 (base Julkesbrowni)

MFS Cénomannien supérieur

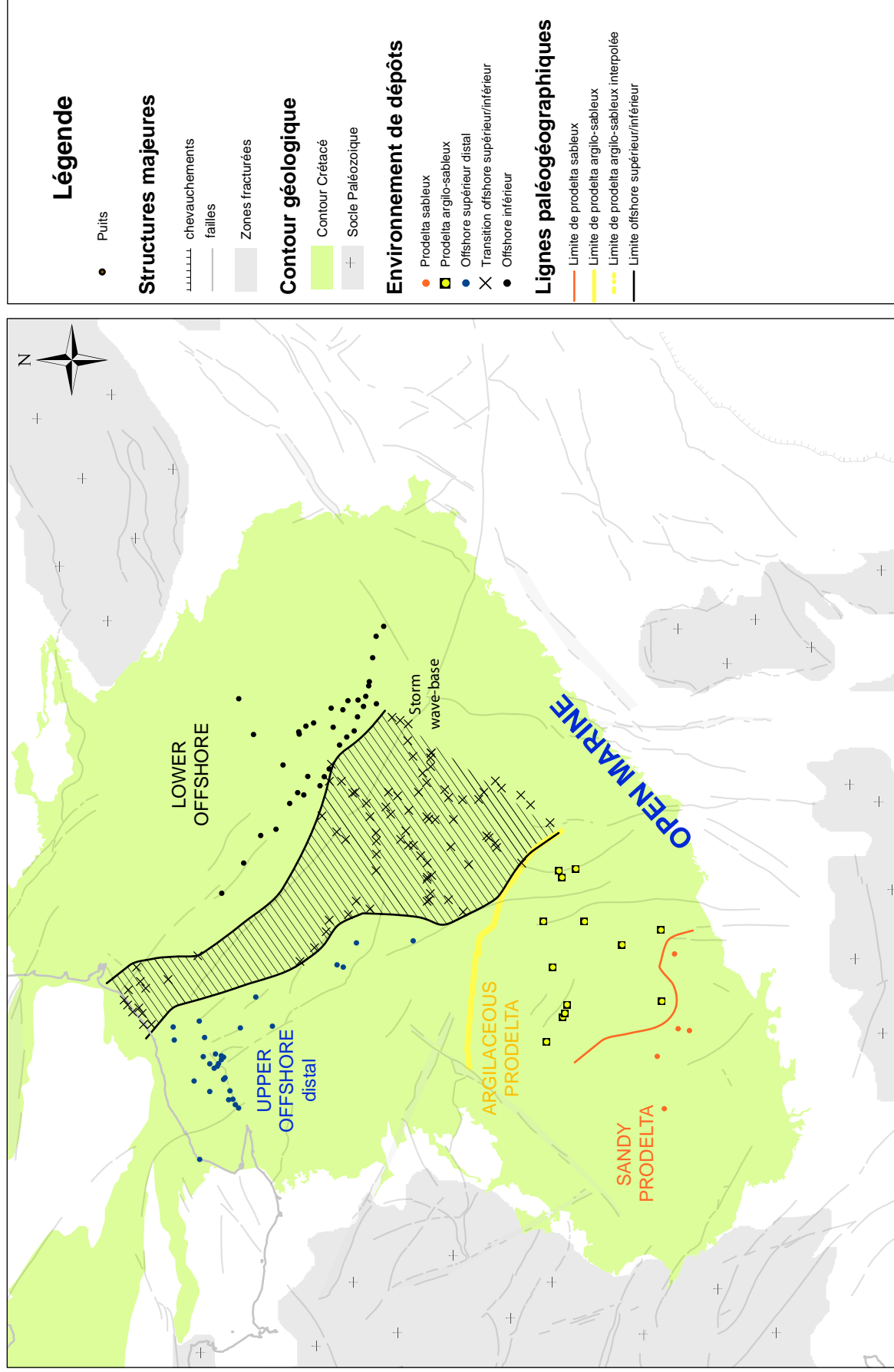


Figure D.25: Carte paléogéographique de la MFS du Cénomannien supérieur (zone à Naviculaire)

Plenus marls - FS Cénomannien moyen 2

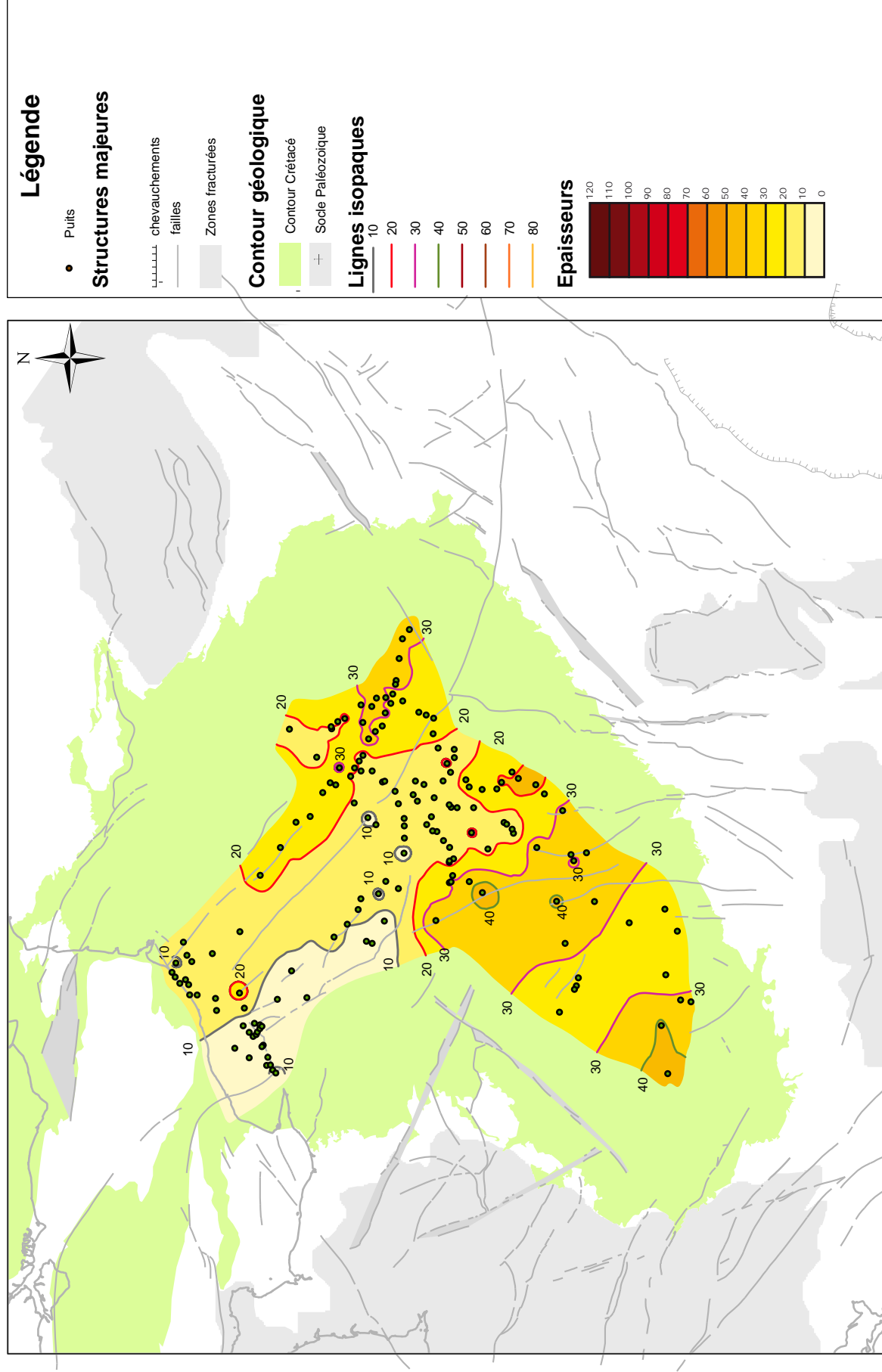


Figure D.26: Carte d'isopaques de l'intervalle FS Cénomannien moyen 2 (Base jukesbrownei) -Plenus Marls.

2.1.4. Intervalle Plenus marls-Turonien inférieur.

Cartes paléogéographiques de la FS du Cénomaniens supérieur (figure D. 27).

Cette FS correspond à la dernière manifestation des faciès terrigènes sur la bordure du massif armoricain. Un faciès deltaïque sablo-argileux est observé dans la partie la plus occidentale du bassin. La limite paléogéographique de ce faciès est en grande partie déduite d'après les données de la littérature (Juignet, 1974), seul le puits Ballan-mire (le plus occidental) traversant ce faciès. A l'Est, on observe le passage à des faciès crayeux d'offshore supérieur proximal. Ces faciès sont également présents en Normandie. Le passage à des faciès d'offshore supérieur médian se fait selon une ligne orientée globalement NS située légèrement à l'Est de la faille de la Seine dans la partie méridionale du bassin. Elle se situe entre la faille de la Seine et la faille du Pays de Bray dans la partie septentrionale. Elle recoupe la faille du Pays de Bray en Haute Normandie.

La MFS du Turonien inférieur correspond à une nouvelle transgression importante, peu préservée dans l'ensemble du bassin, mais bien développée en Touraine, où elle correspond à l'installation durable des faciès crayeux. D'après les données de terrain et d'affleurement, elle correspond dans la plupart du bassin à une transgression d'amplitude égale ou inférieure à celle des Plenus marls. La différence de bathymétrie est relativement faible, aussi les cartes d'isopaques seront principalement révélatrices des variations de subsidence.

Cartes d'isopaques de l'intervalle Plenus Marls-Turonien inférieur (figure D. 28).

Cette carte montre une épaisseur relativement faible et monotone de cet intervalle dans la majeure partie du bassin. Seule la zone de forte épaisseur du Sud de la Sarthe et de la Touraine s'individualise clairement. Elle s'oriente globalement NW-SE et se termine au nord est dans le prolongement de la faille du Merlerault. Cette zone de forte épaisseur correspond d'après les arguments évoqués plus haut à une zone de subsidence plus importante.

Cet intervalle est marqué par une subsidence possiblement moindre dans le centre du Bassin de Paris, mais par une forte subsidence qui perdure dans sa partie Sud Est. Cette subsidence importante explique en grande partie la bonne préservation et l'amplitude importante de la transgression du Turonien inférieur dans cette zone, qui est à l'inverse de plus faible amplitude et faiblement préservée dans le reste du bassin.

Cet intervalle marque la fin de l'influence terrigène dans la partie Sud-ouest du Bassin de Paris. Celle-ci semble associée à la combinaison d'une dynamique transgressive importante et de la subsidence qui affecte cette zone.

2.1.5. Intervalle Turonien inférieur-Turonien moyen.

Nous avons montré précédemment que la MFS du Turonien moyen correspond à la MFS majeure de l'intervalle Cénomaniens-Turonien moyen.

Carte paléogéographique du Turonien moyen (figure D. 29)

Cette carte montre la présence de conditions très profondes dans l'ensemble du bassin

Les faciès d'offshore supérieur médian sont réduits à la partie la plus occidentale de la Touraine (Avort - Saumur), des faciès intermédiaires entre l'offshore supérieur médian et distal sont présents dans la partie la plus occidentale de la Normandie. La limite d'action des vagues de tempêtes peut être positionnée selon une direction NW-SE, elle est située légèrement à l'ouest de la faille de la Seine.

Carte d'isopaques (figure D. 30)

La MFS du Turonien moyen correspond dans tout le Bassin de Paris au paroxysme d'une transgression majeure qui correspond à l'établissement de faciès plus distaux que la MFS du Turonien inférieur. L'intervalle MFS Turonien inférieur-MFS Turonien moyen correspond donc à une tendance transgressive.

Sur la carte d'isopaques de cet intervalle, on observe la persistance d'une zone de forte épaisseur dans le sud-ouest du bassin. Nous avons montré précédemment (cf. chapitre C.II.2) que cette augmentation d'épaisseur correspond en grande partie à la subsidence, qui augmente l'épaississement dû à la dynamique transgressive. Cette aire de subsidence est limitée à l'Est par une zone en subsidence moindre d'orientation N-S à NW-SE qui se situe au niveau de la faille de Sennely.

A l'exception de la bordure Sud-ouest en subsidence importante, on observe dans le bassin un épaissement depuis les zones proximales vers les zones distales. Ceci va à l'inverse de la distribution des épaisseurs attendues dans une tendance transgressive. La distribution des épaisseurs est donc principalement contrôlée par la tectonique.

On identifie :

- Une zone en faible subsidence dans la partie Ouest de la Normandie, à l'ouest de la faille Fécamp-Lillebonne, déjà mise en évidence dans l'étude de la Normandie (cf chapitre C,I,4). Cette zone de faible subsidence semble se prolonger le long de la faille de la Seine, jusqu'à la zone de la faille de Sennely qui délimite à l'Est la zone de subsidence majeure de Touraine.
- En Normandie, une zone locale en plus forte subsidence est circonscrite aux alentours de la terminaison nord de la faille du Pays de Bray (cf. chapitre C, I,4).
- Dans la partie la plus méridionale du Bassin de Paris on observe entre la faille de la Loire et le prolongement de la faille du Pays de Bray une zone en forte subsidence.
- La zone située à l'Est du prolongement sud de la faille du Pays de Bray semble marquée par une subsidence plus faible.

On retrouve ici des caractéristiques communes aux cartes précédentes, comme la zone de subsidence importante à l'Ouest de la faille de Sennely. Si les failles d'orientation NW-SE (en particulier les failles de la Seine et du Pays de Bray) continuent de jouer un rôle important dans la structuration du bassin, on notera la réapparition d'une zone en subsidence importante entre la faille de la Sennely et la Faille du Pays de Bray, cette subsidence bien visible dans l'intervalle Albien-Cénomaniens moyen était peu marquée durant l'intervalle Cénomaniens moyen-Turonien inférieur. Elle est cependant plus circonscrite au sud que précédemment.

FS Cénomannien supérieur

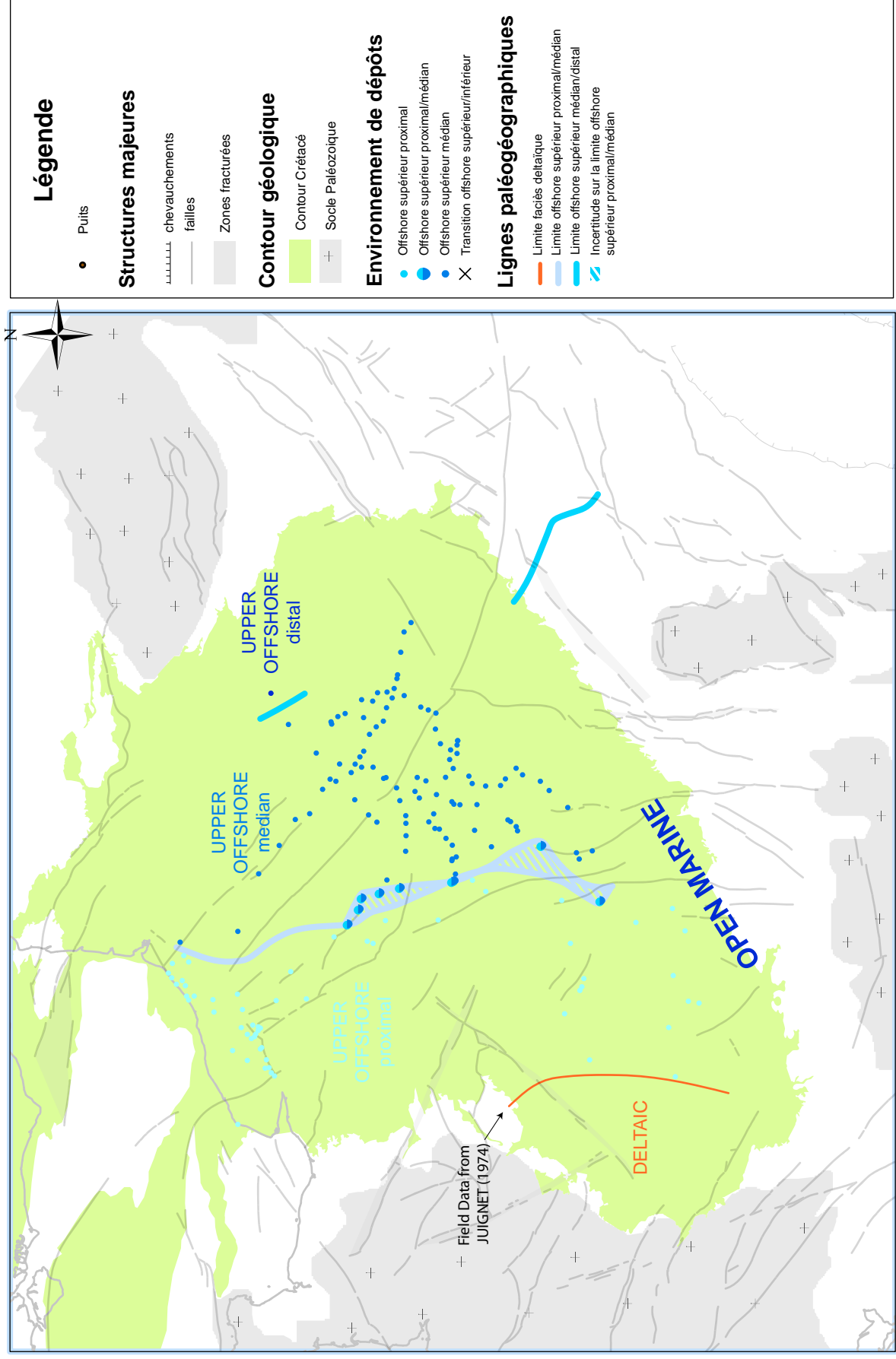


Figure D.27: Carte paléogéographique de la FS du Cénomannien supérieur (zone à Gesinianum)

MFS Turonien inférieur - Plenus Marls

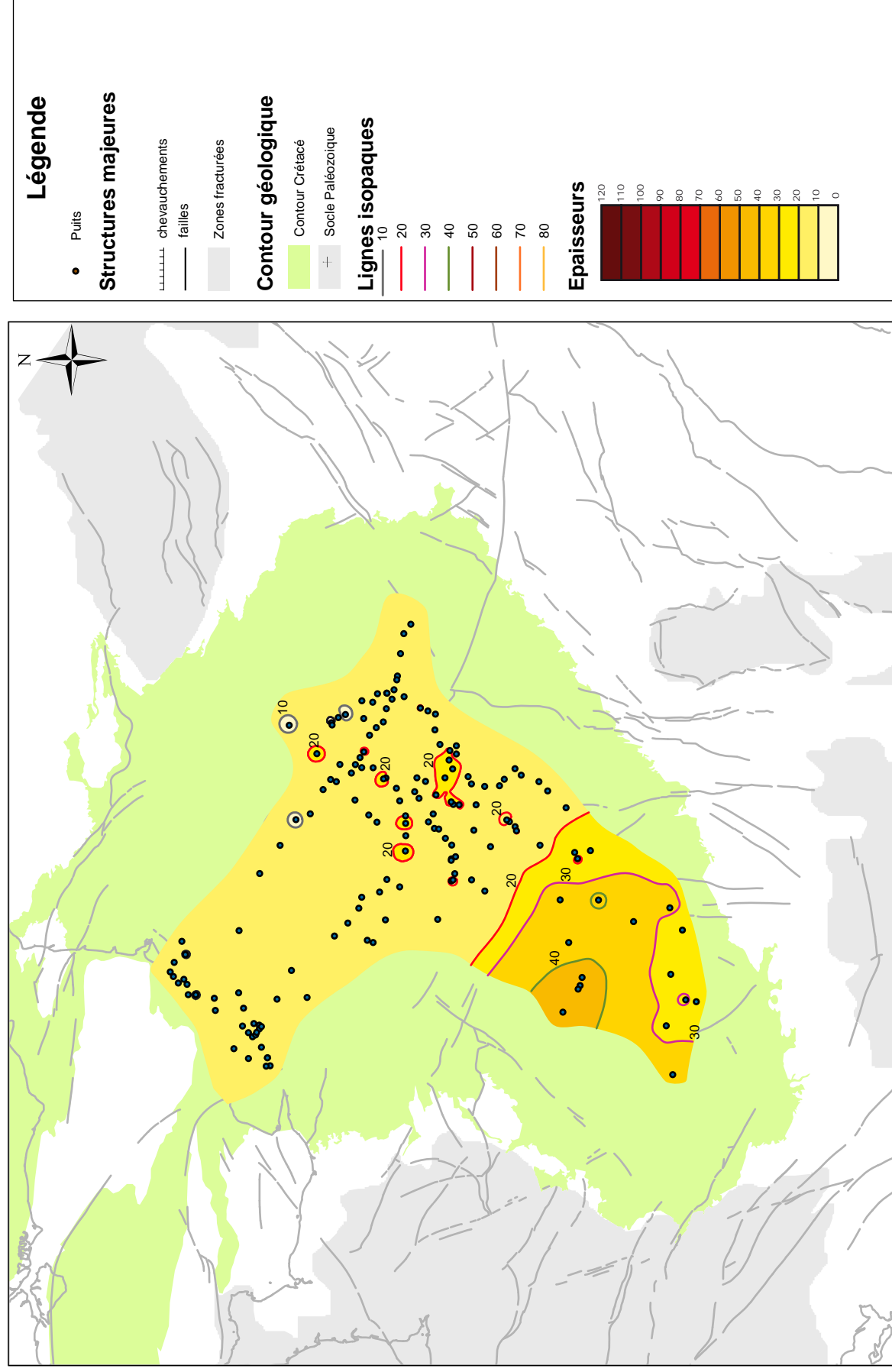


Figure D.28: Carte d'isopaques de l'intervalle MFS Turonien inférieur (zone à Nodosoïdes) -Plenus marls

MFS Turonien moyen

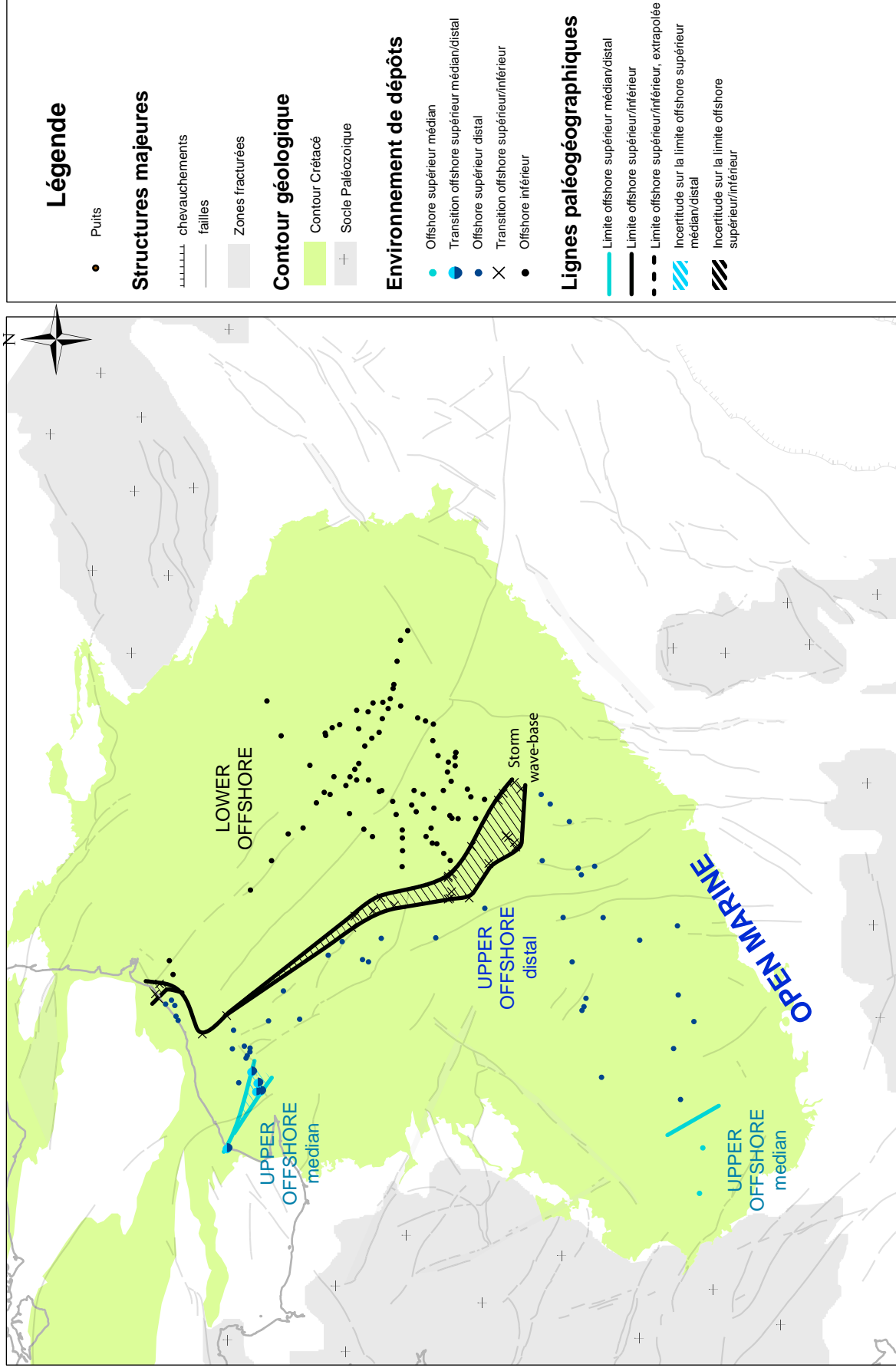


Figure D.29: Carte paléogéographique de la MFS du Turonien moyen

MFS Turonien moyen - MFS Turonien inférieur

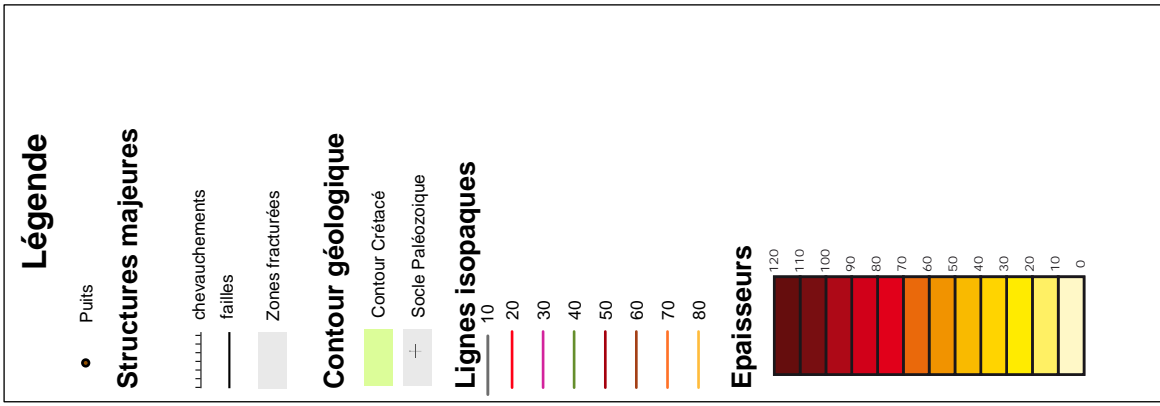
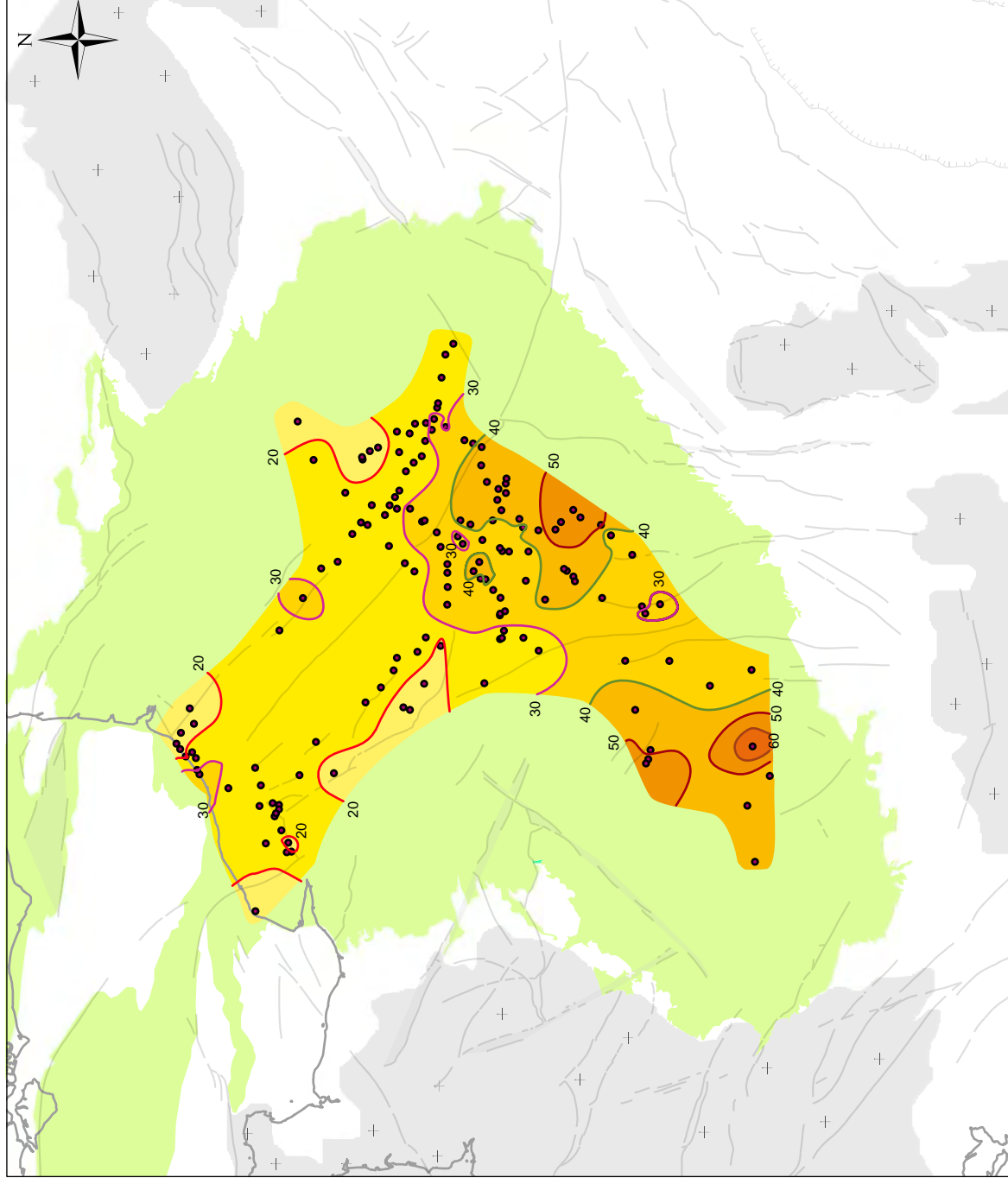


Figure D.30: Carte d'isopaques de l'intervalle MFS Turonien inférieur -MFS Turonien moyen.

Synthèse de l'intervalle MFS Albien-MFS Turonien moyen.

Du point de vue de la structuration du bassin, cet intervalle est marqué par une prépondérance de l'expression des directions NW-SE. La majeure partie des zones de subsidence sont contrôlées par les grands accidents d'orientation NW-SE. Plusieurs zones en subsidence importante sont observées, séparées dans la plupart des cas par des zones en subsidence plus faible. La longueur d'onde correspondant à l'intervalle séparant les zones en subsidence maximale reste globalement identique, de l'ordre de 200km.

Les traits principaux suivants sont observés :

- Au début du Cénomaniens, on observe une tendance en uplift de la zone la plus occidentale de la Touraine. Cet uplift cesse dès le Cénomaniens moyen pour faire place à une subsidence relativement importante.
- Dès le début de l'intervalle étudié, on observe une zone en subsidence importante dans le Sud-Est du bassin (sud de la Sarthe et Touraine orientale). La subsidence perdure dans cette zone jusqu'au Turonien moyen, et s'étend progressivement de façon relativement harmonieuse à l'ensemble de la Touraine.
- La Normandie, bordure Nord du bassin est marquée par des rejeux de la faille de la Seine et de ses prolongements, pendant une grande partie de cet intervalle. On observe une surrection relative de la partie occidentale de la Normandie. Les jeux des différentes failles de cette zone ont été détaillés dans le chapitre C.I.
- Dans le centre du Bassin de Paris, les différentes zones de subsidence restent quasi systématiquement d'orientation NW-SE, les failles de la Seine (et ses prolongements) et du Pays de Bray jouent un rôle prépondérant dans la localisation de ces zones ainsi que dans la position des lignes paléogéographiques. Les aires de subsidence majeures varient au cours de l'intervalle étudié.
- Elles sont relativement fortes entre faille de la Seine et faille du Pays de Bray et plus faibles de part et d'autres de ces failles durant l'intervalle Albien-Cénomaniens moyen et Turonien inférieur-Turonien moyen. Cette distribution est inversée durant l'intervalle Cénomaniens moyen-Turonien inférieur. Contrairement à ce qui est observable en Touraine, ceci suggère des déformations différentes et non un régime de subsidence continu.

D'un point de vue paléogéographique, cet intervalle est marqué par une transgression continue depuis le Cénomaniens moyen jusqu'au Turonien moyen. La transgression du Turonien moyen semble en effet la plus importante avec l'installation de faciès d'offshore supérieur distal sur la quasi-totalité de la partie occidentale du bassin, et l'installation de faciès d'offshore inférieur à l'Est de la faille de la Seine.

- Durant le Cénomaniens, les cartes paléogéographiques du Cénomaniens moyen et de la première MFS du Cénomaniens supérieur suggèrent l'existence de domaines continentaux à l'ouest de la Touraine, mais aussi dans la partie Nord-Est du Massif central.
- On observe à l'échelle de l'intervalle considéré, un ennoisement progressif de la marge Sud-Est du bassin, associé à une chute progressive de l'influence terrigène et à un approfondissement progressif depuis le Cénomaniens moyen (fluvial à deltaïque) jusqu'au Turonien moyen (craie d'offshore supérieur distal). On observe une tendance à la réduction du contenu terrigène des dépôts. L'influence terrigène s'achève au Turonien inférieur. Ceci montre un aplanissement progressif de l'épaule de rift correspondant au Massif Armoricain. Cet aplanissement est associé à une forte transgression à partir du Cénomaniens moyen mais correspond également à une subsidence élevée de toute la zone Sud-Est du Bassin de Paris qui a probablement participé de façon importante à l'aplanissement de ce relief, et l'a possiblement affecté.

2. Intervalle Turonien moyen-Campanien.

Nous avons vu précédemment que cet intervalle est marqué par une modification importante de la subsidence et de la paléogéographie en Touraine (chapitre C.II). L'étude de cet intervalle sera divisé en deux parties, une première partie correspondant à l'étude de l'intervalle Turonien moyen-Coniacien supérieur, une seconde partie à l'étude de l'intervalle Coniacien supérieur-Campanien inférieur. Ce deuxième intervalle est en effet marqué par l'omniprésence de géométries particulières, mises en évidences dans la partie II de ce chapitre, qui modifient largement la distribution des épaisseurs. Il sera donc traité séparément.

2.1. Intervalle MFS Turonien moyen-MFS Coniacien supérieur.

2.1.1. Intervalle MFS Turonien moyen-FS Turonien-Coniacien

Carte paléogéographique de la FS du Turonien supérieur (figure D. 31).

Cette FS correspond aux mêmes environnements de dépôt que la FS supérieure (Turo-Coniacien) à partir de laquelle nous avons réalisé la carte paléogéographique, elle est d'ailleurs confondue avec celle-ci dans les parties les plus occidentales de Touraine, et de Normandie.

- On observe le retour à des faciès très proximaux sur les marges du bassin :
 - Des faciès de shoreface sont présents dans toute la zone occidentale de la Touraine, ils passent à des faciès d'offshore supérieur proximal vers l'Ouest selon une ligne NW-SE.
 - Les faciès d'offshore supérieur proximal recouvrent toute la Haute-Normandie. La limite paléogéographique entre offshore supérieur proximal et offshore supérieur médian est orientée globalement NW-SE dans les deux tiers méridionaux du bassin et positionnée à proximité de la faille de la Seine. Au nord, cette ligne paléogéographique semble prendre une orientation différente globalement NE-SW (peu de données de contraintes).
 - Les limites paléogéographiques entre offshore supérieur médian et distal ainsi que la limite d'action des vagues de tempêtes présentent une orientation NW-SE. La limite offshore supérieur médian-distal se situe dans le prolongement de la faille de la Somme.
 - Seul l'extrême Est du bassin correspond à des faciès d'offshore inférieur.

Cartes d'isopaques MFS Turonien moyen-FS Turonien-Coniacien (figure D. 32)

Cette carte montre une évolution radicalement différente par rapport à l'intervalle MFS Turonien inférieur-Turonien moyen. On observe en effet de très faibles épaisseurs en Normandie mais surtout en Touraine, contrastant largement avec des épaisseurs très importantes dans le Centre du Bassin de Paris. Ce contraste d'épaisseurs est majoré par le fait que comme nous l'avons montré précédemment, les zones à très faible épaisseur correspondent soit à des faciès sableux (Touraine occidentale), soit à des hargdrounds (Touraine orientale et Normandie). Ces dépôts sont donc faiblement compactés à l'inverse des faciès du centre du bassin qui contiennent peu de surfaces indurées. Le contraste d'épaisseur restaurée pourrait être multiplié par 1.5, en assumant une compaction faible des faciès des marges, et une compaction de 1.7 et plus, pour les faciès du centre du bassin (cf. supra).

Ces deux zones de faible épaisseur sont caractérisées par des faciès proximaux et correspondent donc à des zones en très faible accommodation. Cet intervalle correspond à une chute de niveau marin eustatique importante. La distribution des épaisseurs observée est donc en partie due à la tendance progradante. Néanmoins, cet intervalle marque une réorganisation importante du bassin, avec pour la première fois des dépôts très amincis en Touraine. Par ailleurs, nous verrons plus loin qu'à partir de cet intervalle, le régime de subsidence du bassin change, et qu'une flexure importante se met en place, caractérisée par une surrection relative des bordures du Bassin de Paris. Cette modification pourrait donc s'effectuer durant le présent intervalle. Enfin, nous avons montré tant en Normandie qu'en Touraine (chapitre C) que les dépôts turoniens supérieurs enregistrent sur les bordures une action combinée de la chute du niveau marin et d'une tectonique en surrection relative. La distribution des épaisseurs observée marque donc l'action combinée du début d'un régime flexural du Bassin de Paris et d'une phase de chute du niveau marin.

D'après cette carte et l'étude des dépôts de Touraine (Chapitre C.II.2), l'ensemble de Touraine devient une zone en très faible subsidence et ce, jusqu'aux environs de la faille de Sennely. L'épaississement est ensuite relativement rapide en direction du centre du bassin selon des lignes orientées WNW-ESE.

- De la même façon, la partie la plus occidentale de la Normandie correspond à une zone en très faible subsidence, l'épaississement se fait légèrement en direction du Nord-Est en Normandie, mais

surtout vers le centre du bassin, les lignes isopaques sont orientées NE-SW, selon une direction proche des lignes paléogéographiques.

- Dans le centre du bassin, le fort épaississement et l'augmentation de bathymétrie montre une zone en forte subsidence. Cette zone est relativement concentrique. Elle est limitée selon une direction WNW-ESE au sud-est, NE-SW au nord.
- Au Sud-Est et à l'Est du bassin figurent des zones de plus faible épaisseur, particulièrement au Sud-Est à proximité de la faille d'Omey, pouvant montrer des zones en faible subsidence.
- L'influence des grands accidents reste visible dans le Sud du Bassin de Paris.
 - Le prolongement sud de la faille du Pays de Bray semble affecter la répartition de la zone en subsidence maximale du bassin. De plus, la distribution des lignes paléogéographiques à l'intérieur et à la base de l'offshore supérieur est parallèle aux grandes failles de socle (Seine, Bray, et Somme).
 - A l'inverse, la partie Nord du bassin montre une distribution des épaisseurs et des faciès perpendiculaire à ces grands accidents, ils n'y semblent donc pas actifs durant cette période.

Cet intervalle correspond à une réorganisation très importante du Bassin de Paris, associée à une surrection relative des marges Sud-Ouest et Nord-Ouest du bassin, possiblement également de la zone Sud-Est, tandis que la subsidence est accrue dans le centre. Cette organisation nouvelle du bassin montre une flexure à grande échelle du Bassin de Paris.

2.1.2. Intervalle FS Turonien supérieur-Coniacien- MFS Coniacien inférieur

Carte paléogéographique de la MFS Coniacien inférieur (figure D. 33)

Cette MFS correspond à un nouvel approfondissement du bassin :

- Les faciès d'offshore supérieur proximal sont restreints à la zone occidentale de Touraine. Les faciès d'offshore inférieur s'installent dans toute la zone centrale du bassin. Peu de contraintes existent pour le positionnement de la limite offshore supérieur proximal-médian. La limite offshore supérieur médian-distal est globalement orientée NW-SE, mais est relativement imprécise et présente un tracé chaotique. La forme de la limite d'action des vagues de tempêtes est mieux circonscrite, elle est orientée NW-SE dans la partie méridionale du bassin, NE-SW dans la partie septentrionale.
- La variation bathymétrique par rapport à la surface précédente différent suivant les zones du bassin :
 - Elle est importante dans le centre du bassin, par exemple dans le forage de Craie 700 (chapitre C.III), les faciès de la FS précédente correspondait à des faciès d'offshore supérieur médian, tandis qu'au niveau de la MFS du Coniacien inférieur s'installent des faciès d'offshore inférieur
 - Elle est plus faible en Touraine, les faciès de shoreface étant remplacés par des faciès d'offshore supérieur proximal.
- Ceci montre des gradients paléobathymétriques plus importants et suggère une surrection relative de la Touraine.

Carte d'isopaques (figure D. 34)

- La distribution des épaisseurs de cet intervalle est inverse de celle qu'on attend lors d'une phase transgressive. La tectonique est donc le contrôle prédominant sur les variations d'épaisseurs. L'installation de la flexure est ici claire. La Normandie et particulièrement la Touraine correspondent à des zones de subsidence très faible. Les épaississements s'effectuent selon des directions proches de celles de l'intervalle précédent. Dans la partie Nord du bassin, une extension de la zone en faible subsidence vers le sud est possible (les faibles épaisseurs nous amènent cependant à traiter cette donnée avec circonspection). La zone de maximum de subsidence du centre du bassin garde la même forme que précédemment, on retrouve à l'Est et au Sud-Est des zones de plus faibles épaisseurs sans changement de bathymétrie, qui correspondent à des zones de moindre subsidence.

Cet intervalle montre un recul du profil de dépôt contrôlé par l'eustatisme, la flexuration du bassin est clairement installée. On observe un début d'orientation des lignes paléogéographiques, parallèle à l'orientation des zones de subsidence. L'influence des grandes failles orientées NW-SE est la même que dans l'intervalle précédent :

- Elle peut être légèrement prononcée dans l'extrême sud du bassin comme le fait soupçonner l'étiement de la zone d'épaisseur maximale le long de la faille du Pays de Bray et la distribution des lignes paléogéographiques parallèlement à cette faille.
- Dans la partie moyenne et septentrionale du bassin, la distribution des lignes d'isopaques et la paléogéographie recourent perpendiculairement ces failles.

FS Turonien supérieur 1

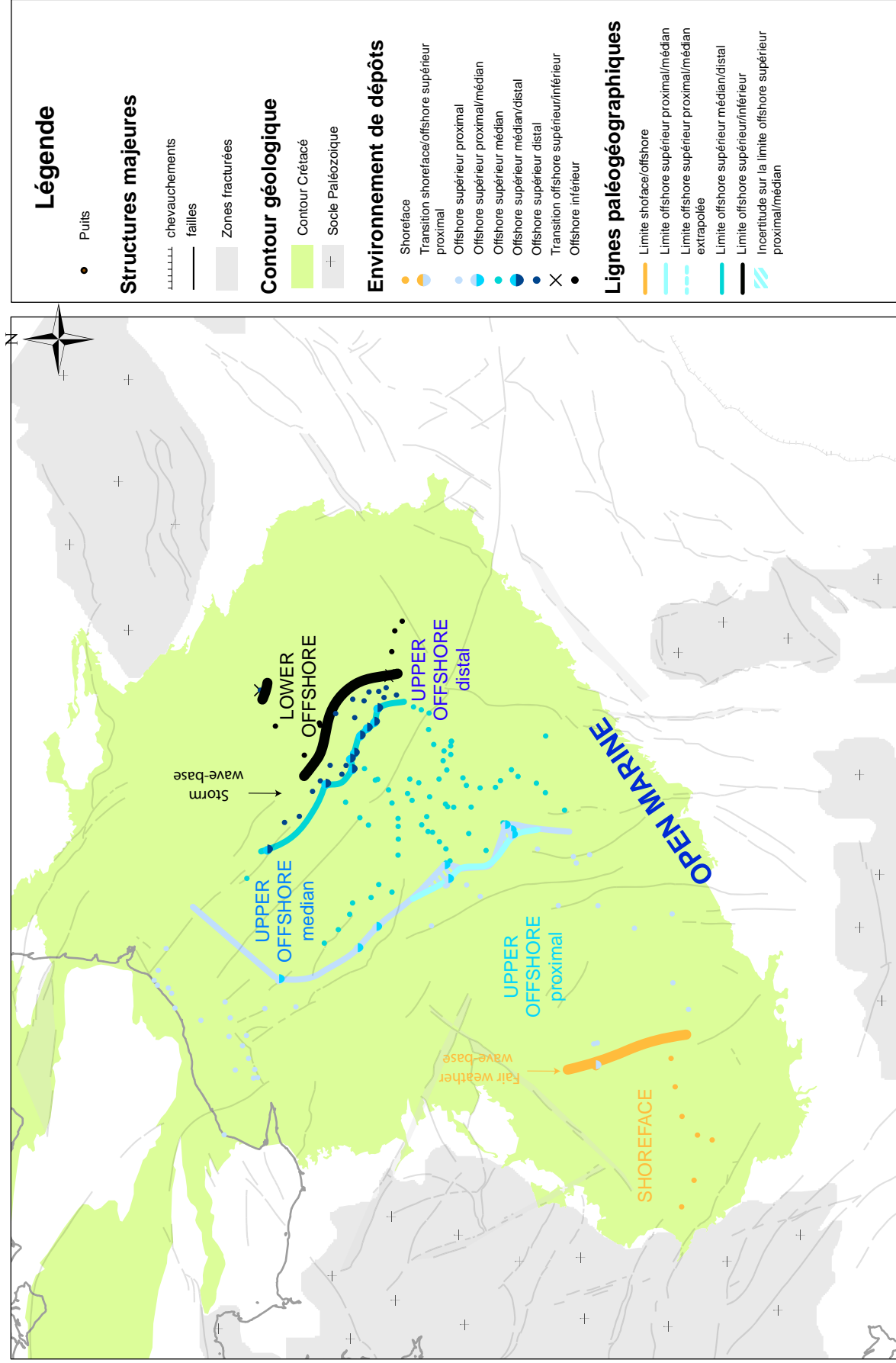


Figure D.31 : Carte paléogéographique de la FS 1 du Turonien supérieur

FS Turonien supérieur/Coniacien - MFS Turonien moyen

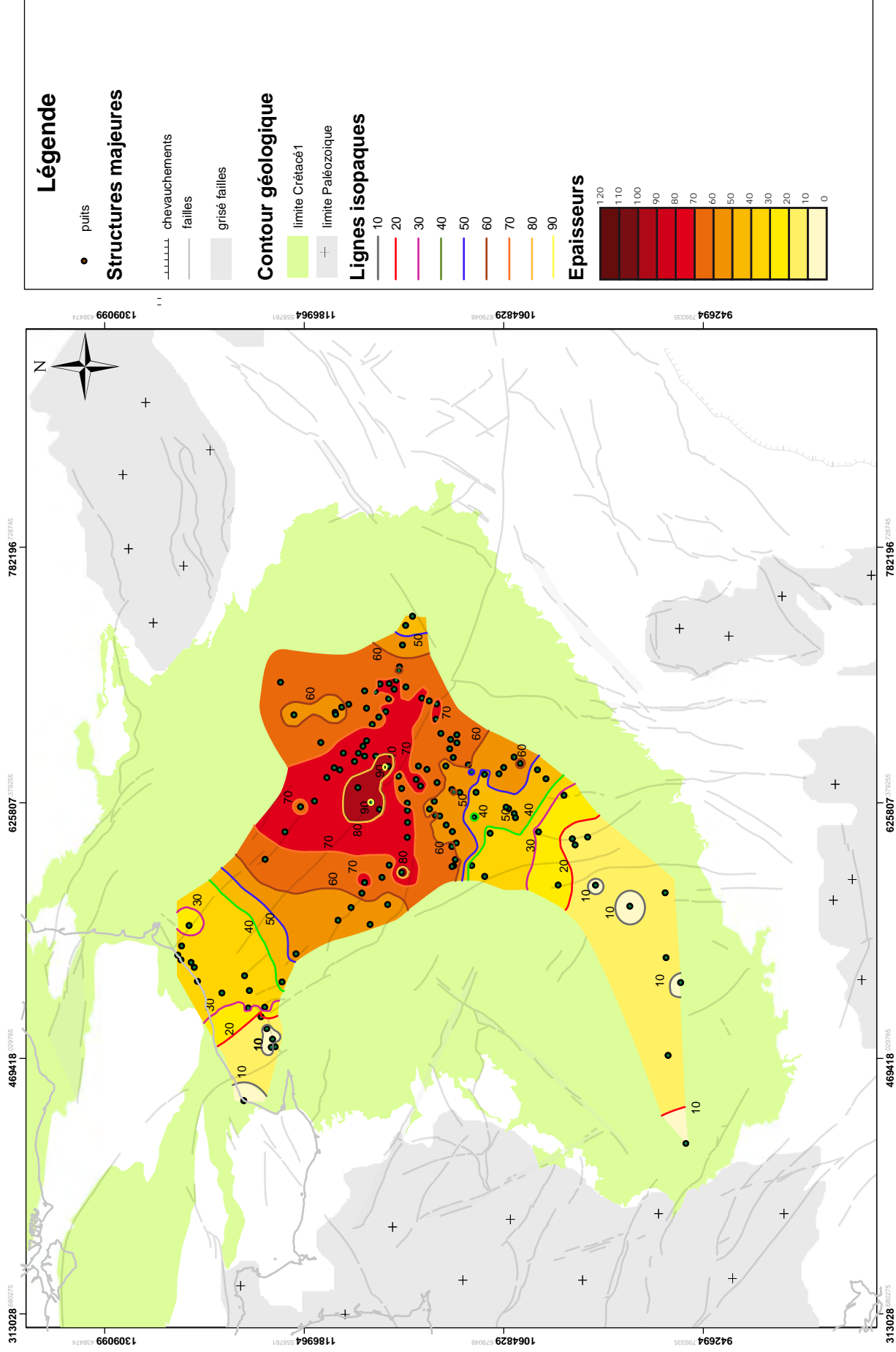


Figure D.32: Carte d'isopaques de l'intervalle MFS Turonien moyen-FS Turonien supérieur 2 (limite Turonien-Coniacien).

MFS Coniacien 1

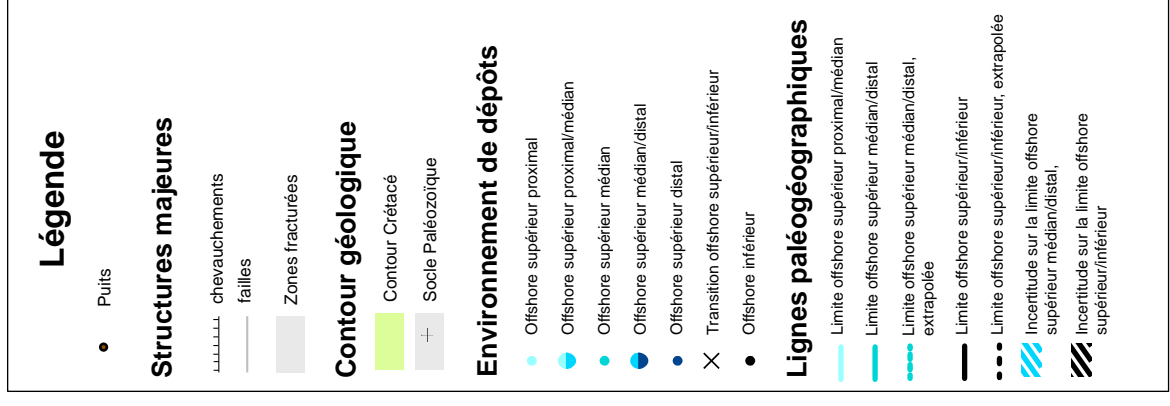
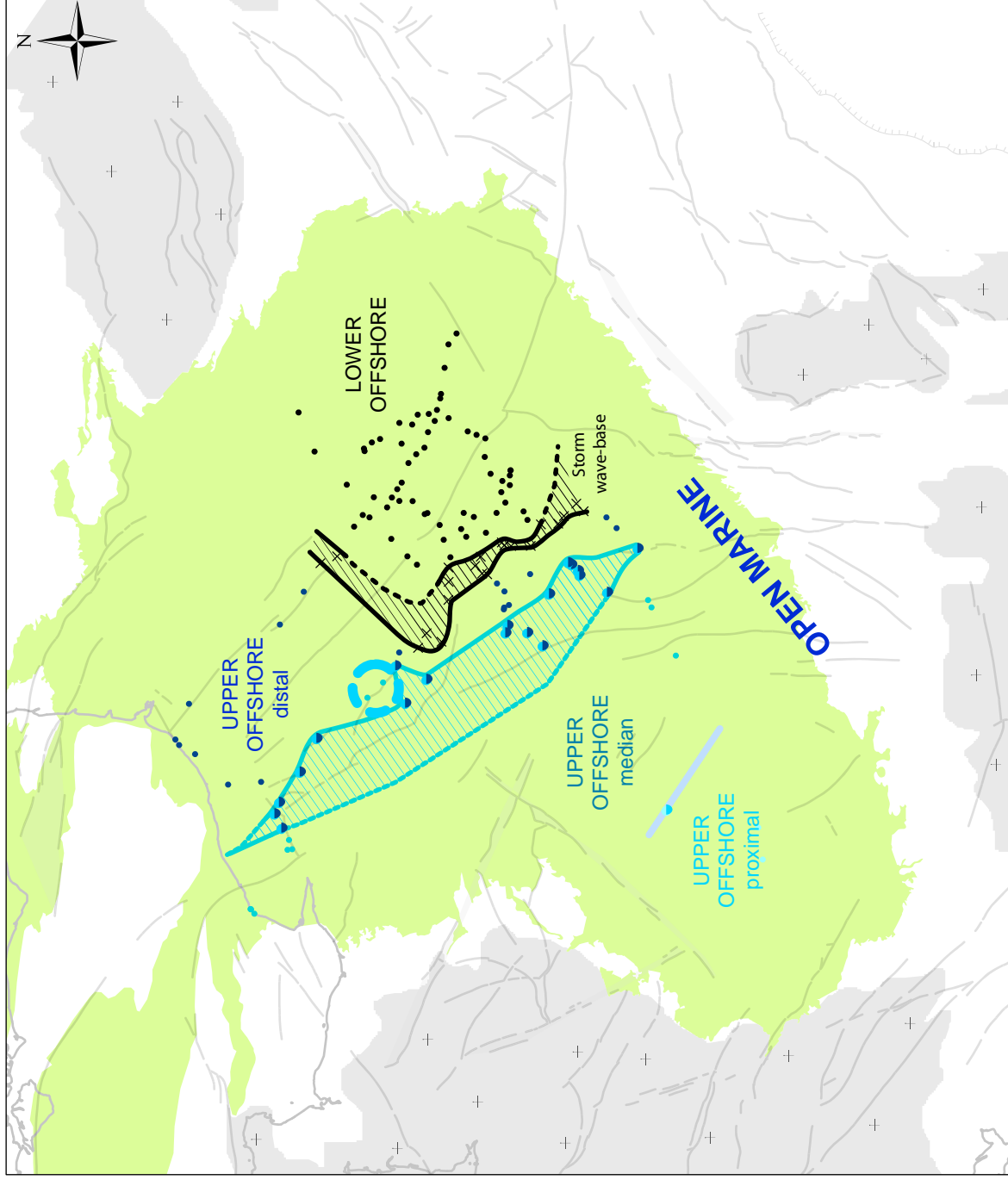


Figure D.33: Carte paléogéographique de la MFS du Coniacien inférieur

MFS Coniacien 1 - FS Turonien supérieur 2

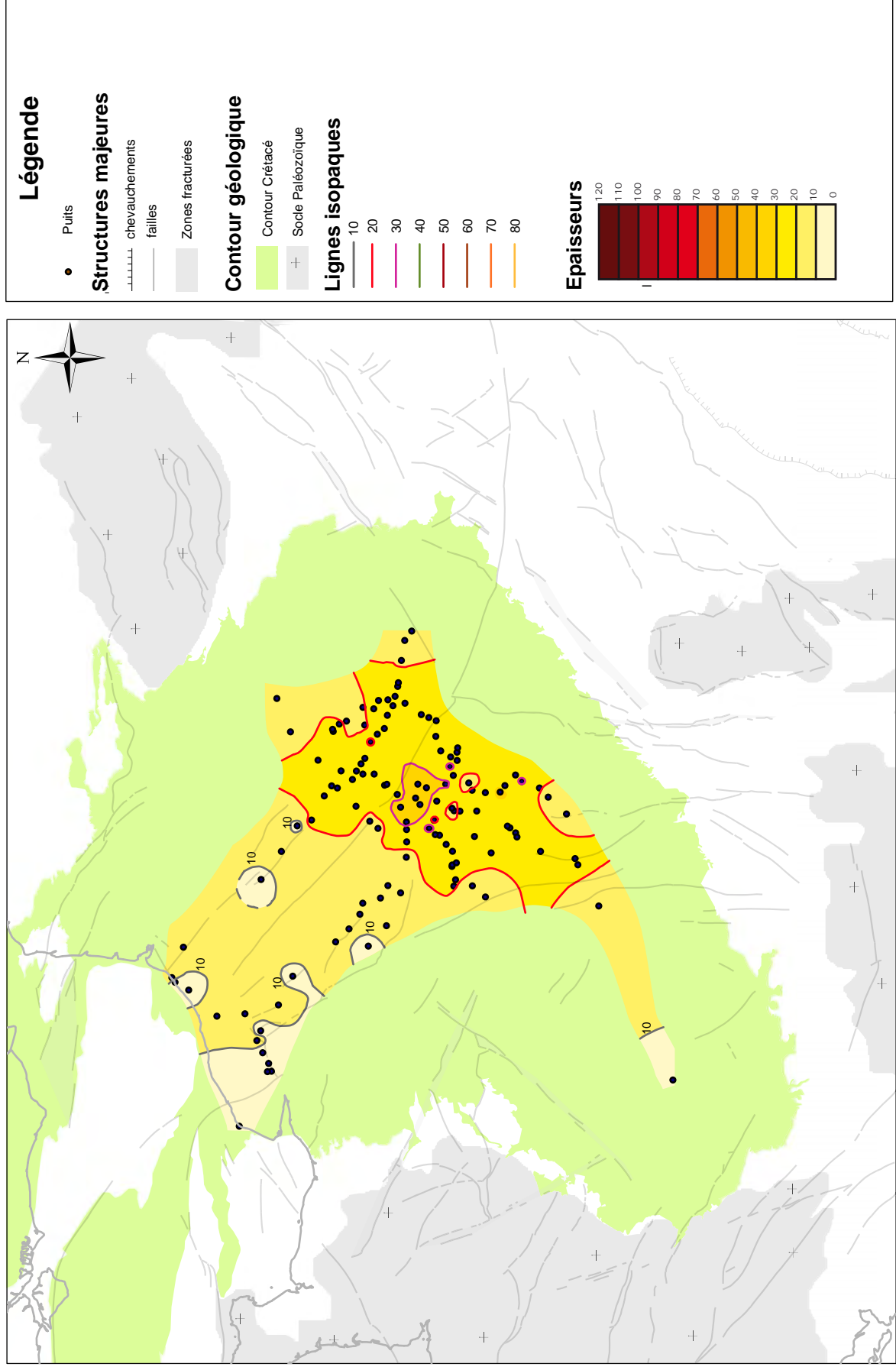


Figure D.34: Carte d'isopaques de l'intervalle FS Turonien supérieur-MFS Coniacien inférieur

2.1.3. Intervalle MFS Coniacien inférieur-FS Coniacien moyen.

Carte paléogéographique de la FS Coniacien moyen (figure D. 35).

Cette FS correspond à un retour des faciès très proximaux, les faciès de shoreface se réinstallent en Touraine. Des faciès d'offshore supérieur proximal se retrouvent dans toute la partie septentrionale du bassin. Les limites paléogéographiques bien contraintes montrent une orientation concentrique, globalement NW-SE au Sud, NE-SW au Nord. On observe des faciès d'offshore supérieur proximal au milieu des faciès d'offshore supérieur médian dans le nord-est du bassin dans le prolongement de la faille de la Somme qui pourrait traduire un haut topographique et donc un rejeu de cette faille. Les faciès d'offshore inférieur sont cantonnés à la partie la plus orientale du bassin.

Carte d'isopaques (figure D. 36)

Les faciès proximaux des bordures du bassin correspondent à des épaisseurs très faibles, ils marquent une continuation de la surrection de ces bordures. L'épaississement se fait dans la même direction que précédemment en Touraine mais prend une direction plus méridienne dans le Nord du bassin. La zone de faible subsidence s'amplifie dans la partie nord. La zone en subsidence majeure est déportée vers le Sud-Est du bassin.

2.1.4. Intervalle FS Coniacien moyen-MFS Coniacien supérieur (figure D. 37)

Seules des cartes d'isopaques ont été réalisées pour cet intervalle, elles montrent une organisation proche de l'intervalle précédent. Elle est à nouveau inverse de la distribution attendue durant une phase transgressive et correspond donc à un contrôle tectonique prédominant.

Les bordures Sud-Est et Nord restent en très faible subsidence.

Les lignes d'isopaques gardent l'orientation de l'intervalle précédent. La zone de maximum de subsidence garde une forme concentrique, proche de celle de l'intervalle précédent, et continue sa migration vers l'Est. Elle se situe à l'Est de la Faille de Bray. Les grandes failles d'orientation NW-SE ne semblent pas jouer un rôle prépondérant dans la distribution des zones de subsidence. La zone située à proximité de la Faille d'Omey (Sud-Est de la zone étudiée) redevient d'épaisseur inférieure, possiblement de moindre subsidence.

2.1.5. Conclusion sur l'intervalle Turonien moyen-Coniacien supérieur.

Cet intervalle est marqué par une réorganisation majeure du bassin caractérisé par des variations de subsidence élevées entre les marges du bassin et son centre. Le bassin acquiert une forme en creux, associée à une surrection relative de ces bordures tandis que la zone centrale montre une subsidence accrue. La surrection relative est bien caractérisée dans la partie Ouest du bassin, la partie Est étant peu documentée. La déformation observée a une longueur d'onde supérieure de l'ordre de 300km et plus et correspond donc à une flexuration à grande longueur d'onde du Bassin de Paris.

Les contraintes associées à cette flexuration ne correspondent pas à une direction unique. En effet, la forme de la zone en subsidence majeure est relativement concentrique alors qu'elle serait cylindrique dans le cas d'une contrainte orientée dans une seule direction. Dans le Sud du bassin, les lignes d'isopaques et les lignes paléogéographiques sont orientées WNW-ESE, suggérant des contraintes SSW-NNE. Dans le Nord du Bassin, les lignes d'isopaques sont globalement orientées NE-SW, correspondant à une contrainte SE-NW, pouvant évoluer vers une position plus méridienne (Coniacien), évoquant une contrainte plus proche d'une direction N-S. La position de la zone de subsidence majeure évolue entre le Turonien supérieur et le Coniacien supérieur migrant progressivement vers la partie orientale du bassin.

Le contrôle de la structuration du bassin par les grandes failles de socle NW-SE est peu marqué :

- Le prolongement sud de la faille du Pays de Bray pourrait jouer un rôle mineur durant la fin du Turonien, mais ne contrôle plus clairement la répartition des zones de subsidence à partir du Coniacien.
- Dans le Nord du Bassin, la distribution des zones de subsidence est perpendiculaire à ces accidents.
- L'absence de jeu marqué de ces failles confirme que la direction des contraintes n'est pas uniquement SSW-NNE, si tel était le cas ces failles rejoueraient, mais présente également une contrainte probable N-S à NE-SW orthogonal à ces failles.

L'explication la plus probable pour cette flexuration à grande longueur d'onde est l'existence d'une contrainte compressive, deux axes de contraintes contemporains SSW-NNE et NE-SW entrant en jeu.

FS Coniacien moyen

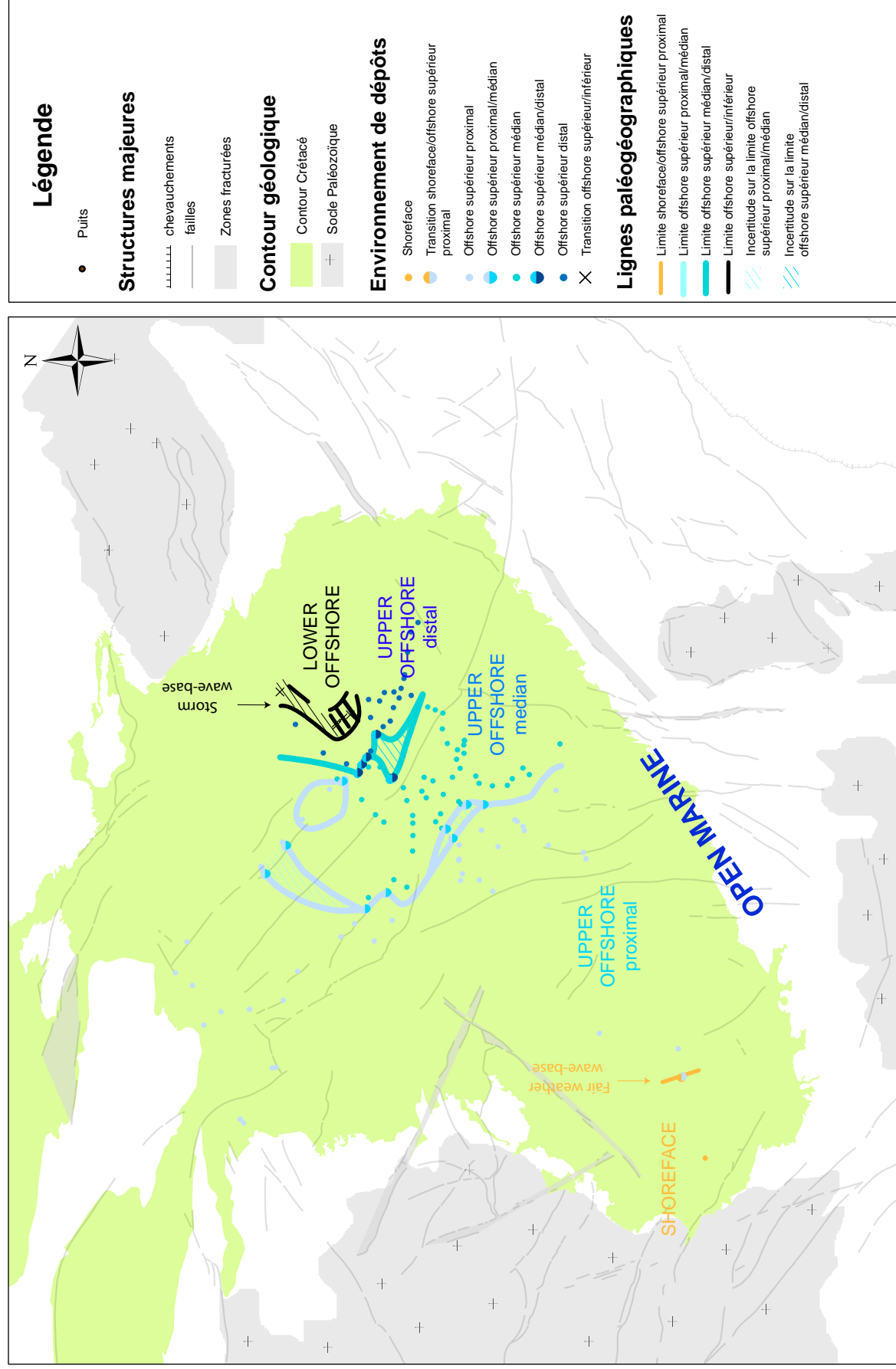


Figure D.35: Carte paléogéographique de la FS du Coniacien moyen

FS Coniacien moyen - MFS Coniacien 1

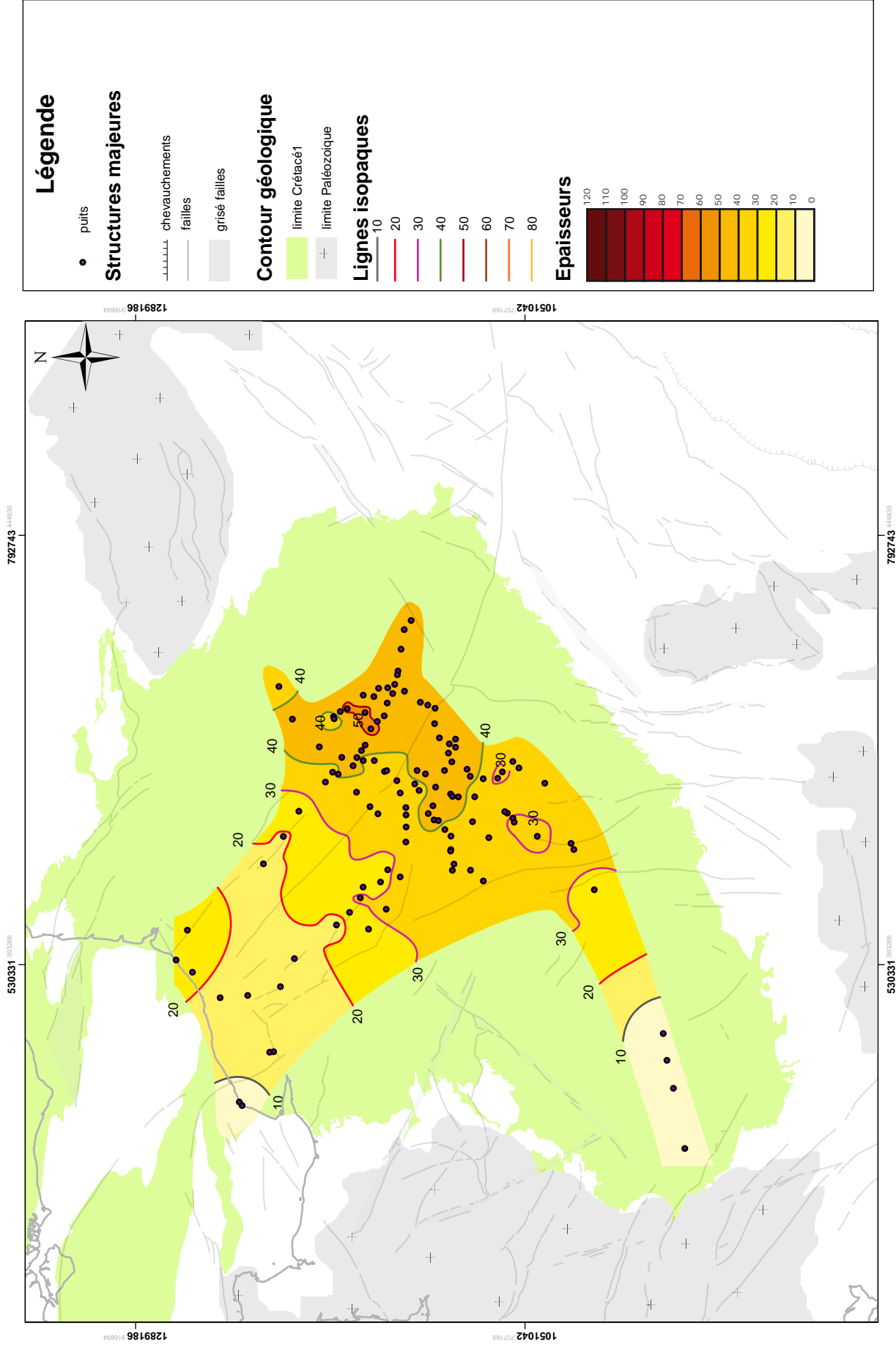


Figure D.36: Carte d'isopaques de l'intervalle MFS Coniacien inférieur- FS Coniacien moyen

Upper Coniacian MFS - Middle Coniacian FS

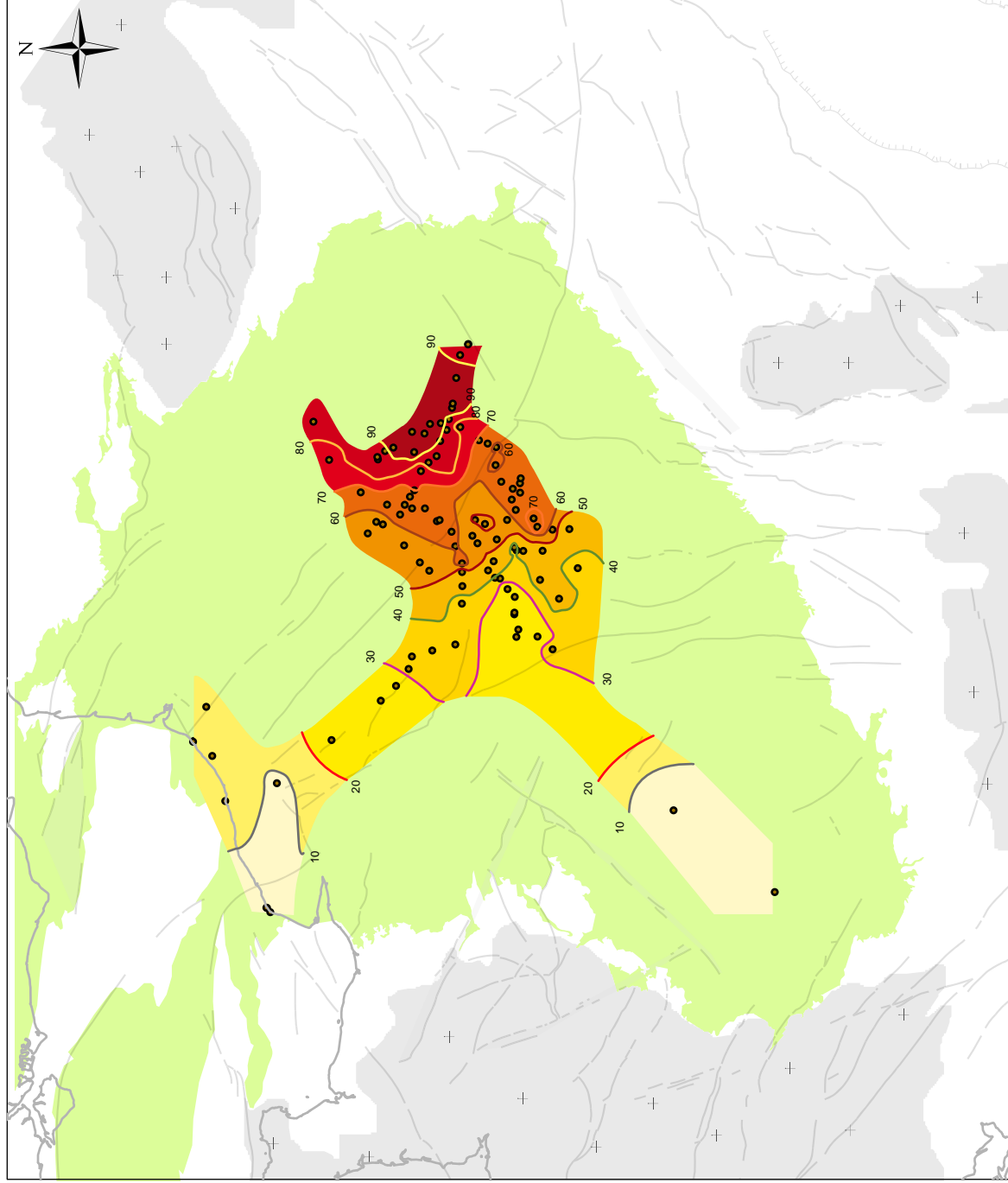


Figure D.37: Carte d'isopaques de l'intervalle FS Coniacien moyen-MFS Coniacien supérieur

2.2 Intervalle Coniacien supérieur- Campanien inférieur.

Cet intervalle comprend quatre cartes d'isopaques successives (MFS Coniacien supérieur-FS Santonien, MFS Santonien- FS Santonien, FS Santonien-Campanien-MFS Santonien, MFS Campanien inférieur- FS Santonien-Campanien, correspondant respectivement aux figures D.38, 39, 40 et 41). Ces quatre cartes montrent des variations d'épaisseur qui sont de longueur d'onde plurikilométriques.

- L'axe des variations d'épaisseurs est globalement orienté NE-SW. La distribution des variations d'épaisseur n'est pas constante à l'échelle de l'intervalle étudié mais montre au contraire une tendance à la compensation. Ceci est visible sur l'ensemble des zones mais est particulièrement bien exprimé entre les cartes FS du Santonien basal-MFS du Santonien supérieur et FS Santonien-Campanien-MFS Campanien inférieur où les zones en faible épaisseur du premier intervalle correspondent aux zones à forte épaisseur du deuxième.
- Ces suites de genèse de zone en creux et comblement sont purement sédimentaires ainsi que le montre la carte d'isopaques synthétisant l'intervalle MFS Coniacien supérieur-MFS Campanien inférieur (figure D. 42). Elle montre en effet des épaisseurs réparties de façon plus harmonieuses, à grande longueur d'onde (quelques zones locales restant probablement perturbées par la dynamique sédimentaire) et compatibles avec la distribution des zones en subsidence identifiée dans l'intervalle Turonien supérieur-Coniacien supérieur.

La carte d'isopaques de l'intervalle Campanien inférieur-Coniacien supérieur nous permettra de commenter l'évolution à grande échelle du bassin durant cet intervalle, dans un deuxième temps nous reviendrons sur la nature et la signification des géométries de longueur d'onde décakilométriques.

2.2.1. Carte d'isopaques de l'intervalle Coniacien supérieur –Campanien

La carte d'isopaques de l'intervalle Coniacien supérieur-Campanien inférieur permet de s'extraire de l'effet des géométries à grande longueur d'onde et est révélatrice des contrôles à plus grande échelle sur la géométrie du bassin. Cette carte montre une organisation des épaisseurs proche de la distribution des zones de subsidence identifiée dans les intervalles précédents. Ceci nous amène à suggérer que le régime de subsidence précédent perdure au moins jusqu'au Campanien inférieur. La migration de la zone de plus forte subsidence vers le sud-est semble se continuer, tout en resserant selon une direction NE-SW à N-S. Cette zone semble acquérir une forme plus cylindrique que précédemment, ce qui suggère des contraintes plus clairement axées N-S à NW-SE.

2.2.2. Nature et signification des géométries à grande longueur d'onde observées

Significations de ces géométries

Les géométries observées montrent une grande longueur d'onde (décakilométrique) et s'orientent selon une direction privilégiée globalement NE-SW. Elles montrent, comme nous l'avons dit précédemment une dynamique en genèse de topographie et comblement. Une telle dynamique a été précédemment observée dans les géométries à grande longueur d'onde de Haute-Normandie. Elle s'y accompagne de la présence de hardgrounds nombreux, associés à la genèse de zones en creux. Cette distribution est retrouvée dans les données de subsurface, les zones en creux correspondant dans la plupart des cas à une réponse diagraphique de surface indurée.

Un profil sismique (figure D. 43) permet d'observer la géométrie interne de ces structures. Il est tiré d'une donnée confidentielle et nous ne signalerons pas sa position précise. Son orientation, N-S est oblique par rapport à la direction d'élongation des géométries, le calage stratigraphique a été effectué à partir de puits diagraphiés recoupés par cette ligne. Au dessus de la FS du Coniacien moyen, il montre l'existence d'une géométrie en dôme de 20km, à pente plus forte vers le Sud, et dont les réflecteurs se pincent en downlap de part et d'autre du dôme. La morphologie de ce corps montre bien une origine sédimentaire. On observe une progradation et un pincement de ce corps vers le nord. Au dessus de ce pincement se déposent des faciès plus monotones avant la mise en place d'un réflecteur de forte amplitude. Celui-ci correspond à la FS du Santonien ; ce réflecteur très prononcé pourrait correspondre à un intervalle très induré formant le sommet de la première géométrie. Le comblement du relief au dessus de ce réflecteur est mal contraint mais pourrait correspondre à une géométrie en downlap. La faible résolution dans les couches supérieures ne permet pas d'identifier de géométrie, mais les derniers réflecteurs bien marqués montrent une inclinaison vers le nord qui

fait supposer l'existence d'une géométrie à très grande longueur d'onde. Ce corps sédimentaire est donc allongé sur une distance décakilométrique, progradant vers le nord, et est bordé par une géométrie en creux remplie ultérieurement par des faciès monotones. L'ensemble de ces critères suggère une géométrie de levée, en relation avec un chenal. Ce type de géométrie est rencontré fréquemment en géologie marine soit en association avec un chenal turbiditique, soit avec un chenal de courant de contour.

L'axe de ces géométries s'étire selon une distance qui correspond a minima à la taille de la zone d'étude (200 kilomètres et plus). Ces géométries sont donc générées par un courant selon cet axe. Ces axes sont clairement orientés selon une direction proche de NE-SW. Cette direction correspond dans la partie nord du bassin à l'orientation des lignes paléogéographiques et des lignes d'isopaques donc à l'orientation de la marge Nord du bassin. Ces géométries sont donc générées par un courant longeant la marge sur plusieurs centaines de kilomètres. En conséquence, les géométries observées peuvent être considérées comme induites par un courant de type courant de contour. Le corps sédimentaire observé à partir des données sismiques peut être assimilé à une levée contouritique associée à un chenal important au Nord de la ligne. Un second chenal moins développé est envisageable à l'autre extrémité de ce corps. En outre la partie Nord de ce corps sédimentaire présente des analogies importantes avec les faciès contouritiques de levée (drift) associés à un chenal (moat), tel que figuré ici dans l'exemple de la ride de Faro (figure D. 43), d'après Faugères *et al.* (1999).

Ces géométries montrent une activité importante de courants de contour dans le centre du Bassin de Paris, montrant l'existence d'une circulation océanique forte à l'intérieur du Bassin de Paris, qui pourrait débiter dès le Coniacien moyen (au dessus de la FS Coniacien inférieur-moyen) et perdurer jusqu'au Campanien inférieur. Cette MFS marque comme nous l'avons montré précédemment un comblement des géométries. Cependant cet arrêt ne semble que temporaire, des géométries plurikilométriques reprenant au dessus de cette surface (D,II).

Calage bathymétrique

Le levé du forage Craie 700 permet de caler avec une résolution acceptable les bathymétries correspondant à la formation de ces géométries de très grande longueur d'onde. Les environnements de dépôts correspondant à la formation de ces géométries varient entre des faciès d'offshore supérieur distal légèrement au dessus de la limite d'action des vagues de tempêtes pour la FS Santonien, et (essentiellement) des faciès d'offshore inférieur, turbiditiques ou non. On notera que la remise à plat du système correspond aux faciès d'offshore inférieur les plus distaux.

Les plus grandes longueurs d'onde identifiées dans les géométries de Haute Normandie sont de l'ordre de plusieurs kilomètres. Ici les longueurs d'onde sont largement supérieures (décakilométriques). Nous avons précédemment avancé une corrélation positive entre l'augmentation de la longueur d'onde des géométries et la paléobathymétrie. Cette observation montre que cette tendance s'observe jusque dans le centre du bassin avec des longueurs d'onde plurikilométriques.

2.2.3. Carte paléogéographique

Les paléobathymétries des géométries en ondulation sont difficiles à estimer, ces géométries semblent (partie I) être présentes à des bathymétries très différentes. En conséquence, seule la carte de la MFS du Campanien inférieur, intervalle durant lequel les géométries en ondulation sont absentes ou moins prononcées, a été réalisée.

Carte de la MFS Campanien inférieur (figure D. 44)

Cette carte montre l'établissement de faciès d'offshore inférieur très distaux dans la majeure partie du bassin. Le centre du bassin correspond à la mise en place des faciès les plus distaux observés dans ce forage (offshore inférieur sans turbidites).

La partie orientale du centre du bassin est dominée par des faciès intermédiaires entre offshore supérieur et offshore inférieur, possiblement turbiditiques. La présence de faciès intermédiaires d'offshore supérieur médian-distal en Touraine montre un recul important du profil de dépôt. Les données, restreintes au centre du bassin, ne permettent pas de discuter de l'orientation des lignes paléogéographiques.

FS Santonien - MFS Coniacien supérieur

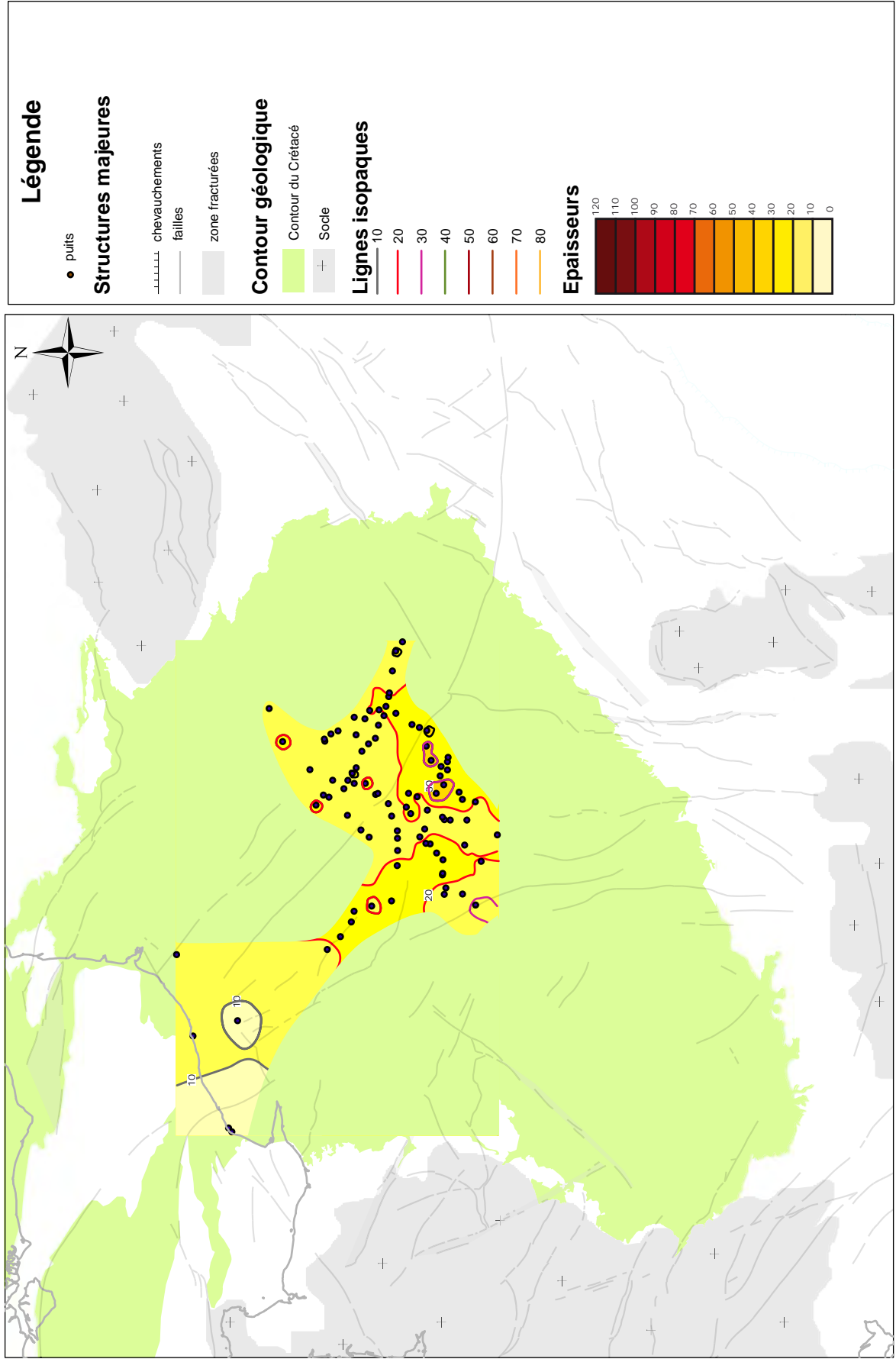


Figure D.38: Carte d'isopaques de l'intervalle MFS Coniacien supérieur- FS Santonien inférieur

MFS Santonien supérieur- FS Santonien inférieur

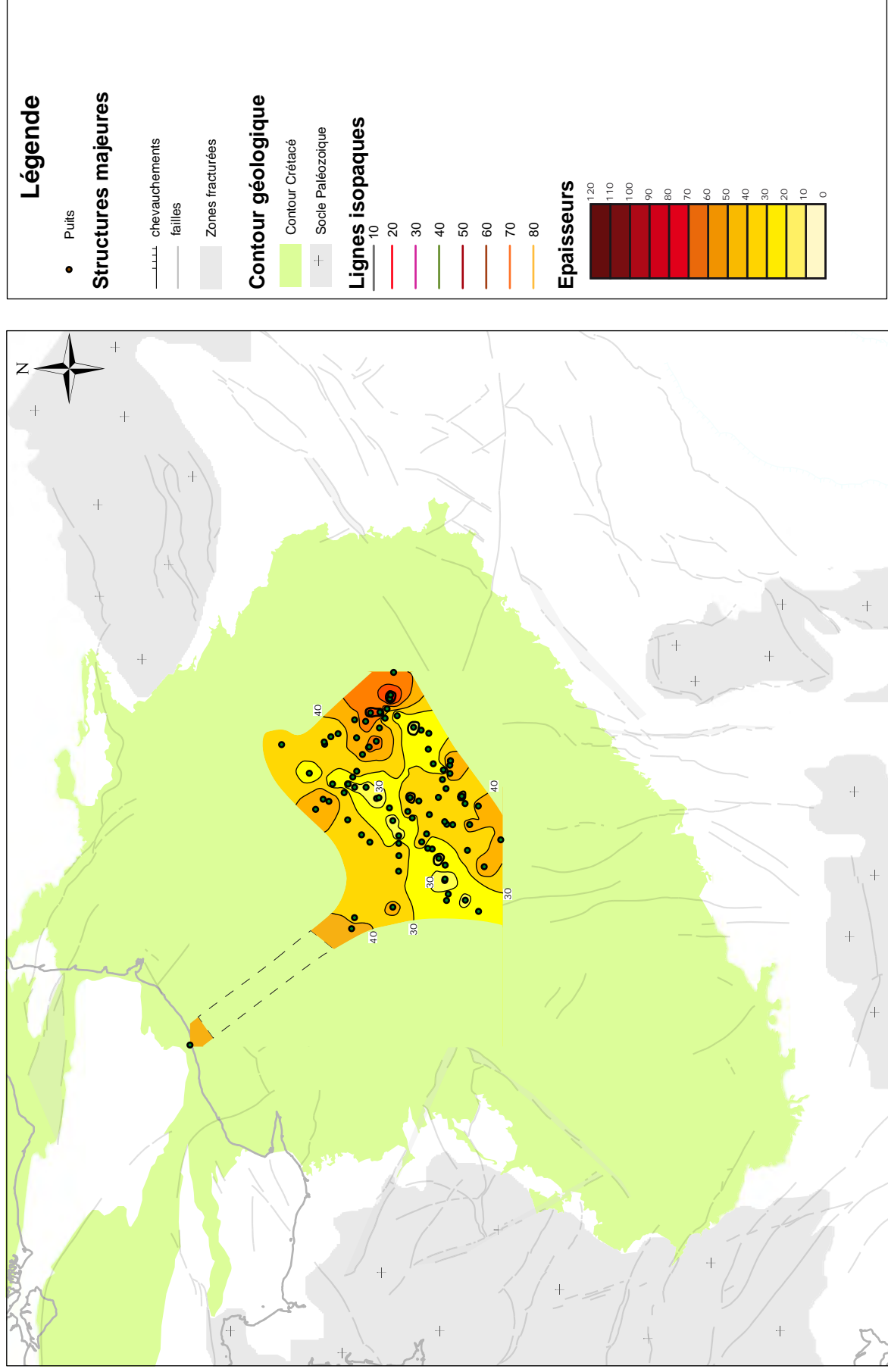


Figure D.39: Carte d'isopaques de l'intervalle FS Santonien inférieur -MFS Santonien supérieur

FS Santonien-Campanien- MFS Santonien supérieur

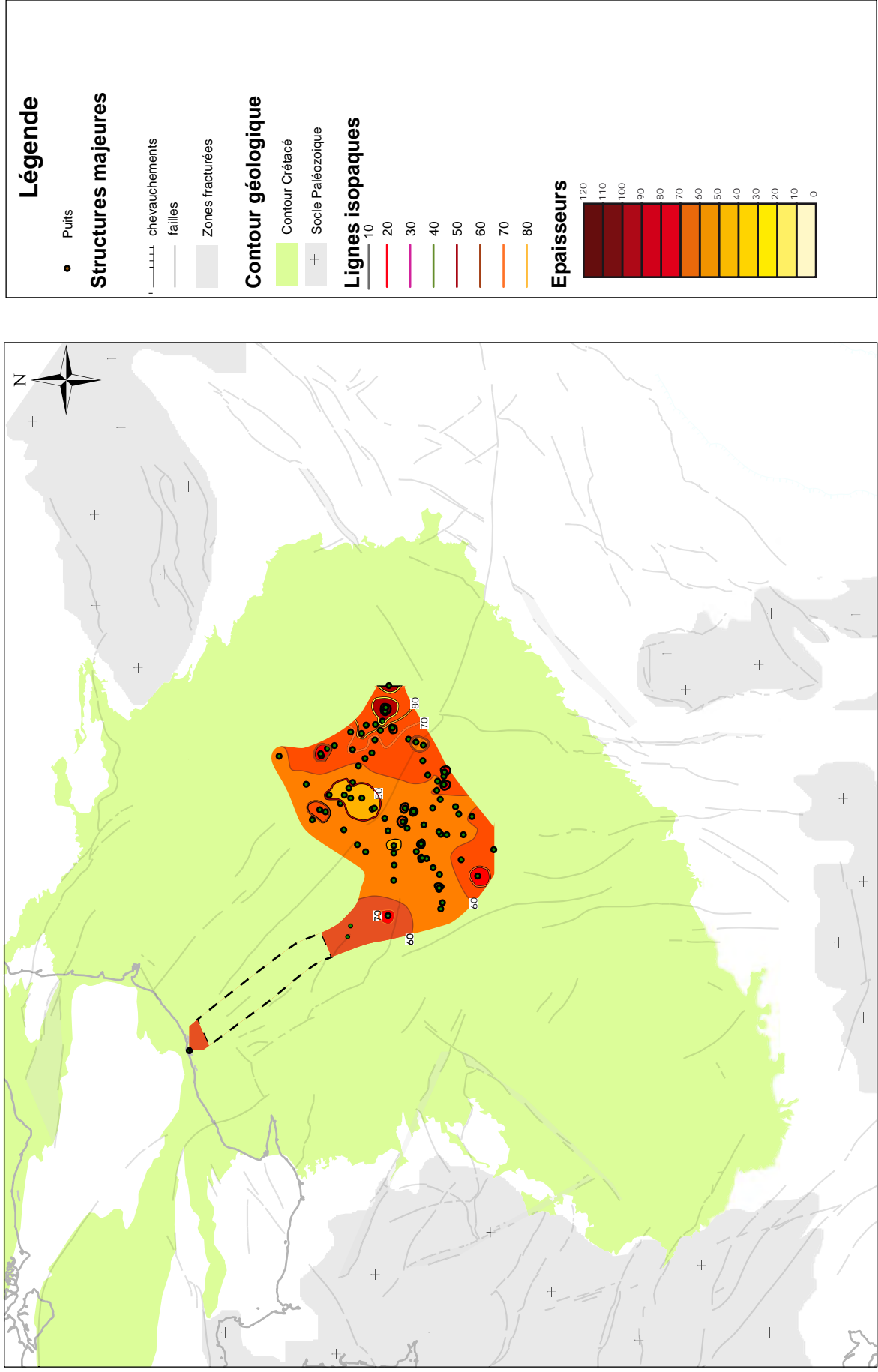


Figure D.40: Carte d'isopaques de l'intervalle MFS Santonien supérieur-FS limite Santonien-Campanien

MFS Campanien inférieur- FS Santonien-Campanien

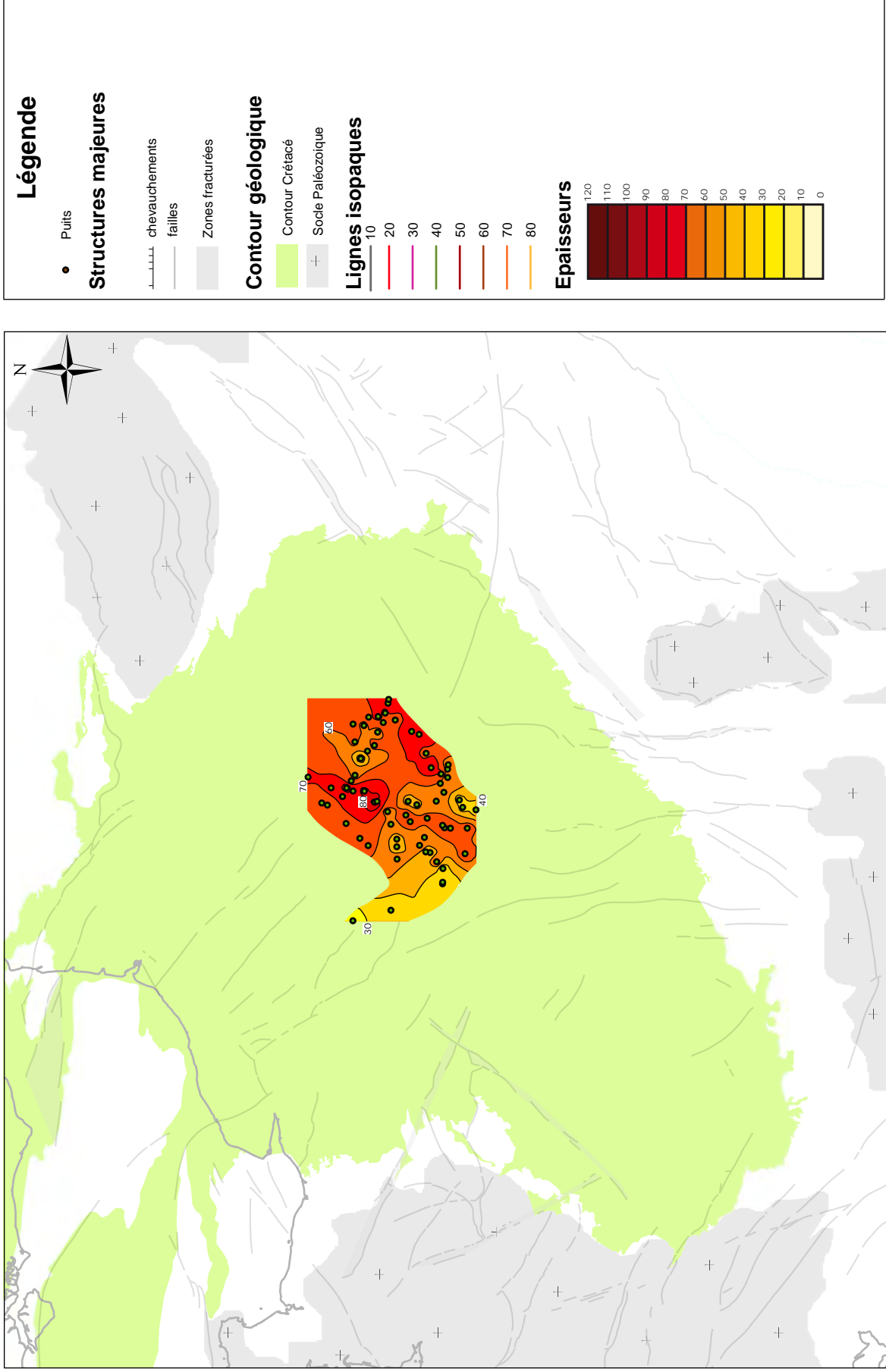


Figure D.41: Carte d'isopaques de l'intervalle FS limite Santonien-Campanien-MFS Campanien inférieur

MFS Campanien inférieur - MFS Coniacien supérieur

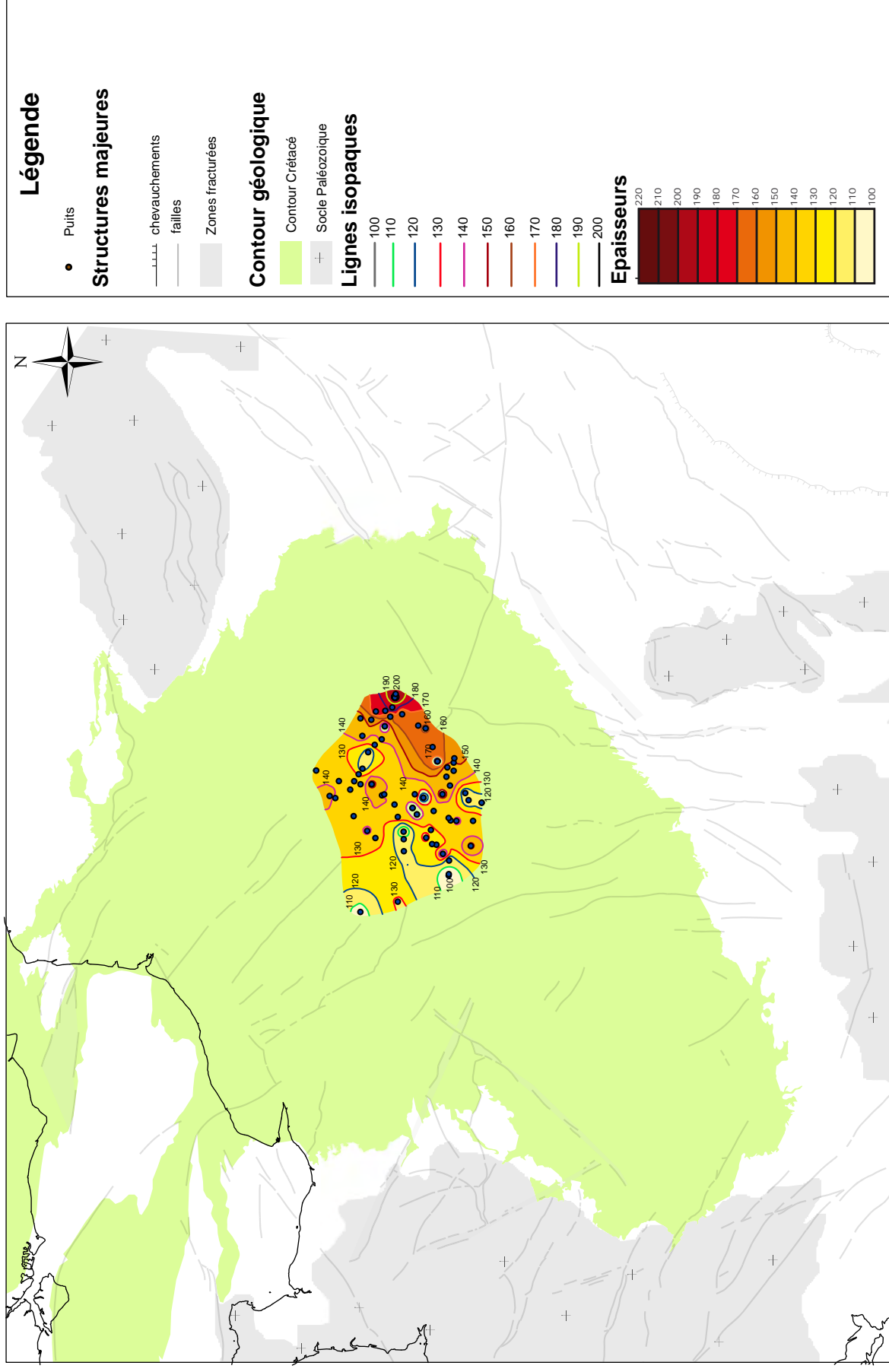


Figure D.42: Carte d'isopaques de l'intervalle MFS Coniacien supérieur-MFS Campanien inférieur

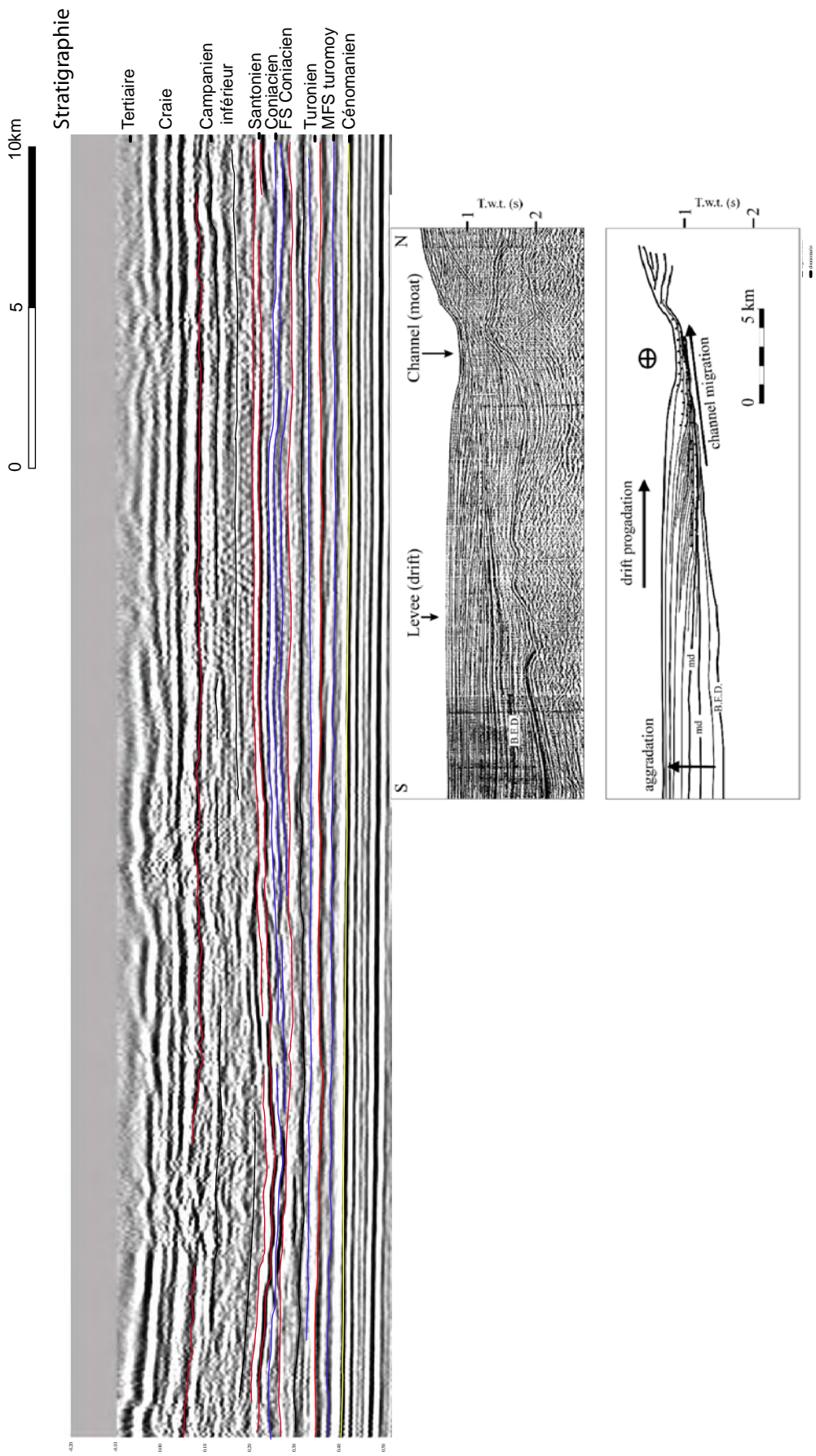


Figure D.43: Profil sismique dans la Craie du Bassin de Paris, montrant l'existence de géométries en ondulations, de longueur d'onde plurikilométrique, et comparaison avec la morphologie de levée contournitive en relation avec un chenal, d'après Faugères et al., 1999.
 La stratigraphie de ce profil est basée sur le calage à partir d'un puits corrélé selon les transects ralliss. Figurent les Toit des étages et formation et les principales surfaces d'inversion de tendance

MFS Campanien inférieur

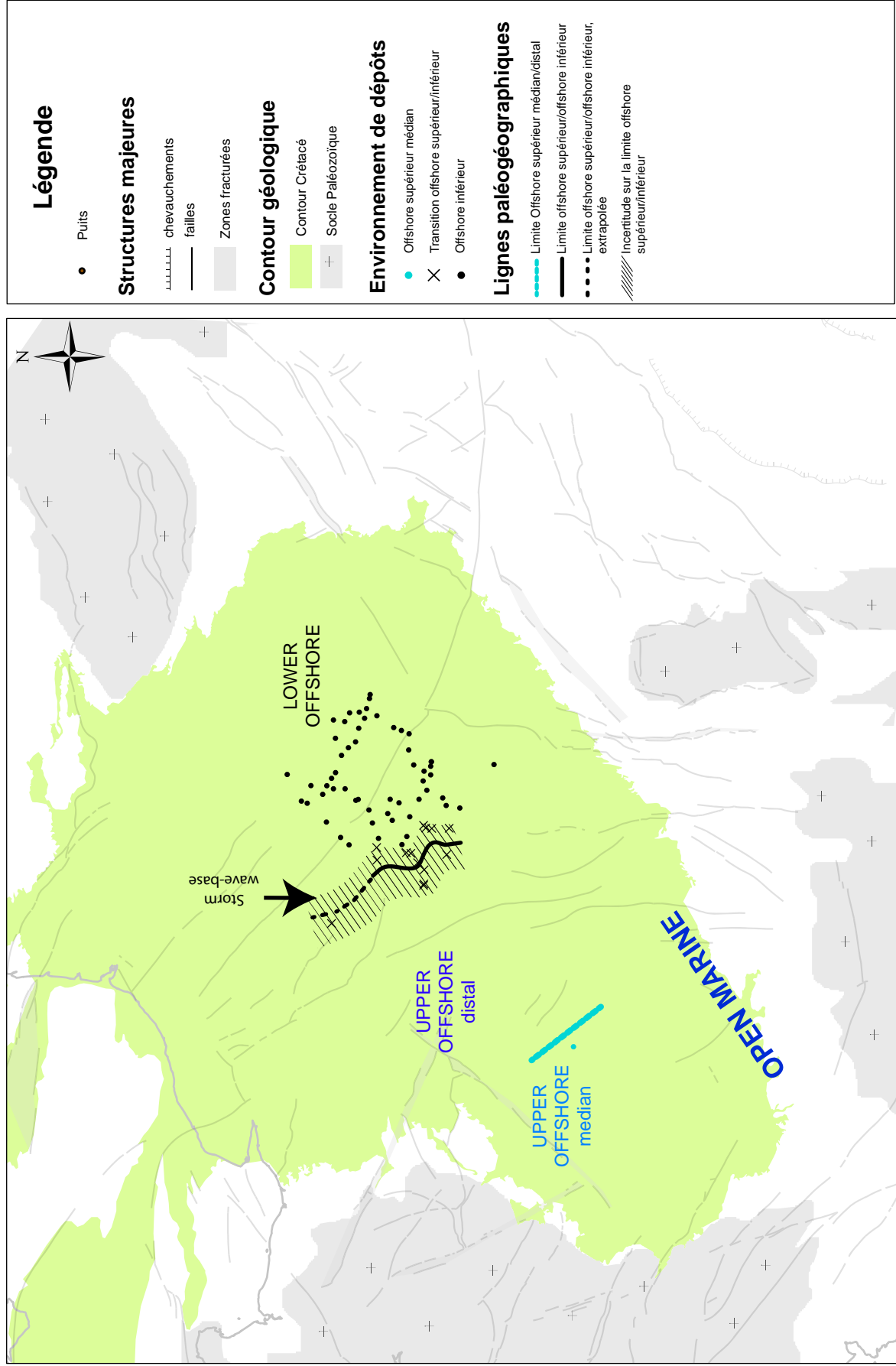


Figure D.44: Carte paléogéographique de la MFS du Campanien inférieur

2.2.4. Conclusions sur l'intervalle MFS Coniacien supérieur- MFS Campanien inférieur.

Cet intervalle correspond à un approfondissement généralisé du Bassin de Paris.

Il est largement marqué par la présence de géométries à grande longueurs d'onde d'origine sédimentaire, qui sont interprétées comme dûes à l'action de courants océaniques de type courant de contour dans un milieu profond (offshore supérieur distal à offshore inférieur).

La carte des isopaques de l'intervalle Coniacien supérieur-Campanien inférieur montre la perduration du régime flexural du Bassin de Paris, la forme de la zone en subsidence devient plus cylindrique, et correspond à l'influence prédominante d'une contrainte NE-SW à NS. Cette zone en subsidence est largement déportée vers le Sud-Est du Bassin de Paris.

3. Conclusions générales

Ces données confirment l'existence de deux périodes très différentes de l'histoire du Bassin de Paris au Crétacé supérieur tel qu'avancées au chapitre C.

Cénomaniens-Turonien moyen

Cette première période est marquée par une structuration du bassin selon une direction NW-SE. Cette période voit la fin progressive de l'épaulement de rift que constituait le Massif Armoricaïn. Elle débute par l'arrêt de la tectonique en uplift qui caractérisait cette zone du Bassin de Paris, avant le Cénomaniens. Cette surrection accompagne la surrection du massif armoricaïn qui constituait l'épaulement du rift du Golfe de Gascogne. L'arrêt de l'uplift de cette zone est suivi par la mise en place d'un régime de subsidence importante, affectant globalement toute la partie Sud-Est du Bassin de Paris jusqu'au Turonien moyen. Cette subsidence est associée à une dynamique transgressive importante l'effet conjoint de ces deux phénomènes provoque l'arrêt de l'apport terrigène et probablement un aplanissement du Massif Armoricaïn au Turonien inférieur.

Dans le Sud-Est du bassin, on observe la perduration d'une subsidence de relativement long terme (8-9Ma) montrant une extension latérale importante et correspondant à un contrôle de relativement grande longueur d'onde et relativement uniforme. La signification de cette subsidence sera discuté ultérieurement.

L'ensemble du Bassin est caractérisé par une structuration selon une direction NW-SE. Dans le centre du bassin, les zones de subsidence sont délimitées par les grands accidents NW-SE en particulier la faille de la Seine et la faille du Bray. Leur distribution varie au cours de cet intervalle, suggérant des déformations et un rejeu des failles en réponse à des contraintes orientées NE-SW. Les déformations sont de plus courte longueur d'onde et correspondent à des intervalles de temps plus courts que dans le sud-ouest. Elles ont une longueur d'onde de l'ordre de la centaine de kilomètres, suggérant une épaisseur élastique relativement faible.

Turonien supérieur-Campanien

Le Turonien supérieur voit la mise en place d'un régime totalement différent. Le bassin est alors affecté par une flexuration de grande longueur (supérieure à 300km). Les marges Nord et Sud-Est du bassin sont caractérisées par une surrection relative qui perdure au minimum jusqu'au Campanien.

La zone en subsidence majeure se situe tout d'abord dans le centre du bassin de Paris (Turonien supérieur) et montre une forme concentrique, en réponse à l'effet de deux directions de contrainte NE-SW et NW-SE. Ensuite, elle est progressivement déportée vers le Sud Est du Bassin et devient plus cylindrique, à partir du Coniacien supérieur, la direction de contrainte NW-SE devenant probablement prédominante.

Synthèse

E. Synthèse

Nous avons présenté dans les chapitres précédents, l'ensemble des informations rapportées par notre étude sédimentologique et stratigraphique de la Craie du Bassin de Paris. Nous discuterons ici des implications géodynamiques, eustatiques et enfin paléocéanographiques de ce travail.

I. Implications géodynamiques de l'évolution stratigraphique du Bassin de Paris au Crétacé supérieur.

Dans les chapitres précédents, nous avons largement illustré l'existence de deux grandes périodes d'évolution du Bassin de Paris au cours du Crétacé supérieur. Nous discuterons ici de leur signification géodynamique.

1. Intervalle Cénomaniens-Turonien moyen.

Les caractéristiques principales de cet intervalle sont :

- une prépondérance d'une structuration d'axe NW-SE ;
- une déformation faible, marquée par la présence de zones de plus faible subsidence à la verticale des grands accidents de socle, séparant des zones de subsidence plus élevée;
- la persistance d'une surrection dans la partie la plus occidentale du bassin durant le Cénomaniens inférieur ;
- le développement progressif, au cours du Cénomaniens, d'une zone en subsidence relativement homogène de longueur d'onde moyenne (200km minimum) dans la partie Sud-Ouest du bassin.

La carte d'isopaques de l'intervalle MFS Albien-FS Cénomaniens (figure E.1) est très proche de celle de l'intervalle fin Aptien-mi Albien de Guillocheau *et al.* (2000). On observe sur ces deux cartes la présence d'une zone de forte épaisseur dans le centre du bassin, orientée selon un axe NW-SE. Nous avons montré que cette zone correspondait dans l'intervalle Albien supérieur-Cénomaniens moyen à une zone de subsidence importante. Le début du Cénomaniens s'inscrit donc dans la continuité de l'histoire Crétacé inférieur. Dans le Bassin de Paris, une structuration NW-SE est clairement acquise durant la phase tardi-cimmérienne, (Berriasien-Valanginien) et accentuée durant la phase autrichienne (Aptien). Pour ces deux phases tectoniques, la structuration est clairement reliée à l'ouverture du Golfe de Gascogne (Guillocheau *et al.*, 2000). La perdurance d'une structuration NW-SE du bassin montre une continuité des contraintes intraplaques, cohérente avec la direction d'ouverture du Golfe de Gascogne, jusqu'au Turonien moyen.

- Les déformations dans le centre du Bassin de Paris sont relativement faibles, la zone de subsidence de grande extension observée entre l'Albien supérieur et le Cénomaniens moyen peut être interprétée comme :
 - soit la conséquence de la relaxation thermique du Bassin de Paris en réponse aux anomalies thermiques acquises durant le début de l'histoire du bassin ;
 - soit comme la fin du régime flexural associé à l'ouverture du Golfe de Gascogne (phase tardi-cimmérienne et autrichienne). Cette interprétation, étant donnée la similitude avec les cartes de subsidence antérieures, qui sont en relation directe avec ce régime flexural, semble la plus probable. De plus, elle correspond bien avec la poursuite d'une surrection sur la bordure du Massif Armoricain.
- A partir du Cénomaniens moyen, la faible subsidence dans la partie centrale du Bassin de Paris correspond à une phase de relative quiescence tectonique, analogue à ce qui est couramment observé dans la plupart du Nord de l'Europe durant cette période (Ziegler, 1990). Cependant plusieurs variations de subsidence sont visibles, à travers l'existence de zones de moindre subsidence associées à des failles d'orientation NW-SE à NS, séparant des zones en plus forte subsidence. La ride de Rouen en est un exemple. Ces variations de subsidence mettent en évidence des jeux selon des contraintes orientées NW-SE. Ceci nous amène à avancer l'existence de faibles contraintes intraplaques d'orientation E-W à NW-SE.

La caractérisation d'une surrection dans la partie Sud-Ouest du bassin au début du Cénomaniens correspond, comme nous l'avons avancé précédemment, à la fin de la surrection de l'épaule du rift du

Golfe de Gascogne que constituait le Massif Armoricaïn. L'enneioement progressif de ce dernier est en grande partie attribuable à une subsidence, à laquelle s'ajoute une transgression marine importante. Cette subsidence est tout d'abord relativement locale puis s'étend progressivement de façon homogène dans l'ensemble de la zone Sud-Ouest. L'extension de cette zone de subsidence est mal contrainte, faute de données au Nord et au Sud. Elle pourrait affecter une zone beaucoup plus étendue que celle que nous avons identifiée ici. En effet, au Sud-Ouest, le seuil du Poitou semble largement ennoyé. Mais surtout la marge Nord du bassin d'Aquitaine qui, durant le Cénomaniën inférieur, est une zone continentale, correspond durant le Turonien inférieur à un domaine de bassin (Platel, 1996) montrant une accélération de la subsidence. La forte extension de cette zone en subsidence relativement homogène, associée au retrait progressif de l'épaulemeñt de rift pourrait correspondre à la mise en place d'une subsidence thermique postérieure à l'ouverture du Golfe de Gascogne. Des données supplémentaires, permettant de mieux contraindre l'extension de cette zone de subsidence, seraient cependant nécessaires pour conclure avec certitude sur sa signification.

Le fait que cette subsidence s'achève au Turonien moyen, peut être due principalement à un changement des régimes de contraintes au Turonien supérieur comme nous l'avons montré plus haut et dans le chapitre A.III. De plus, une grande partie de l'anomalie thermique liée à l'ouverture était probablement effacée. En effet, le rifting du golfe de Gascogne correspond à un étirement crustal (β) de l'ordre de 1,5 (1,6 d'après Garcia-Mondejar *et al.*, 2005). Depuis la phase initiale de rifting au Berriasien (Boillot *et al.*, 1986), et le Turonien moyen s'écoulent environ 50Ma. Selon les courbes de subsidence thermique de Mc Kenzy (1978), une durée de 50 Ma, pour un amincissement crustal de l'ordre 1,5 correspond à l'essentiel de la subsidence thermique.

L'évolution de cette période semble donc en relation directe avec les contraintes NE-SW à E-W dont la manifestation paroxysmale est l'ouverture du Golfe de Gascogne. Elles s'inscrivent globalement dans le régime de contrainte dominant à cette époque, dont l'évènement géodynamique majeure est l'ouverture de l'Atlantique Nord.

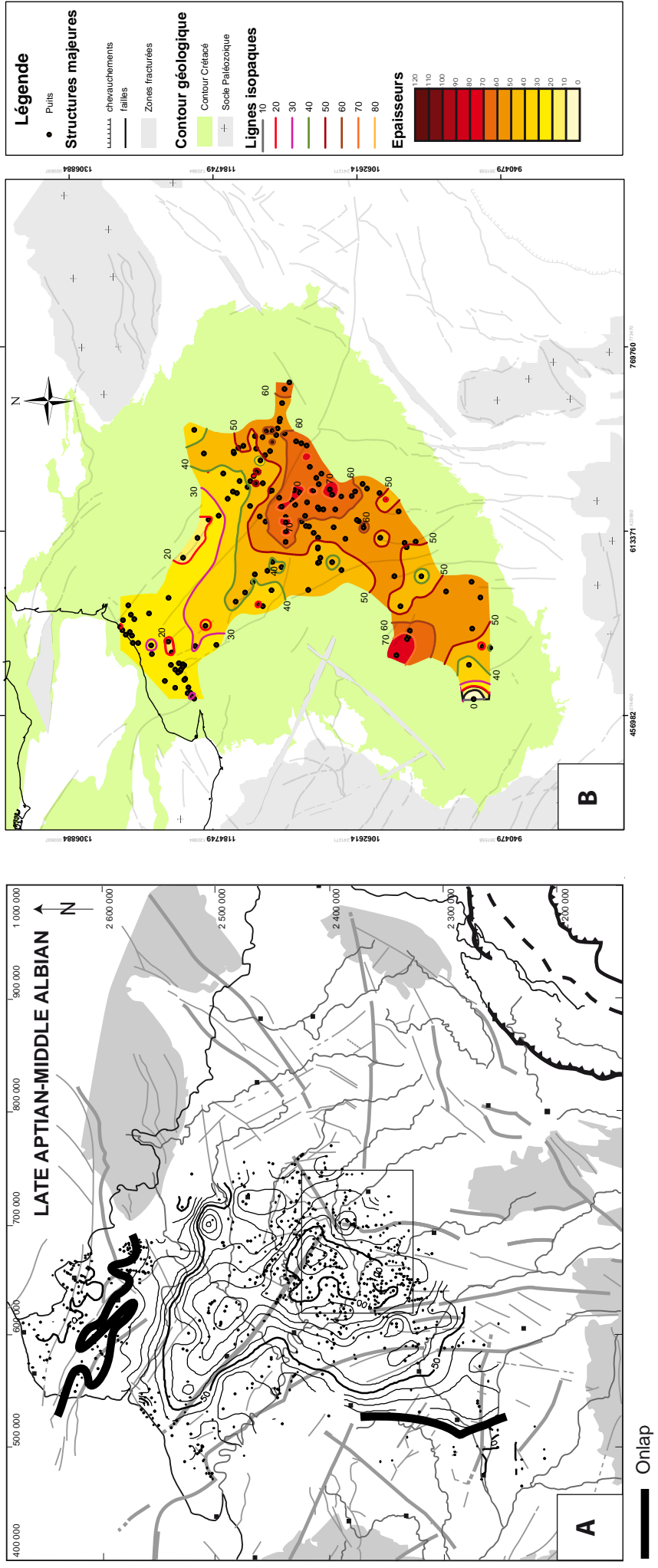


Figure E.1: Comparaison des cartes d'isopaches de l'intervalle MFS Albien supérieur-FS Céno-manien moyen (Inerme-base Rhotomagense) et de l'intervalle Aptien supérieur-Albien moyen. Remarquer la similarité des orientations des courbes dans le centre du Bassin de Paris.

2. Intervalle Turonien supérieur-Campanien inférieur.

Nous avons vu précédemment que cette période marque une réorganisation importante du Bassin de Paris. Celui-ci est affecté à partir du Turonien supérieur par une flexure à grande longueur d'onde, associée à une surrection relative des marges NW et SW. On notera de plus que les épaisseurs moins importantes fréquemment rencontrées vers le SE du bassin, pourraient montrer une surrection relative du seuil de Bourgogne.

La flexuration est relativement complexe, marquée par une forme concentrique de la zone en subsidence maximale, et des lignes isopaques orientées NW-SE dans la partie SW du bassin et NE-SW dans la partie NW du bassin, une orientation similaire pourrait également exister dans la partie SE du bassin. La flexuration du bassin selon ces deux axes semble la conséquence d'un régime de contrainte en compression, selon deux axes de contraintes principaux d'orientation NE-SW et NW-SE.

2.1. Signification et évolution de contraintes observées

- Nous avons vu précédemment qu'une réorganisation associée à une surrection d'axe NW-SE de la marge Nord du Bassin d'Aquitaine est observée au Turonien supérieur (Platel, 1996). La répartition des dépôts continentaux sur la marge N du Bassin d'Aquitaine s'effectue selon cet axe. Choukroune (1976) avance des directions en compression selon un axe NE-SW dans les Pyrénées orientales, liées au jeu en transpression de la faille N pyrénéenne. Enfin cette direction de compression correspond à celle de la migration du front de chevauchement nord-toulonnais en Basse Provence (Philip *et al.*, 1985). Ces contraintes affectent donc une grande partie de la France, leur manifestation principale s'effectuant dans la partie orientale de l'avant-pays pyrénéen.
- Concernant l'autre direction de compression identifiée (NW-SE), elle est compatible avec les contraintes N-S à NW-SE qui ont provoqué les premiers plissements du massif du Dévoluy, (Meckell *et al.*, 1996). Dans cette zone, ce régime de contrainte est interprété par Ford (1995) comme la conséquence d'un régime en transpression, lié à la migration de l'Ibérie.
- Dans l'intervalle Coniacien supérieur-Campanien inférieur, on observe une géométrie qui semble plus cylindrique de la zone en subsidence suggérant que la direction de compression NW-SE devient dominante. Cette direction pourrait correspondre à une contrainte qui est soit de même origine que précédemment, soit assimilable à une installation de contraintes de direction alpine. Cette direction correspond à la direction de la fermeture de l'océan Valaisan. D'après Stampfli *et al.* (1998), la subduction de cette croûte océanique jeune, relativement rigide, a pu provoquer une transmission des contraintes au continent européen.

L'ensemble des contraintes qui affectent le Bassin de Paris à partir du Turonien supérieur sont de même orientation que celles qui se manifestent de façon paroxysmale dans la partie orientale de l'avant-pays pyrénéen où les déformations sont directement associées aux mouvements de l'Ibérie.

L'évolution du bassin entre le Turonien supérieur et le Campanien inférieur garde globalement les caractéristiques acquises au Turonien supérieur. Il semble donc que les conditions de contraintes qui existaient au Turonien supérieur perdurent jusqu'au Campanien inférieur. Une prédominance des contraintes NW-SE se met progressivement en place. La migration de la zone en subsidence vers le Sud-Est correspond globalement à l'évolution de ce bassin flexural.

2.2. Signification géodynamique à l'échelle de l'Europe

La mise en place du régime de compression est contemporaine de la grande réorganisation cinématique qui voit l'installation d'un régime en compression associé au cycle alpin (Olivet, 1996). Elle correspond directement au début de la remontée vers le Nord de l'Ibérie. On remarquera de plus, que la flexuration du Bassin de Paris est contemporaine du début de l'inversion des grabens situés à l'Est du Massif Londres-Brabant. Ces derniers enregistrent, en effet, leur première phase d'inversion (subhercynienne) entre la fin du Turonien et le Campanien (chapitre A.III). Ceci remet en cause le postulat couramment admis selon lequel seuls les bassins situés à l'Est du bloc Londres-Brabant subissent des contraintes significatives durant le Crétacé supérieur. Cela montre également que les contraintes intraplaques, qui provoquent les inversions de ces grabens, sont également présentes dans l'Ouest de l'Europe.

2.3. Evolution du Bassin de Paris après le Campanien inférieur.

L'évolution post-campanienne du bassin est relativement mal connue, principalement du fait de la forte érosion de ces dépôts durant le Tertiaire. Plusieurs points peuvent cependant être avancés :

- la présence de craie Maastrichtienne en discordance sur le socle cadomo-varisque dans le Cotentin, et de façon paraconforme dans le Bassin de Mons ;
- des directions d'extension NE-SW en pull-apart identifiées dans le Campanien du Bassin de Mons (Vandycke et Bergerat, 1992) .

Ces points suggèrent une moindre surrection des bordures du bassin et une possible relaxation des contraintes, compatible avec l'arrêt de l'inversion des grabens de l'Est de l'Europe au Campanien et la période de relaxation souvent identifiée au Campanien et au Maastrichtien (cf. A.III.).

La comparaison de nos cartes d'isopaques avec les cartes des isohypses de la base du Tertiaire (figure E.2) permet de discuter plus largement de l'évolution des déformations durant l'intervalle Campanien inférieur-base des dépôts tertiaires (post-Thanétiens). Elle révèle les points suivants :

- La synforme de Touraine qui est visible dans la carte des isohypses de la base du Tertiaire n'est pas mise en évidence par nos données, à l'inverse nous montrons que cette zone est en surrection relative au moins jusqu'à la partie supérieure du Santonien. La genèse de cette synforme est donc post-Santonien supérieur. Elle pourrait correspondre à la deuxième phase tectonique majeure connue, la phase laramide (Paléocène).
- Sur la carte des isohypses de la base du Tertiaire, plusieurs grands anticlinaux affectent la partie Nord-Est du Bassin de Paris. L'anticlinal du Bray est le plus prononcé et montre en outre un jeu en décrochement. Cette déformation est limitée d'après Hanot et Obert (1992) à la partie Nord de l'accident du Pays de Bray, la partie Sud ne montrant pas de déformations significatives. L'évolution de la partie Nord de l'anticlinal du Bray ne peut être commentée, d'après nos données, que jusqu'au Coniacien moyen, les dépôts postérieurs étant érodés. Nos cartes d'isopaques montrent qu'aucun jeu du Pays de Bray n'a lieu avant cette période. Les autres accidents de même orientation au nord du Pays de Bray ne montrent pas non plus de jeu significatif. Nos données ne nous permettent cependant pas d'exclure une déformation de cette zone à partir du Coniacien supérieur.
- Les cartes de l'intervalle Coniacien moyen-Coniacien supérieur et Coniacien supérieur-Campanien montrent une zone en moindre subsidence directement sous la faille de la Seine. Elle correspond à l'emplacement actuel de l'anticlinal de Beynes-Meudon. Ceci semble suggérer que cette structure débute sa formation dès le Coniacien supérieur.
- Parmi les structures majeures mises en évidence par la carte des isohypses de la base du Tertiaire, figurent les antifformes de Picardie et d'Artois-Ardenne. Nos données montrent clairement que la formation de la première débute dès le Turonien supérieur (surrection de la bordure Nord-Ouest du bassin). Nous ne disposons pas de données directement à proximité de l'anticlinal Artois-Ardenne, néanmoins les limites paléogéographiques de la FS Coniacien moyen et la forme des lignes isopaques à partir du Coniacien inférieur sont compatibles avec une surrection relative de cette zone à partir du Coniacien. Ceci est confirmé par les rares données disponibles sur cette zone, en particulier par le contrôle tectonique exercé sur la distribution de chenaux phosphatés parallèlement à cet axe tectonique (Broquet, 1973) et la mise en évidence de condensation importante d'âge Santonien supérieur-Campanien (probablement associée à ces chenaux) observée directement sur l'antiforme de l'Artois (Monciardini, 1989).
- L'existence probable des antifformes du Seuil de Bourgogne et de Picardie, à partir du Crétacé supérieur, suggère que le flambage du Bassin de Paris débute dès le Turonien supérieur.

L'ensemble de ces données montrent que les déformations actuellement observables dans le Bassin de Paris débutent dès le Crétacé supérieur, en réponse à la grande réorganisation cinématique du Turonien supérieur-Coniacien. Ces déformations sont ensuite reprises et accentuées durant les différentes phases d'évolution tertiaires.

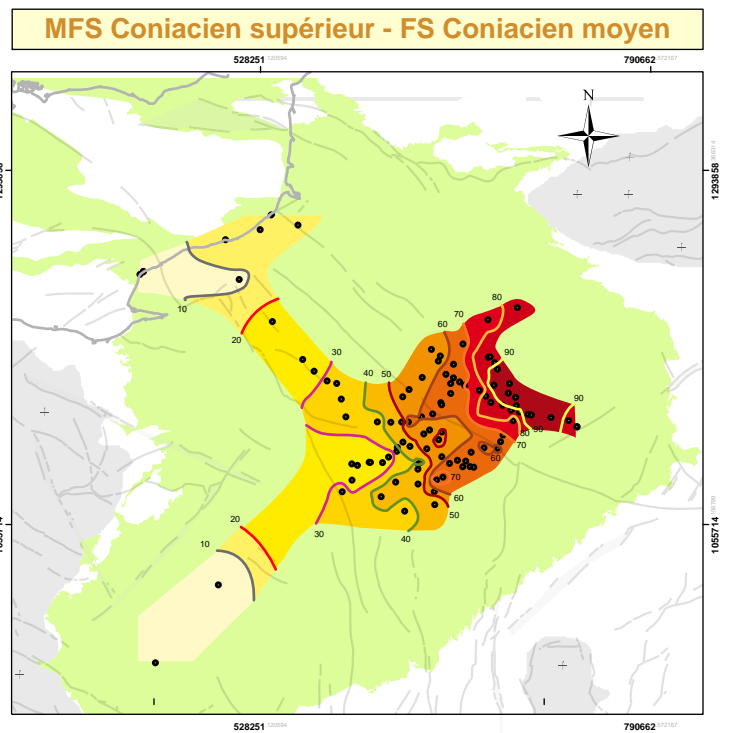
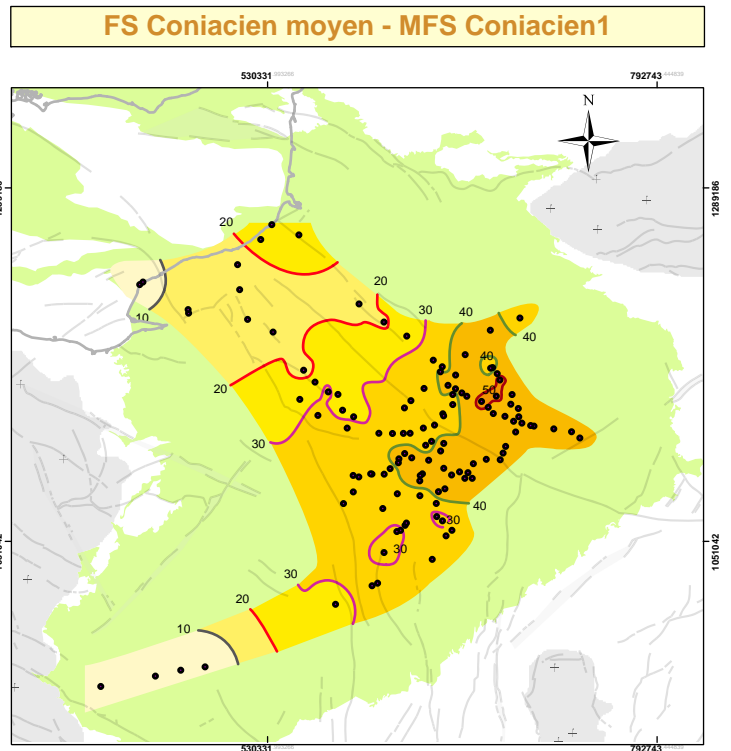
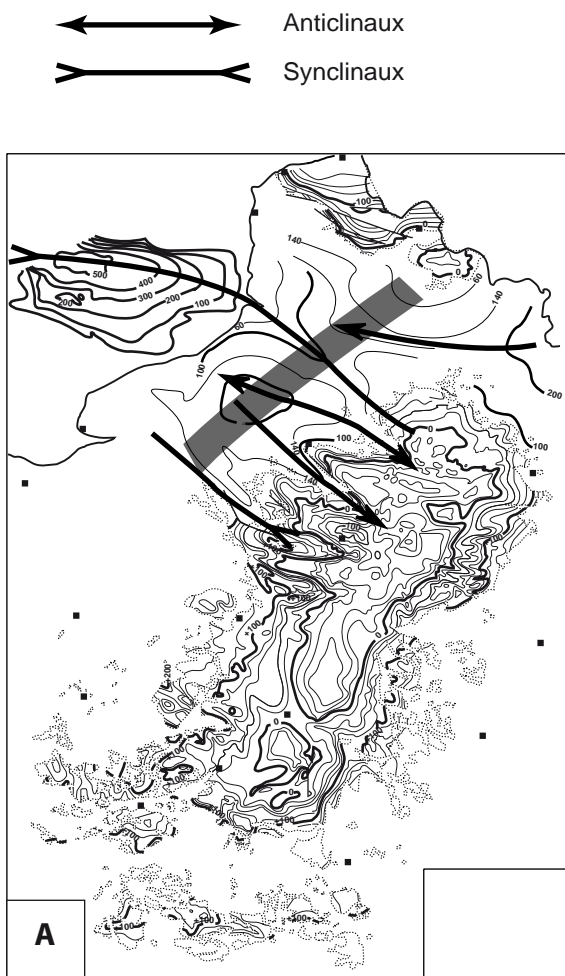


Figure E.2: Comparaison des cartes d'isopaques de l'intervalle MFS Coniacien inférieur-FS Coniacien et FS Coniacien moyen-MFS Coniacien supérieur avec la carte des isohypses de la base du Tertiaire (A) d'après Guillocheau *et al.*, 2000, montrant les déformations acquises au début du Tertiaire. Se référer au texte pour les commentaires.

II. Eustatisme

Les informations sédimentologiques, les données paléogéographiques et la compréhension de l'évolution tectonique du bassin nous permettent de discuter des variations eustatiques durant le Crétacé supérieur.

Nous avons largement détaillé (chapitre C, IV) le découpage séquentiel et les variations de niveau marin observées dans le Bassin de Paris durant le Crétacé supérieur. Nous récapitulerons rapidement les grandes tendances observées puis discuterons à partir des données de paléogéographie sur la position des maxima et minima eustatiques identifiés. Finalement, nous effectuerons une brève comparaison entre les variations de niveau marin observé et les variations eustatiques connues dans le Crétacé supérieur.

1. Grandes tendances des variations eustatiques au Crétacé supérieur

La confrontation des différents découpages séquentiels (chapitre C.IV) a permis de mettre en évidence deux grandes phases d'évolution du niveau marin dans le bassin de Paris.

- Le premier minima de profondeur observable dans toute les zones correspond à la première FS du Cénomaniens moyen (zone à Inerme-Base de zone à Rhotomagense). Cette FS est, tant d'après le levé des coupes que les données paléogéographiques, la FS majeure du Crétacé supérieur. Suit une grande tendance transgressive qui s'achève au Turonien moyen. Cette tendance est marquée en particulier par un onlap continu sur le Massif Armoricaïn qui semble quasi totalement ennoyé à partir du Turonien inférieur.
- Une chute brutale s'effectue ensuite à partir du Turonien supérieur. Nous avons laissé une imprécision sur la position de la FS majeure de cette deuxième séquence située, soit dans le Turonien supérieur, soit à la limite Coniacien inférieur-moyen. Ces deux phases de chute du niveau marin se déroulent durant une phase de compression qui provoque une flexure du bassin et une surrection relative de ces marges. Les lignes paléogéographiques sont situées environ au même niveau pour les deux FS. Elles peuvent donc être considérées comme globalement équivalentes.

L'intervalle Coniacien moyen–Campanien correspond à un approfondissement généralisé du bassin.

La MFS de cet intervalle se situe dans le Campanien inférieur. Nous avons signalé précédemment que cette MFS est la MFS majeure du Crétacé supérieur dans le Forage Craie 700. Elle n'affleure pas en Normandie et les faciès qui la représentent en Touraine sont légèrement plus proximaux que de ceux de l'autre MFS importante du Crétacé supérieur, la MFS du Turonien moyen. Sur les cartes paléogéographiques de ces MFS, la limite d'action des vagues de tempêtes se situe globalement au même niveau et ne permet pas de les hiérarchiser.

Ces deux MFS se situent durant deux périodes très différentes de l'histoire tectonique du Bassin de Paris (cf. supra). La bathymétrie importante de la MFS du Campanien inférieur observée dans Craie 700 est en partie due à la flexure qui affecte le Bassin de Paris durant cette période, la zone de Craie 700 correspondant à une zone en subsidence importante (CF.D.III). Les épaisseurs sédimentaires non décompactées supérieures sont de 30m/Ma dans l'intervalle Turonien supérieur-Campanien inférieur. Durant le Turonien moyen, cette zone est également en subsidence puisqu'elle correspond à l'une des zones de plus forte épaisseur sédimentaire du bassin (cf. D.III), les épaisseurs non décompactées sont supérieures à 25m/Ma. La subsidence est donc possiblement proche. Ceci semble montrer que la bathymétrie supérieure observée dans le Campanien inférieur correspond à un niveau marin eustatique plus élevé. En Touraine, la MFS du Turonien moyen correspond à une période de subsidence importante dans cette zone, tandis que la MFS du Campanien correspond probablement à une période de très faible subsidence. La présence de faciès proches pour les deux MFS (légèrement plus distaux pour la MFS du Turonien moyen), malgré ces différences de subsidence, suggère que le niveau marin eustatique du Campanien est supérieur à celui du Turonien moyen. Ces propositions devront cependant être confirmées par une caractérisation plus précise de l'importance de la subsidence dans les deux zones.

2. Comparaison des tendances observées avec les différentes chartes eustatiques du Crétacé supérieur

Les différentes coupes levées, en particulier celle de Craie 700, sont susceptibles, par le moyen de mesures d'accommodation, de fournir un point de calage pour quantifier les variations eustatiques du Crétacé supérieur. Pour l'heure, nous ne pouvons que comparer les tendances observées à celles reconnues par les différents auteurs.

Les grandes variations observées sont cohérentes avec celles identifiées par la plupart des auteurs. Dans notre étude comme dans toutes les chartes, l'intervalle Coniacien supérieur-Campanien correspond à une période de montée continue du niveau marin eustatique, l'intervalle Turonien supérieur-Coniacien moyen à une période de plus bas niveau marin, et le Turonien inférieur-Turonien moyen à une période de haut niveau marin. De même Sahagian *et al.* (1996), Hancock (1990) et Haq *et al.* (1988) positionnent une phase de chute durant le Cénomaniens moyen, cohérente avec nos résultats.

Dans le détail, les similitudes suivantes peuvent être notées entre l'ensemble des auteurs et nos résultats :

- une chute majeure au Turonien supérieur ;
- une chute autour de la limite Coniacien inférieur-moyen ;
- une chute située à proximité de la limite Santonien-Campanien à l'intérieur d'une grande tendance transgressive ;
- un haut niveau au Campanien, dont l'âge est situé différemment suivant les auteurs :

Les autres événements diffèrent entre les auteurs.

- La plupart d'entre eux, à l'exception de Miller *et al.* (2004), positionnent une chute importante au Cénomaniens moyen. Cependant, seul Sahagian *et al.* (1996) considère comme nous cette chute comme la plus importante du Crétacé supérieur.
- Si la tendance transgressive que nous avançons entre le Cénomaniens moyen et le Turonien inférieur-moyen est confirmée par la plupart des auteurs, tous, à l'exception de Hancock *et al.* (1993), positionnent la MFS de cet intervalle dans le Turonien inférieur, nous avons montré que dans le Bassin de Paris, la MFS majeure de cet intervalle est clairement d'âge Turonien moyen.
- L'intervalle Turonien supérieur-Coniacien moyen est diversement interprété. Seul Sahagian *et al.* (1996) figurent au Coniacien moyen une période de bas niveau équivalente à celle du Turonien supérieur, ce qui correspond avec nos résultats. La plupart des auteurs considèrent que cette chute correspond à un plus haut niveau marin que la précédente.
- Sahagian *et al.*, (1996) Hancock *et al.* (1993) et Haq *et al.*, (1988) positionnent comme nous le faisons, une chute de faible amplitude autour de la base du Santonien. Elle n'est pas identifiée par Miller *et al.*, 2004.

Aux incertitudes près, les tendances et leur hiérarchisation sont cohérentes avec les chartes eustatiques existantes, particulièrement pour l'intervalle Turonien supérieur-Campanien inférieur. La courbe avec laquelle les évolutions identifiées présentent le maximum de cohérences est celle de Sahagian *et al.* (1996). Les mesures d'accommodation et l'extraction de la subsidence à partir des informations récoltées durant cette thèse, permettront ultérieurement de quantifier les variations eustatiques dans le Bassin de Paris et de proposer une nouvelle charte eustatique du Crétacé supérieur.

III. Les géométries en ondulation de la Craie, évidences d'une circulation profonde?

Les données de subsurface ont montré l'existence de géométries associées à des courants profonds, dont la dynamique semble proche de courants de contour, dans le centre du Bassin de Paris. Ce sont des géométries en ondulation marquées par une dynamique de création-comblement de topographie qui évoquent la dynamique d'évolution et la morphologie identifiée dans les géométries de Normandie.

De plus, ces géométries se développent entre le Coniacien supérieur et le Campanien inférieur, ce qui correspond à la distribution stratigraphique des géométries en ondulation identifiées à l'affleurement.

Enfin, l'existence de contourites dans la Craie a récemment été mise en évidence dans les dépôts de la Mer du Nord, Lykke-andersen et Surlyk (2004), Esmerode *et al.*, 2007, Surlyk et Lykke-andersen (2007) sur la base de profils sismiques tirés au large du Danemark. Ces dépôts ont une distribution stratigraphique comparable à ceux du Bassin de Paris, deux épisodes de sédimentation contouritiques étant observés dans un intervalle Santonien-Campanien supérieur, globalement contemporain à l'intervalle stratigraphique dans lequel nous observons les géométries du Bassin de Paris, et un intervalle Maastrichtien (Esmerode *et al.*, 2007).

Ces points nous amènent à nous poser la question de l'existence d'une sédimentation liée à des courants de type courant de contour en Europe du Nord à partir du Santonien.

Nous n'avons préliminairement pas conclu sur les processus hydrodynamiques à l'origine des géométries en ondulation visibles à l'affleurement, cette hypothèse nous amène à revenir sur l'interprétation de ces corps sédimentaires en nous demandant si leur caractéristique sont compatibles avec une origine liée à des courants proches de courants de contour (nous utiliserons ce qualificatif car aucune séquence de type contourite n'a été observée à l'affleurement, rejetant ainsi l'attribution stricte à une dynamique de courants de contour).

1. Signification des géométries de Haute-Normandie

Les géométries de Haute Normandie sont assimilables, pour plusieurs d'entre elles, à des mégarides géantes (cf. chapitre D.I). L'action prépondérante des courants dans la construction de ces géométries permet d'écarter, comme Quine et Bosence (1991) l'avait montré, une origine biogénique.

En Haute-Normandie, ces géométries sont présentes depuis des bathymétries relativement faibles (70 à 100m voire moins) jusqu'à des bathymétries supérieures à 100m. Au delà de 100m, les tempêtes sont très peu érosives. Une telle dynamique est donc peu probable pour expliquer la formation des géométries les plus profondes dans lesquelles une dynamique érosive, si elle est faible, persiste. La présence des géométries proches dans le centre du bassin suggère que des courants sont actifs jusque dans l'offshore inférieur ce qui écarte une origine liée à des tempêtes.

Les courants, autre que tempêtes, susceptibles d'être actifs à partir de 70m de profondeur sont principalement les courants tidaux, les courants géostrophiques (Walker, 1984) et possiblement de courants de turbidité peu profonds. Néanmoins, ces deux derniers processus sont généralement cantonnés à des profondeurs plus importantes.

Ces trois types de courants unidirectionnels sont susceptibles de former des structures asymétriques de type mégarides géantes telles que celles identifiées. La géométrie proche des sediments waves mise en évidence est en effet couramment associée soit à des courants de turbidité soit à des courants géostrophiques. Nous comparerons tout d'abord ces deux hypothèses :

- Nous avons montré dans l'étude des géométries de Normandie (cf. chapitre D,I) qu'elles sont des structures asymétriques dont l'orientation prédominante est SW-NE à WSW-ENE. Les crêtes de ces dunes géantes sont donc orientées NE-SW à NNE-SSW. L'étude détaillée de la Normandie ainsi que les cartes d'isopaques (chapitres C,I et D,III) suggèrent que la pente de la marge est, dans cette zone orientée, selon un axe E-W à ESE-WNW. Les crêtes de ces dunes géantes sont donc orientées perpendiculairement à légèrement obliquement par rapport à la pente. L'une des différences majeures (Wynn et Stow, 2002) entre les sediments waves d'origine turbiditique et

celles d'origine contouritique est le fait que les crêtes des premières sont orientées parallèlement à la pente tandis que les secondes sont orientées de façon perpendiculaire à oblique par rapport à la pente. Si l'on considère ces géométries comme des sediment waves, une origine turbiditique peut donc être écartée. De plus, aucun faciès turbiditique (granoclassement, debris flow...) ormis des faciès de destabilisation de pente locale n'a été identifié dans ces géométries. Au contraire, peu de faciès évoquent une sédimentation rapide. Enfin, la granulométrie et la texture moyenne observés, si ils évoquent des courants actifs pendant toute la période de formation de ces géométries, plaident pour des courants transportant peu de matériel grossier et donc avec des vitesses relativement faible. Ces observations semblent démontrer l'action de courants de fond proche de courants de contour.

La discrimination entre courants tidaux et courant de fond type courant de contour est relativement plus difficile :

- La première génération de géométries dans le panorama d'Etretat est caractérisée par des dépôts grossiers et des évidences de courants dans deux sens opposés, qui pourraient évoquer une dynamique tidale.
- Cette origine est néanmoins moins probable pour les géométries postérieures. Leur dimensions sont en effet très importantes. Les amplitudes des géométries atteignent 80m, les longueurs d'onde dépassent 500m et atteignent pour certaines géométries plusieurs kilomètres. Pour ces dernières, une origine contouritique semble l'hypothèse la plus raisonnable. Ces amplitudes sont couramment observées en géologie marine pour ce type de géométrie, les amplitudes atteignant jusqu'à 150m et les longueurs d'onde jusqu'à 10km (Wynn et Stow, 2002). De plus, la première géométrie d'Etretat qui suggère une origine tidale possible, n'a pas d'équivalent stratigraphique dans le reste du bassin, à l'inverse des géométries postérieures, ce qui suggère un contexte de formation différent.

Une origine associée à des courants de fond, proche de contour est de plus la plus probable pour expliquer nos observations selon lesquelles ces géométries sont formées de façon progressive, sous l'action d'un courant actif durant la majorité de leur construction, ce qui correspond à des durées égales ou supérieures à 500.000 ans. Si cet argument va plus dans le sens de courants profonds, il tend à infirmer le rapprochement avec des sediment waves. En effet la durée de formation des géométries de la Craie semblent largement supérieure (possiblement de plusieurs ordres de grandeur) à celle des sediment waves. Si la convergence de forme observée évoque possiblement des dynamiques proches. Les géométries de la Craie ne peuvent être strictement à des sediment waves.

Enfin, une dynamique sédimentaire associée à des courants géostrophiques peu profonds, aux alentours de 100m de profondeur, avait déjà été avancée par Jarvis (1980,1992) qui expliquait ainsi la formation des chenaux de craie phosphatée de Picardie. Celui-ci avance en effet une dynamique d'upwelling qui provoque à la fois la formation des chenaux et la mise en place d'une sédimentation phosphatée.

Le principal problème qui se pose dans l'interprétation de ces géométries comme la conséquence de courant profonds de type courant de contour, est la bathymétrie à laquelle elles sont rencontrées. En effet, les contourites sont généralement considérées comme des dépôts formés au delà de 300m de profondeur qui est la bathymétrie supérieure au delà de laquelle les courants de contour sont considérés comme peu actifs. Cependant, plusieurs exemples de géométries formées sous l'action de courants géostrophiques, sont signalées dans la littérature. Ces géométries s'observent entre 50m et 300m de profondeur (Viana *et al.*,1999).

De plus, la paléocéanographie du Crétacé supérieur était probablement relativement originale par rapport à l'actuel et au Tertiaire, et pourrait expliquer l'existence de tels courants à des profondeurs relativement faibles. En effet, le relief de la Terre était alors relativement faible. De plus, le haut niveau marin eustatique du Crétacé supérieur provoque un ennoiment généralisé de la majorité des zones continentales. La circulation océanique se rencontre actuellement au-delà de la rupture de pente, qui forme un front séparant le domaine de plate-forme et le domaine océanique. Hay (1995) considère que le haut niveau eustatique du Crétacé supérieur (auquel on peut rajouter le faible relief du Crétacé supérieur) a pu avoir comme conséquence un ennoiment des zones continentales si important que ces fronts sont devenus inactifs et que des conditions océaniques ont pu s'installer sur la plate-forme. C'est d'après cet auteur, une explication de la présence de la Craie, riche en organismes pélagiques sur des domaines de plate-forme.

Cette inactivité probable des fronts pourrait expliquer la présence dans la Craie du Bassin de Paris, de courants profonds à des bathymétries relativement faibles. On remarquera d'ailleurs que la mise en place des géométries dans tout le bassin, à partir de la fin du Coniacien, correspond à une phase d'approfondissement généralisée du Bassin de Paris (C).

2. Evidences d'une mise en place d'une circulation océanique dans l'Europe du Nord à partir du Santonien

Dans le Bassin de Paris, la sédimentation associée à des courants proche de courants de contour débute clairement à partir de la partie supérieure du Coniacien, voire au début du Santonien. La mise en évidence par Jarvis (1980, 1992) d'une dynamique d'upwelling associée à la formation des chenaux phosphatés de Picardie dans des niveaux stratigraphiques équivalents, va également dans le sens d'une circulation océanique dans la Craie. Des chenaux interprétés de la même façon sont également présents dans le Sud-Est de l'Angleterre (Jarvis, 1992).

De même, la sédimentation contouritique mise en évidence dans la Craie de la Mer du Nord, se déroule selon deux épisodes principaux que sont le Santonien-Campanien supérieur et le Maastrichtien (Esmerolde *et al.*, 2007).

Les données sismiques disponibles en Angleterre (Evans *et al.*, 2003) montrent des géométries comparables à celles de Normandie dans les environs de Bournemouth. Ces géométries sont, dans ce cas interprétées comme l'action combinée de la tectonique et d'une circulation profonde. Elles sont présentes à partir de la formation Seaford Chalk (Coniacien moyen-Santonien supérieur) donc contemporaine des autres géométries observées.

L'existence d'une sédimentation de type chenaux phosphatés dans le Bassin de Mons au Maastrichtien (Jarvis, 1992) suggère l'existence d'upwelling et de circulation océanique, contemporain de la deuxième phase de sédimentation contouritique en Mer du Nord.

Cette liste semble pour l'instant exhaustive. Néanmoins, ces géométries de la Craie ne sont signalées en sismique que depuis quelques années, ce qui laisse penser que leur présence dans la Craie est encore largement sous-estimée, ainsi que notre étude du Bassin de Paris le suggère.

L'ensemble de ces points suggère qu'une circulation océanique pourrait avoir affecté l'Europe du Nord à partir du Santonien. Celle-ci est localement associée à une dynamique d'upwelling. Cet upwelling est particulièrement observé en association avec les accidents principaux du massif Londres-Brabant. L'existence d'un upwelling dans cette zone et selon un axe préférentiel suggère la combinaison d'un régime de vent permettant l'installation d'une dynamique d'upwelling et l'existence d'un haut topographique dans cette zone. Celui-ci pourrait être associé à une surrection relative de cette bordure du Bassin de Paris, à travers un rejeu des failles de l'Artois, dont nous avons montré l'existence probable dès le Coniacien.

D'autres exemples d'une dynamique d'upwelling sont avancés en Europe de l'Ouest, dans le Nord de l'Irlande dans les dépôts Coniacien-Santonien (Marshall-Neill et Ruffel, 2004).

Il semble donc raisonnable de considérer qu'une circulation océanique importante a affecté le Nord de l'Europe à partir du Santonien et qu'elle est associée localement à l'existence d'une dynamique d'upwelling sur les hauts topographiques.

3. Implications d'une dynamique d'upwelling sur la sédimentation et la répartition de la Craie.

D'autres évidences de dépôts phosphatés associés à un dépôt de sédiment crayeux, existent à la même période dans le sud de la Téthys, en Israël (Almmogi-Luban *et al.*, 1993), Jordanie (Pufahl, 2005) et en Egypte. Une dynamique d'upwelling est avancée pour la genèse des dépôts phosphatés. Ceci nous amène à stipuler qu'un lien pourrait exister entre le dépôt de la Craie et un contexte d'upwelling.

Pour tester cette relation, nous avons compilé une carte de la répartition de la Craie au Crétacé supérieur en considérant principalement les dépôts crayeux situés dans un domaine épicontinental. Cette position étant considérée comme caractéristique de la situation particulière de la Craie au Crétacé supérieur. Cette carte (figure 3) est compilée à partir de multiples sources disponibles dans la littérature et à partir de la synthèse effectuée précédemment par Mortimore (1990). Les principales zones de répartition de la Craie au Crétacé supérieur sont :

- le Bassin du Western Interior,
- la bordure Sud de l'Eurasie depuis l'Irlande jusqu'au Kazakstan,

- une zone située entre la Tunisie et Israël dont les limites sont peu contraintes par les informations bibliographiques dont nous disposons,
- enfin, la côte Ouest de l'Australie.

Cette répartition montre en première analyse une répartition latitudinale de la Craie, absente dans les zones équatoriales.

Pour tester notre hypothèse, cette carte est ensuite comparée avec les cartes de prédiction des upwellings par simulation numériques tirées de la littérature (Parrish et Curtis , 1982 ; Scotese et Summerhayes, 1986 et Price *et al.*, 1995). Ces trois simulations sont basées soit sur des modèles de circulation atmosphérique différents, soit sur des répartitions des masses continentales et des reliefs différentes. Ceci permet de contraindre de façon satisfaisante les zones potentiellement affectées par un upwelling.

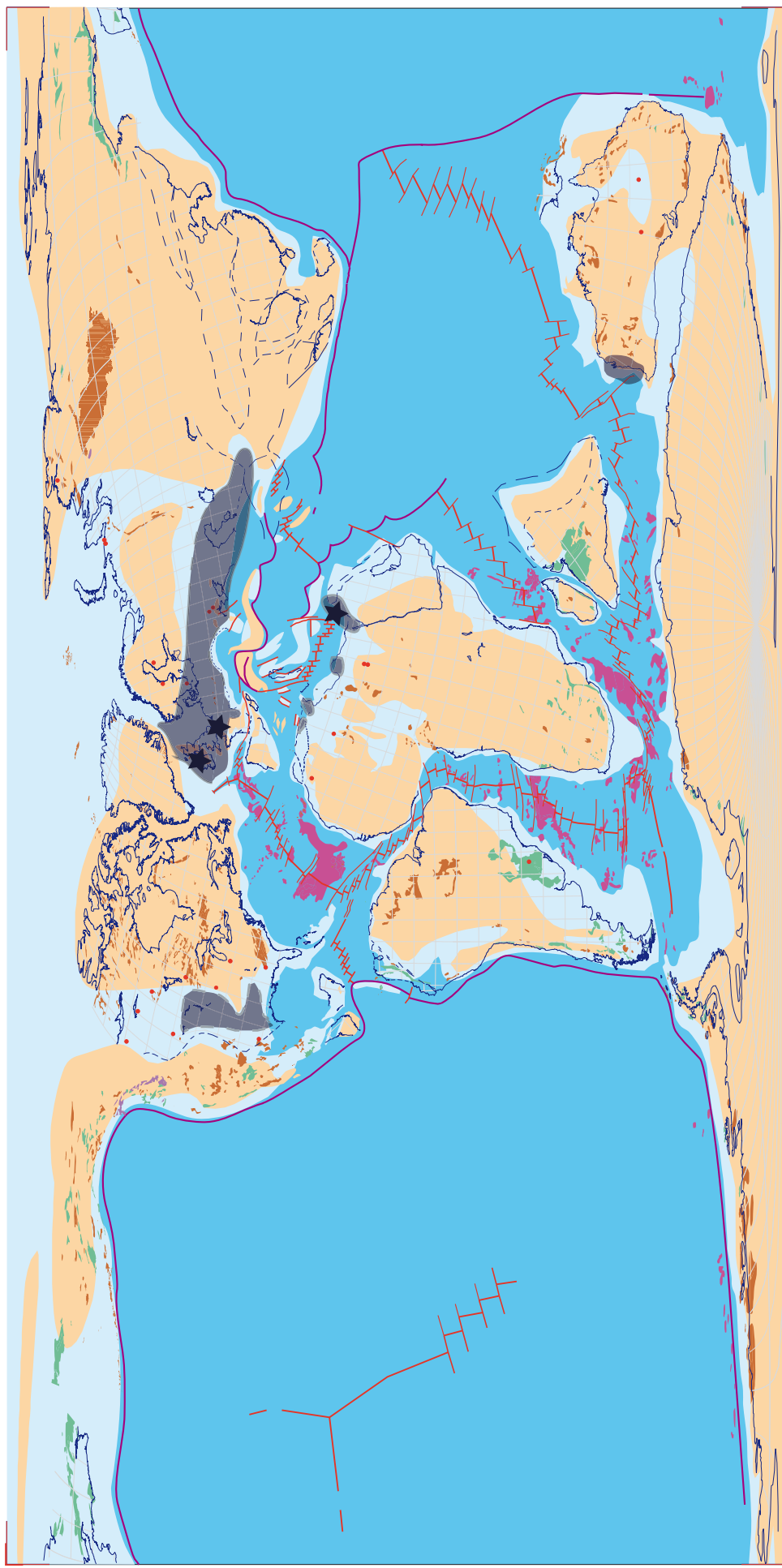
Dans un premier temps, nous discuterons des zones où une coïncidence apparaît entre les cartes de prédiction d'upwelling et de répartition de la Craie, en excluant les zones équatoriales où d'autres contraintes pourraient expliquer l'absence de la Craie.

Les trois auteurs ont proposés des cartes de prédictions pour le Cénomanién. Ils prédisent tous un upwelling, au moins saisonnier, sur le Nord Ouest de l'Australie, la bordure Sud de l'Eurasie. De plus, Price *et al.*, (1995) et Scotese et Summerhayes (1986) prédisent tous deux, un upwelling dans le bassin du Western Interior ainsi que dans le Nord ouest de l'Afrique et le Nord de l'Arabie. La confrontation des cartes de prédiction de Price *et al.*, (1995) avec celle de la répartition de la Craie sur les domaines épicontinentaux (figure 4) montre une adéquation frappante. A l'exclusion des zones équatoriales où la Craie est absente, la majorité des zones où existe la Craie correspondent à des zones où un upwelling est prédit. Parmi les zones de moyenne et haute latitude où un upwelling est prédit, seul l'Est de l'Asie et l'Est de l'Amérique du Nord ne semblent présenter de Craie.

L'Est de l'Asie correspond cependant à une zone de subduction aussi la préservation des sédiments n'est pas assurée et les conditions de sédimentation sont relativement différentes de celle des autres zones.

Pour l'Est de l'Amérique du Nord, aucune explication n'est formulée pour expliquer l'absence de Craie. Si ces deux zones ne vérifient pas notre hypothèse, la coïncidence observées dans les quatre grandes zones géographique que sont la Bordure Sud de l'Eurasie, le Bassin du western interior, le nord de l'Arabie et l'Est de l'Australie tend à prouver l'association Craie-dynamique d'upwelling.

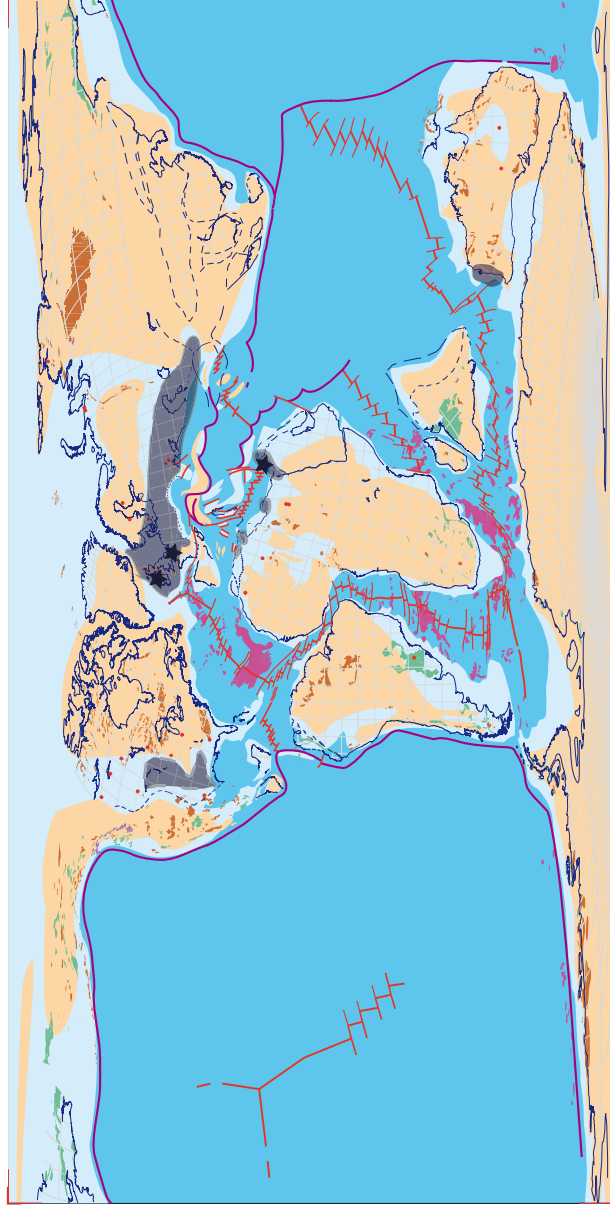
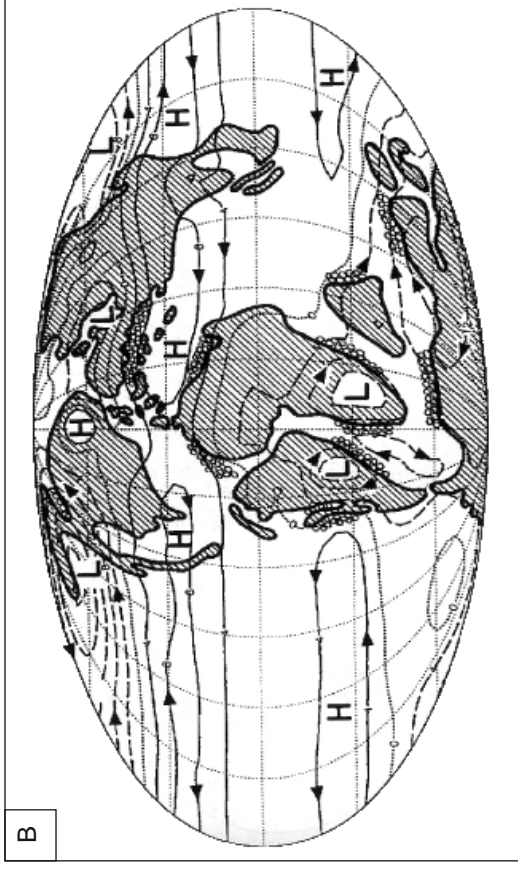
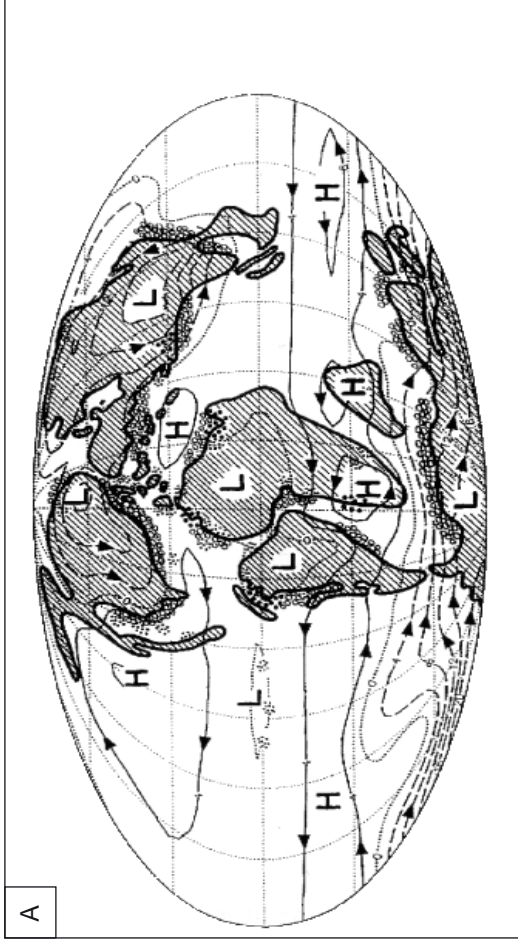
Cette répartition est secondairement contrôlée par un gradient latitudinal, la Craie étant limitée à des zones de mer tempérées et absente dans les mers plus chaudes autour de l'Equateur. Cette répartition suggère un contrôle climatique supplémentaire (température probablement) sur la distribution de la Craie.



★ Evidences d'upwelling contemporain de la sédimentation de la Craie (phosphates).

■ Craie d'âge Crétacé supérieur déposée dans des domaines de plate-forme.

Figure E.3: Carte de répartition de la Craie au Crétacé supérieur et évidences d'upwelling associées. Les contours de la Craie sont approximatifs. Fond d'après "Le visage changeant de la Terre" (2003).



- ★ Evidences d'upwelling contemporain de la sédimentation de la Craie (phosphates).
- Craie d'âge Crétacé supérieur déposée dans des domaines de plate-forme.

Figure E.4: Carte de répartition de la Craie au Crétacé supérieur et confrontation avec les prédictions d'upwelling au Cénomannien, proposées d'après les simulations (d'après Price et al., 1995).

A: Prédiction des upwelling durant l'été de l'hémisphère Nord.

B: Prédiction des upwelling durant l'hiver de l'hémisphère Nord

Cette hypothèse pourrait expliquer la forte abondance de la Craie au cours du Crétacé supérieur, la dynamique d'upwelling apportant des nutriments qui permettent aux nanoplanctons calcaires de se développer en grand nombre. La Craie est cependant fréquemment considérée comme un sédiment déposé dans un milieu oligotrophe. La présence d'une sédimentation phosphatée en Picardie et en Israël, ainsi que la teneur importante en matière organique observée dans le bassin du Western Interior, vont cependant à l'encontre de ce paradigme.

Si les nanoplanctons calcaires sont actuellement souvent rencontrés dans les zones oligotrophes, on remarquera tout d'abord que de nombreux blooms saisonniers associés à une fertilisation par la décharge des rivières et qu'un minimum de nutriment était nécessaire à la prolifération des coccolithes. Cet apport de nutriments peut être effectué soit via un apport continental soit par un apport par un système d'upwelling. Or, dans le cas du Crétacé supérieur d'Europe du Nord, les terres émergées étaient très rares et donc le ruissellement insuffisant pour apporter les nutriments. La plupart de ces espèces n'existaient pas durant le Crétacé supérieur. Burnett *et al.* (2000) considèrent que la sensibilité des taxons crétacés aux nutriments reste en général mal connu. Erba (2004) avance qu'une très forte teneur en nutriments et particulièrement en phosphates peut avoir un effet négatif sur le nombre d'espèces mais pas obligatoirement sur la production de ces espèces.

Plusieurs évidences d'une augmentation de l'abondance de certaines espèces de nanoplancton en relation avec une dynamique d'upwelling, sont avancées dans la littérature (Roth et Bowdler, 1981). Dans l'exemple de l'Israël au Crétacé supérieur, Eshet et Almodi-levin (1994) ont de plus montré que si la diversité des espèces de nanofossiles était plus faible lors de phases de forte productivité, les espèces de nanoplancton réagissent différemment à la dynamique d'upwelling. Certaines espèces montrant une chute de leur abondance durant les phases de production importante. À l'inverse, d'autres espèces montrent une augmentation de leur abondance lors des phases de productivité maximale.

Dans l'actuel, plusieurs études (De Bernardi *et al.*, 2005) montrent que la production de coccolithes est peu abondante durant les périodes de très fort upwelling, où la production est principalement marquée par d'autres organismes tels que les radiolaires. En revanche leur production est supérieure à la production habituelle durant les phases où l'upwelling est modéré comme, par exemple, à la fin d'un upwelling saisonnier.

Jarvis (1992) sur la base de la faible teneur en matière organique et en silice des craies phosphatées, avance que l'upwelling associé à la formation de ces craies est un upwelling à faible productivité. Cet upwelling à faible productivité se corrèle relativement bien avec l'observation dans l'actuel de l'augmentation des coccolithes durant les périodes de moindre activité de la dynamique d'upwelling. Il semble cependant difficile de reconstituer la dynamique de l'upwelling crétacé de manière suffisamment précise pour pouvoir la comparer avec des dynamiques d'upwelling actuelles, elles-mêmes montrant une variabilité importante.

La connaissance de la paléocéanographie du Crétacé va cependant dans le sens de dynamiques d'upwellings provoquant de relativement faible quantité de nutriments par rapport à plusieurs des upwellings actuels. En effet, il est admis par plusieurs auteurs, (Barron, 1982 ; Hay, 1995) que la paléocéanographie du Crétacé supérieur étant radicalement différente de celle de l'actuel. D'après Hay (1995), les contrastes de température entre les eaux intermédiaires et les eaux de surface était probablement inférieur à celui qui est observé actuellement. L'upwelling de ces eaux intermédiaires était donc plus facile qu'à présent. Cependant, ceci implique des temps de résidence plus faible et donc des eaux moins chargées en nutriments. Ceci pourrait expliquer la relativement faible productivité mise en évidence par Jarvis.

Les influences de cette dynamique d'upwelling en Europe du Nord, ailleurs que dans la Craie phosphatée semblent rares. Ces craies montrent une teneur relativement faible en matière organique. Cependant, on observera que les dépôts correspondant au début de la dynamique d'upwelling avancée ici, sont caractérisés dans le bassin anglo-parisien par un changement de sédimentation important avec le passage à la formation Seaford Chalk. Ce changement de sédimentation important est principalement caractérisé par des silex volumineux beaucoup plus abondants que dans les formations sous-jacentes. Ils suggèrent une présence de silice en solution particulièrement élevée. Or cette formation correspond globalement comme nous l'avons montré précédemment au début d'une grande tendance transgressive sur un domaine quasi entièrement ennoyé. Une augmentation de l'apport de silice depuis le continent peut être écartée. À l'inverse, les silex sont souvent rencontrés en abondance en association avec des zones d'upwelling, ce qui tend à confirmer notre hypothèse. D'après les données de la littérature, des organismes siliceux correspondant à une

forte productivité biologique, n'ont pas été identifiés dans ces silex, et l'origine de ces silex reste mal connue. Néanmoins, les premiers travaux portant sur les foraminifères préservés dans les silex du Santonien montrent un contexte à productivité élevée (Bourdillon comm.pers., travail en cours). Les résultats de ces travaux seront d'un grand intérêt pour la compréhension de la production de la Craie et changeront probablement les idées couramment reçues sur la faible production biologique associée au dépôt de la Craie. En outre, les premiers résultats semblent compatibles avec l'existence d'une dynamique d'upwelling dans la Craie du Bassin de Paris au Santonien.

Il semble donc bien possible de conclure que la Craie du Nord de l'Europe s'est déposée, au moins à partir du Santonien, sous l'influence d'une dynamique d'upwelling, associée à une circulation profonde intense.

Ceci nous amène à proposer que la Craie est un dépôt correspondant à un niveau trophique relativement élevé, et non un sédiment oligotrophe comme il est couramment considéré. De plus, la coïncidence de la distribution de la Craie mondiale et des zones de prédiction d'upwelling suggère que cette dynamique pourrait être un paramètre de contrôle prédominant sur la présence de ce sédiment particulier.

Deux hypothèses principales sont avancées jusqu'à présent pour expliquer la présence de cette sédimentation pendant le Crétacé supérieur :

- Une absence des effets de seuils des ruptures de pente continentales, due au haut niveau Crétacé, permettant l'installation de conditions pélagiques dans des zones épicontinentales (Hay, 1995). Cette hypothèse va dans le sens de notre interprétation et est même confirmée par notre observation d'une circulation profonde active durant le dépôt de la Craie.
- Une chimie des eaux particulière : Stanley *et al.* (2005) ont montré en effet que le rapport Mg/Ca était un paramètre prédominant sur la calcification des coccolithophores. Dans leurs études précédentes (Stanley et Hardie, 1998, 1999), ils avaient montré en outre, que le rapport Mg/Ca des eaux du Crétacé supérieur était significativement plus bas que celui de l'actuel et avaient proposé que la pullulation des coccolithes, organismes sécrétant de la calcite faiblement magnésienne, était liée à la faible teneur en magnésium qui caractérise le Crétacé supérieur.
 - A partir de cultures de ces algues, ils ont montré que lorsque le rapport Mg/Ca est rétabli à la concentration mesurée pour le Crétacé supérieur, la vitesse de reproduction des coccolithophores et la quantité de production de coccolithes augmente du double voire du quadruple, ceci pour la majorité des coccolithophores, y compris celles qui sont actuellement oligotrophes. En conséquence, Stanley *et al.* (2005) proposent que la forte abondance de coccolithes durant le Crétacé supérieur est liée à une faible teneur en magnésium de l'océan. De plus, ils avancent que l'augmentation du rapport Mg/Ca dans les eaux actuelles a eu une influence négative sur la calcification des coccolithes et empêchent certaines d'entre elles de répondre à la fertilisation par les nutriments.
 - Cette hypothèse est compatible avec la nôtre. De plus, notre hypothèse complète leur étude qui montre uniquement la possibilité de générer de grandes quantités de coccolithes mais sans expliquer la distribution particulière de la Craie. D'après Stanley *et al.* (2005), la chimie des eaux du Crétacé supérieur permettait aux coccolithophores de répondre plus facilement à la fertilisation qu'actuellement. Il est possible d'envisager que la disponibilité des nutriments sera alors le facteur limitant de la production de coccolithes. Dans ce cas, la très forte production de coccolithes observée dans certaines régions du globe est rendue possible par la présence d'une dynamique d'upwelling qui permet de fournir ces nutriments.

Notre hypothèse d'une association de la sédimentation de la Craie avec une dynamique d'upwelling, est donc en accord et vient compléter les hypothèses précédemment formulées pour expliquer la présence de la Craie dans des zones épicontinentales. Le haut niveau marin eustatique de cette période provoque une absence d'effet de seuil et permet l'installation d'une circulation profonde en Europe du Nord, qui peut remonter lorsque les directions de vent et la topographie le permettent. Enfin, la faible teneur en Mg des eaux océaniques du Crétacé supérieur provoque une augmentation de la capacité des coccolithophores à sécréter de la calcite et à répondre à une fertilisation. Cette fertilisation est permise par une arrivée de nutriments abondants due à la dynamique d'upwelling. Les deux premiers paramètres rendent possible la génération de la craie, la dynamique d'upwelling avancée explique la répartition observée de ce sédiment.

***Conclusions
et perspectives***

Conclusions

L'objectif de cette étude était d'appliquer une approche de sédimentologie de faciès et de stratigraphie séquentielle à la Craie du Bassin de Paris. Celle-ci permet d'appréhender l'un des sédiments les plus originaux de l'histoire de la Terre et l'un des plus mal compris.

Nous nous sommes basés sur des études de terrain, de forages et de données de subsurface pour contraindre la géométrie 3D et la paléogéographie du Bassin de Paris au Crétacé supérieur.

Cette reconstitution a de nombreuses implications tant fondamentales qu'industrielles puisqu'elle permet :

- de mieux comprendre le contexte eustatique et géodynamique de l'Europe du Nord-Ouest durant la période charnière qu'est le Crétacé supérieur ;
- de contraindre la géométrie et les variations lithologiques de l'aquifère qu'est la Craie du Bassin de Paris.

Les résultats principaux de cette thèse sont :

- une étude de sédimentologie de faciès de la Craie qui permet d'identifier la variabilité des faciès et des processus hydronamiques qui gouvernent ces dépôts . Elle débouche sur la proposition d'un modèle de faciès de la Craie du Bassin de Paris, qui permet d'appliquer une démarche de stratigraphie séquentielle à l'étude de ce bassin.
- la reconstitution précise de la géométrie 3D et de la paléogéographie du Bassin de Paris à partir de corrélations de données d'affleurement et de subsurface par les méthodes de la stratigraphie séquentielle. Elle met en évidence plusieurs ordres de séquences d'évolution durant le Crétacé supérieur, et permet de contraindre les principales évolutions du Bassin de Paris et leur signification en termes d'eustatisme et de tectonique.
- la mise en évidence de géométries en ondulations, omniprésentes dans la Craie, et leur interprétation en termes de paléocéanographie.

Sédimentologie de la Craie et modèle de faciès

Ce travail a montré la variabilité des environnements de dépôts associés à la Craie depuis des faciès très proximaux de shoreface jusqu'à des faciès profonds situés sous la limite d'action des vagues de tempêtes, à travers l'étude de trois zones paléogéographiques du Bassin de Paris : la Touraine (plate-forme proximale), la Normandie (domaine intermédiaire) et le centre du Bassin de Paris (plate-forme distale à bassin).

- Ce modèle se base sur la compréhension des faciès sédimentaires de la Craie, à travers l'étude des différentes caractéristiques de ces faciès (figures sédimentaires, concentration de bioclastes, microfaciès), mais aussi des surfaces d'arrêt de sédimentation.
- Ces travaux débouchent sur la proposition d'un modèle de faciès basé sur l'expression des vagues de tempêtes et testé par des données paléoécologiques. Ce modèle et sa traduction en termes d'électrofaciès permettent d'effectuer des corrélations par la méthode du « stacking pattern » et de contraindre avec précision la paléogéographie du Bassin de Paris au Crétacé supérieur.

Mise en évidence des cycles d'évolution de la Craie du Bassin de Paris

Les trois zones d'études principales ont fait l'objet d'un découpage séquentiel et d'une reconstitution de la géométrie des dépôts qui permet de proposer pour chacune de ces zones un découpage séquentiel basé sur des arguments faciologiques et géométriques. Ces trois découpages confrontés permettent d'identifier trois ordres principaux de séquences :

- des séquences d'ordre supérieur (0,5-2 Ma) ;
- des séquences d'ordre intermédiaire (0,8 Ma-5 Ma) ;
- des séquences de longue durée (5 Ma et plus) qui correspondent aux phases principales de l'évolution du bassin, et sont associées aux principaux événements géodynamiques du Crétacé supérieur.

Paléogéographie et géométrie 3D de la Craie du Bassin de Paris, signification en termes de géodynamique et d'eustatisme

Les corrélations détaillées à l'échelle du Bassin de Paris et la synthèse des données d'affleurement et de subsurface nous ont permis de reconstituer l'évolution de la géométrie 3D et de la paléogéographie du

Bassin de Paris au Crétacé supérieur par l'intermédiaire de treize cartes successives. Ceci permet de documenter avec précision l'évolution du Bassin de Paris durant le Crétacé supérieur et de discuter de sa signification géodynamique et eustatique.

Les phases principales d'évolution du bassin se répartissent sur deux périodes principales qui sont les intervalles Albien supérieur-Turonien moyen et Turonien supérieur-Campanien inférieur. Elles correspondent aux principales évolutions géodynamiques de l'Europe.

Le premier intervalle correspond à la continuité des conditions existantes durant le Crétacé inférieur. Il est marqué par un régime de subsidence orienté globalement NW-SE, associé à de faibles rejeux des failles de socle présentant cette orientation. La zone sud-ouest enregistre la fin de la surrection du Massif Armoricain qui correspondait à l'épaulement de rift du Golfe de Gascogne, et l'aplanissement progressif de ce relief entre le Cénomaniens moyen et le Turonien inférieur. Cet aplanissement est la conséquence de l'influence couplée d'une transgression importante et d'une subsidence généralisée de cette zone qui est liée à l'histoire post-rift de Gascogne.

Le second intervalle correspond à une réorganisation majeure du bassin, et correspond à une flexuration à grande longueur d'onde sous l'effet de contraintes en compression orientées NW-SE et NE-SW. Cette modification du régime de contraintes est corrélable avec une réorganisation cinématique majeure au cours du Crétacé supérieur, montrant le passage d'un régime de contraintes (faibles) proche d'une direction E-W en relation avec l'ouverture du Golfe de Gascogne et plus généralement de l'Atlantique Nord, à un régime en compression globalement N-S que nous interprétons comme la mise en place du cycle alpin. Nos données montrent que cette réorganisation cinématique, bien documentée en Europe de l'Est par de nombreuses inversions de grabens, mais jusqu'à présent négligée à l'ouest du Massif Londres-Brabant, affecte bien l'Europe de l'Ouest.

Nos données nous permettent également de discuter de l'évolution eustatique au Crétacé supérieur :

- Les grandes tendances observées sont en accord avec celles couramment avancées par les auteurs.
- Trois phases majeures de chute du niveau marin sont identifiées (base du Cénomaniens moyen, Turonien supérieur, limite Coniacien inférieur-Coniacien moyen). La phase de chute principale semble correspondre au Cénomaniens moyen, les deux autres étant probablement amplifiées par la faible subsidence sur les marges du bassin, en réponse à la flexuration.
- Deux maxima eustatiques sont identifiés (Turonien moyen-Campanien inférieur). Ces deux hauts niveaux marins sont associés à des contextes tectoniques très différents, et il est difficile de conclure avec certitude quant à la position du maximum eustatique du Crétacé supérieur. Néanmoins, nous suggérons que celui-ci pourrait se situer, à l'encontre de ce qui est traditionnellement proposé (Haq *et al.*, 1988), dans le Campanien.

Géométries en ondulations de la Craie, implications sur la paléocéanographie et signification de la Craie

Nous avons mis en évidence l'omniprésence de ces géométries dans la Craie du Bassin de Paris à partir du Coniacien moyen-supérieur. Dans la continuité des travaux de Quine et Bosence (1991), nous avons pu montrer qu'il s'agit de structures érosives mises en place par des courants profonds, et que la construction de ces géométries s'inscrit dans un cadre séquentiel (régression-création de topographie positive, transgression-comblement). La synthèse des données du Bassin de Paris nous permet de montrer que ces géométries sont l'expression d'une circulation océanique particulièrement active. La compilation des travaux sur ces géométries suggère qu'une circulation océanique importante se met en place à partir du Coniacien dans l'ensemble de l'Europe de l'Ouest et est accompagnée d'une dynamique d'upwelling.

Ceci nous amène après confrontation des cartes de répartition de la Craie avec des cartes de prédiction d'upwelling, à proposer l'existence d'une relation directe entre la répartition mondiale de la Craie et la présence de dynamique d'upwelling.

Cette hypothèse complète celles précédemment avancées (Hay, 1995 ; Stanley *et al.*, 2005) et explique la répartition observée de la Craie durant le Crétacé supérieur. Elle nous permet de proposer les principales raisons suivantes pour expliquer le dépôt de ce sédiment particulier sur les mers épicontinentales durant le Crétacé supérieur :

1. Le haut niveau marin eustatique du Crétacé supérieur permet un tel ennoïement des masses continentales que la circulation océanique peut affecter les mers épicontinentales.
2. La chimie des eaux du Crétacé supérieur, caractérisée par une très faible teneur en magnésium, est particulièrement propice au développement des *coccolithophoridae* et permet à celles-ci, contrairement à beaucoup d'espèces actuelles, de sécréter de grandes quantités de coccolithes et de répondre à une fertilisation importante due à un apport important par un upwelling.
3. La dynamique d'upwelling, présente sur la marge nord de la Téthys, l'Ouest de l'Australie et le Bassin du Western Interior, permet d'apporter des nutriments en quantité importante pour permettre aux *coccolithophoridae* de pulluler.

Perspectives

Ce travail nous semble ouvrir des perspectives nombreuses, dont les principales sont l'évolution géodynamique de l'Europe de l'Ouest au Crétacé supérieur, les variations eustatiques durant cette période, et la signification de la Craie en termes paléocéanographiques et paléontologiques.

Evolution des bassins d'Europe de l'Ouest

La meilleure compréhension de la sédimentation de la Craie pourra permettre une synthèse 3D très précise de la géométrie et de la paléogéographie du Bassin de Paris, en particulier à partir de l'intégration des données sismiques existantes.

Elle permettra par ailleurs d'étendre l'étude à plusieurs bassins proches du Bassin de Paris contenant la même sédimentation (Manche, Approche de la Manche, Mons, Boulonnais).

Un point important serait de compléter les connaissances acquises à partir de ce travail. Il semble nécessaire d'intégrer à notre étude l'évolution de la bordure nord du Bassin de Paris, qu'est la zone située à proximité des Ardennes. En particulier, il semble primordial de documenter la surrection de cette zone à partir du Turonien, avancée par notre étude.

De la même façon, notre travail invite à revisiter les bassins cités plus haut, pour lesquels aucune tectonique compressive n'est identifiée durant le Crétacé supérieur.

La compréhension de l'évolution du Bassin de Paris après le Campanien, particulièrement sur ses bordures actuelles où la Craie est largement érodée, pourra être réalisée en couplant les connaissances acquises avec les données d'altérites et de dénudation (thermochronologie).

Cette démarche pourrait s'inclure dans une synthèse des données disponibles sur les bassins français et environnants.

Le Bassin de Paris : un point de calage eustatique

L'évolution du niveau marin eustatique au Crétacé supérieur reste largement débattue. Le Bassin de Paris et les forages du programme Craie 700 en particulier fournissent un outil de travail exceptionnel pour la compréhension des évolutions du Crétacé supérieur, tant du point de vue sédimentologique que du point de vue géochimique. Le levé effectué permet d'observer et de quantifier l'intégralité des variations de niveau marin depuis le Cénomaniens moyen jusqu'au Campanien supérieur. Il pourra servir pour effectuer une mesure d'accommodation. Ceci nécessite au préalable de pouvoir effectuer des corrections de compaction et de subsidence. Ces dernières pourraient être réalisées grâce à la connaissance acquise sur les variations de subsidence dans le Bassin de Paris et par comparaison avec d'autres coupes de référence du Bassin de Paris ou d'un autre bassin.

Géométries en ondulation, circulation océanique et signification de la Craie en termes de paléocéanographie

Une caractérisation plus précise des différentes géométries tant à l'affleurement qu'en subsurface nous semble nécessaire, en particulier pour mieux contraindre les géométries 3D de ces corps sédimentaires. En particulier, les falaises de Haute-Normandie fournissent, comme nous l'avons montré, un exemple exceptionnel de dépôts contouritiques fossiles qui mérite d'être étudié plus amplement.

La compréhension de ces géométries a en outre une implication importante dans les circulations de fluides puisque ces géométries constituent des discontinuités majeures à l'intérieur de la Craie.

Enfin, le scénario que nous avons avancé pour expliquer la distribution et la présence de la Craie amène à revisiter les connaissances de la circulation océanique au Crétacé supérieur. Par ailleurs, il remet largement en cause les interprétations de la Craie comme étant un sédiment oligotrophe, mais au contraire propose que la Craie se soit déposée en association avec un niveau trophique relativement élevé. Nous avons précédemment évoqué des travaux en cours qui suggèrent que la Craie est loin d'être le désert biologique couramment considéré. Notre travail invite à réévaluer le niveau trophique de la Craie par le biais de travaux de paléocéologie (en particulier sur les nannofossiles calcaires) et de géochimie.

Implications en terme d'hydrogéologie

La meilleure compréhension de la Craie offre de nombreuses perspectives pour l'étude de l'aquifère que la craie représente. En effet nous mettons ici en évidence l'existence de variations de lithologie et de porosité à l'intérieur de la Craie, qui était jusqu'à présent considéré comme un dépôt uniforme. De plus, nos données permettent de contraindre avec une haute-résolution la géométrie de cet aquifère, et seront d'une grande utilité pour réaliser des études de ce réservoir. La poursuite de ces travaux à travers une synthèse des données de subsurface dans la Craie, en particulier à partir de l'intégration des données sismiques permettra de contraindre très précisément les caractéristiques de ce réservoir.

Enfin nous avons montré que la partie supérieure de la série crétacée est caractérisée par des géométries d'échelle hectométrique à décakilométrique. Ces géométries par la présence des nombreuses surfaces d'arrêt de sédimentation qui les caractérisent, forment des discontinuités majeures à l'intérieur de la Craie, et sont susceptibles d'affecter largement les circulations de fluides. La caractérisation précise de leur géométrie 3D dans le centre du Bassin de Paris semble primordiale pour mieux appréhender cet aquifère.

BIBLIOGRAPHIE

- Alcaydé G., Chateaufort J.J., Feys R., Greber C.** 1970. Nouvelles observations sur la géologie de la région de Saumur (Maine-et-Loire). In: *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Section 1: Géologie de la France* (Ed B. Bureau de Recherches Géologiques et Minières), **2**, pp. 69-77, Orléans.
- Alcaydé G., Juignet P., Monciardini C., Louail J., Manivit J., Robaszynski F., Sornay J.** 1980. Crétacé supérieur. *Mémoire du BRGM*, **101**: pp. 289-325.
- Almogi-Labin A., Bein A., Sass E.** 1993. Late Cretaceous upwelling system along the southern Tethys margin (Israel); interrelationship between productivity, bottom water environments, and organic matter preservation. *Paleoceanography*, **8**: pp. 671-690.
- Amédro F., Collete C., Pietresson, De Saint-Aubin J., Robaszynski F.** 1982. Le Turonien supérieur à Romaniceras (Romaniceras) de l'Aube (France). **19**: pp. 29-37.
- Amédro F., Badillet G., Robaszynski F.** 1988. Le Turonien de l'Anjou: Corrélation dans le Saumurois et le Beaugeois. *Bulletin d'information des Géologues du Bassin de Paris*, **25**: pp. 5-14.
- Amédro F., Robaszynski F.** 1999. Les craies cénomaniennes du Boulonnais. Comparaison avec l'Aube (France) et le Kent (Royaume Uni). *Géologie de la France*, **2**: pp. 33-53.
- Amédro F., Robaszynski F.** 2000. Les craies à silex du Turonien supérieur au Santonien du Boulonnais (France) au regard de la stratigraphie événementielle. comparaison avec le Kent(U.K.). *Géologie de la France*, **4**: pp.39-56.
- Amédro F., Robaszynski F.** 2000. Les craies cénomaniennes du Cap Blanc-Nez (France) au regard de la stratigraphie événementielle; extension géographique de niveaux-repères du Bassin anglo-parisien (Boulonnais, Kent, Normandie) à l'Allemagne du Nord. *Bulletin Trimestriel de la Société Géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, **87**: pp. 9-29.
- Amédro F., Robaszynski F.** 2001. Événements sédimentaires et bio-écologiques dans les craies du Boulonnais; des repères pour des corrélations précises intra- et inter-bassins. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **8**: pp. 159-171.
- Amédro, F., Robaszynski, F.** 2001b. Les craies turoniennes du Boulonnais (France) au regard de la stratigraphie événementielle. Comparaison avec le Kent (UK) et la Normandie. *Bulletin de la Société Géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre* **87**, pp. 31-49.
- Amédro F., Robaszynski F., Badillet G.** 2003. Le coteau de Saumur; une coupe de référence pour le Turonien du Saumurois. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, **40**: pp. 19-32.
- Amedro F., Robaszynski F., Collete C., Fricot C.** 1997. Les Craies du Cénomaniens-Turonien de l'Aube et du Boulonnais; des événements litho- et biosédimentaires communs. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **5**: pp. 189-197.
- Anderle H.J.** 1987. The evolution of the South Hunsrueck and Taunus Borderzone. In: *Compressional intra-plate deformations in the Alpine Foreland*. (Ed Ziegler P.A.), *Tectonophysics*, **137**, pp. 101-114.
- Baldschuhn R., Best G., Kockel F.** 1991. Inversion tectonics in the North-west German basin. In: *Generation, accumulation, and production of Europe's hydrocarbons*. (Ed Spencer A.M.), *Special Publication of the European Association of Petroleum Geoscientists*, **1**, pp. 149-159.
- Barchi P.** 1995. *Géochimie et magnétostratigraphie du Campanien de l'Europe du Nord -Ouest*. Thèse de doctorat, Pierre et Marie Curie, Paris, 257 pp.
- Barrier P.** 2000. Etude microfaciologique de deux forages profonds dans la craie de Provins (701 Poigny et 702 Sainte-Colombe): Empilement de faciès, biodiversité et découpage séquentiel. *Bulletin d'information des géologues du Bassin de Paris. Programme Craie 700, premiers résultats.*, **37**: pp. 33-43.
- Bellier J.P., Monciardini C.** 1986. Présence en Champagne, de craies sénoniennes riches en foraminifères planctoniques; implications biostratigraphiques, paléocéologiques et paléogéographiques. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, **23**: pp. 37-43.
- Benard F., de Charpal O., Mascle A., Tremolieres P.** 1985. Mise en évidence d'une phase de serrage Est-Ouest au Crétacé inférieur en Europe de l'Ouest. *Comptes-Rendus des Séances de l'Académie des Sciences, Série 2: Mécanique-Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre*, **300**: pp. 765-768.
- Betz D., Fuehrer F., Greiner G., Plein E.** 1987. Evolution of the Lower Saxony Basin. In: *Compressional intra-plate deformations in the Alpine Foreland*. (Ed Ziegler P.A.), *Tectonophysics*, **137**, pp. 127-170.

- Bignot G.** 1971. Carte géologique à 1/50000ème, Dieppe Ouest n°42; et notice explicative.
- Bignot G., Auffret M.** 1978. Carte géologique à 1/50000ème, Dieppe Est n°41; et notice explicative. B.R.G.M, Orléans.
- Bignot G., Janin M.C., Damotte R.** 1993. Esquisse micropaléontologique de la Craie à Offaster Pillula du Cap d'Ailly (près de Dieppe Seine-Maritime) Proposition d'une coupe de référence régionale pour la limite Santonien-Campanien. *Bulletin d'information des Géologues du Bassin de Paris*, **30**: pp. 17-21.
- Boillot G.** 1986. Comparison between the Galicia and Aquitaine margins. In: *The geological evolution of the Pyrenees*. (Ed Banda E.), *Tectonophysics*, **129**, pp. 243-255.
- Bristow C.R., Mortimore R., Wood C.** 1997. Lithostratigraphy for mapping the Chalk of southern England. *Proceeding's of the Geologist's Association.*, **109**: pp. 293-315.
- Bromley R.G.** 1967. Some observations on burrows of thalassinidean Crustacea in Chalk hardgrounds. *Proceedings of the Geological Society of London*, **1643**: pp. 235-240.
- Bromley R.G.** 1975. Trace fossils at omission surfaces. In: *The study of trace fossils ; a synthesis of principles, problems, and procedures in ichnology*. (Ed Frey R.W.), pp.399-428. Springer-verlag.
- Bromley R.G.** 1981. Enhancement of visibility of structures in marly chalk: modification of the Bushinsky oil technique. *Bulletin of the Geological society of Denmark*, **29**: pp. 111-118.
- Bromley R.G., Ekdale A.A.** 1983. Flint and fabric in the European Chalk. In: *The scientific study of flint and chert: proceedings of the Fourth International Flint Symposium* (Ed G.de G. Sieveking & Hart M.B.), pp. 71-83. Cambridge university press, Brighton polytechnic.
- Bromley R.G., Ekdale A.A.** 1984. Trace fossil preservation in flint in the European chalk. *Journal of Paleontology*, **58**: pp. 298-312.
- Bromley R.G., Ekdale A.A.** 1986. Flint and fabric in the European chalk. In: *The scientific study of flint and chert*. (Eds Sieveking G. de G. and Hart M.B.), pp. 71-82, Cambridge.
- Bromley R.G., Ekdale A.A.** 1987. Mass transport in the european Chalk, fabric criteria for its recognition. *Sedimentology*, **34**: pp. 1079-1093.
- Bromley R.G., Gale A.S.** 1982. The lithostratigraphy of the English chalk rock. *Cretaceous Research*, **3**: pp. 273-306.
- Broquet P.** 1973. La craie phosphatée en Picardie; perspectives d'avenir de la prospection. *Annales Scientifiques de l'Université de Besançon. Géologie*.pp. 143-152.
- Brunet M.F.** 1991. *Subsidence et géodynamique du bassin d'Aquitaine; relations avec l'ouverture de l'Atlantique*, Paris, 288 pp.
- Burnett J.A., Gallagher L.T., Hampton M.J.** 1999. Upper Cretaceous. In: *Calcareous nannofossil biostratigraphy*. (Ed Bown P.R.), pp. 132-199.
- Burnett J.A., Young J.R., Bown P.R.** 2000. Calcareous nannoplankton and global climate change. In: *Biotic response to global change; the last 145 million years*. (Eds Culver S.J. and Rawson P.F.), pp. 35-50. Cambridge University Press.
- Camara P.** 1997. The Basque-Cantabrian Basin's Mesozoic tectono-sedimentary evolution. In: *Deep seismic study of the Earth's crust; ECORS Bay of Biscay Survey*. (Eds Bois Christian and Gariel Olivier), *Memoires de la Societe Geologique de France*, **Vol. 171**, pp. 187-191, Paris.
- Carter D.J., Hart M.B.** 1977. Aspects of mid-Cretaceous stratigraphical micropalaeontology. *Bulletin of the British Museum. Natural History. Geology Series*, **29**.
- Cazes M., Torreilles G.** 1988. *Etude de la croûte terrestre par sismique profonde. Profil Nord de la France*. Editions Technip, 260 pp.
- Chadwick R.A.** 1985. Upper Jurrassic to Cretaceous sedimentation and subsidence. In: *Atals of onshore sedimentary basins in England and Wales: Post-Carboniferous tectonics and Stratigraphy*. (Ed W. A.). Blackie, Glasgow.
- Chantraine J., Autran A., Cavelier C., et 11 autres auteurs** (2003). Carte géologique de la France au million. 6^{ème} édition révisée (Chantraine J., Clozier C.,coord.) Ed BRGM.
- Choukroune P.** 1976. Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne. *Mémoire de la Société Géologique de France*, **127**: pp. 1-116.
- Choukroune P., Mattauer M.** 1978. Tectonique des plaques et Pyrénées; sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne; comparaisons avec des modèles actuels. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **20**: pp. 689-700.
- Choukroune P., Seguret M., Galdeano A.** 1973. Caractéristiques et évolution structurale des Pyrénées, un modèle de relations entre zone orogénique et mouvement des plaques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **7**: pp. 600-611.
- Christensen W.K.** 1996. A review of the Upper Campanian and Masstrichtian belemnite biostratigraphy of Europe. *Cretaceous research*, **17**: pp. 751-766.
- Christensen W.K., Juignet P., Breton G., Cottard N.** 1993. Bélemnites du Crétacé supérieur de Normandie (France). In: *Journées Lennier; Objets rares ou énigmatiques en sciences de la terre.*, *Bulletin Trimestriel de la Société Géologique de Normandie et des Amis du Museum du Havre*, **80**, pp. 29-44.

- Conard-Noireau, M., Busnardo, R., Ducreaux, J.L., Gaillard, M.G., Philip, J., Babinot, J.F., Tronchetti, G., Bilotte, M., Alonso-Millan, A., Amiot, M., Floquet, M., Mathey, B., Deloffre, R., Platel, J.P., Loauil, J., Viaud, J.M., Monciardini, C., Alcaydé, C., Robaszynski, F., Magniez, F., Rat, P., Charollais, J., 1982.** Conclusion au colloque sur le Turonien II. Cartes de faciès pour le Turonien de la France et des régions adjacentes. In : *Actes du Colloque sur le Turonien, Paris, 1981. Mémoire du Muséum d'Histoire Naturelle Série C* **49** : pp. 231-241.
- Cross T.A.** 1988. Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles. Upper Cretaceous, Western Interior, USA. In : *Sea-level change : an integrated approach*. (Eds Wilgus C.K. et al.), *Society of Economic Paleontologists and mineralogists Special Publication*, **42**, pp. 47-70.
- Curnelle R., Dubois P.** 1986. Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français; bassins de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. *Bulletin de la Société Géologique de France, Huitième Série*, **2**: pp. 529-546.
- Dadlez R., Narkiewicz M., Stephenson R.A., Visser M.T.M., van Wees J.D.** 1995. Tectonic evolution of the Mid-Polish Trough; modelling implications and significance for Central European geology. In: *Interplay of extension and compression in basin formation*. (Eds Cloetingh S., D'Argenio B., Catalano R., Horvath F. and Sassi W.), *Tectonophysics*, **252**, pp. 179-195.
- Damholt T., Surlyk F.** 2004. Laminated-bioturbated cycles in Maastrichtian chalk of the North Sea; oxygenation fluctuations within the Milankovitch frequency band. *Sedimentology*, **51**: pp. 1323-1342.
- De Bernardi B., Ziveri P., Erba E., Thunell R.C.** 2005. Coccolithophore export production during the 1997-1998 El Niño event in Santa Barbara Basin (California). *Marine Micropaleontology*, **55**: pp. 107-125.
- Debrand-Passard S., Courbouleix S., Lienhardt M.J.** 1984. *Synthèse géologique du sud-est de la France*. Mémoires du B.R.G.M., **125-126**.
- Deconinck J.F., Amedro F., Baudin F., Godet A., Pellenard P., Robaszynski F., Zimmerlin I.** 2005. Late Cretaceous palaeoenvironments expressed by the clay mineralogy of Cenomanian-Campanian chalks from the east of the Paris Basin. *Cretaceous Research*, **26**: pp. 171-179.
- Deconinck J.F., Amedro F., Fiolet-Piette A., Juignet P., Renard M., Robaszynski F.** 1991. Contrôle paléogéographique de la sédimentation argileuse dans le Cénomaniens du Boulonnais et du Pays de Caux. *Extrait des annales de la société géologique du Nord*, **T1**: pp. 57-66.
- Deconinck J.F., Amedro F., Robaszynski F., Pellenard P.** 2000. Influences détritiques et volcaniques sur la minéralogie de la fraction argileuse des formations crayeuses traversées par le forage de Poigny (Projet Craie 700). Résultats préliminaires. *Bulletin d'information des géologues du Bassin de Paris. Programme Craie 700, premiers résultats.*, **37**: pp. 107-111.
- Deconinck J.F., Chamley H.** 1995. Diversity of smectite origins in Late Cretaceous sediments; example of chalks from northern France. *Clay Minerals*, **30**: pp. 365-379.
- Deramond J., Souquet P., Fondécave-Wallez M.J., Specht M.** 1993. Relationships between thrust tectonics and sequence stratigraphy surfaces in foredeeps; model and examples from the Pyrenees (Cretaceous-Eocene, France, Spain). In: *Tectonics and seismic sequence stratigraphy* (Eds Williams G.D. and Dobb A.), *Geological Society Special Publications*, **71**, pp. 193-219.
- Desegaulx P., Brunet M.F.** 1990. Tectonic subsidence of the Aquitaine Basin since Cretaceous times. In: *Reunion extraordinaire conjointe de la Société Géologique de France et de la Société Géologique d'Espagne; le programme ECORS dans les Pyrénées*, *Bulletin de la Société Géologique de France, Huitième Série*, **6**, pp. 295-306.
- Doré A.G., Cartwright J.A., Stoker M.S., Turner J.P., White N.J.** 2004. Exhumation of the North Atlantic margin : introduction and background. In: *Exhumation of the North Atlantic margin : timing, mechanisms and implications for petroleum exploration* (Ed Doré A.G.; Cartwright J.A.; Stoker M.S.; Turner J.P.; White N.J.), *Geological Society of London Special Publication*, **196**, pp. 1-12. Geological Society, London.
- Droser M., Bottjer D.J.** 1986. A semi-quantitative field classification of ichnofabric. *Journal of Sedimentary Petrology*, **56**: pp. 558-559.
- Duperret A., Mortimore R.N., Pomerol B., Genter A., Martinez A.** 2002. L'instabilité des falaises de la Manche en Haute-Normandie ; analyse couplée de la lithostratigraphie, de la fracturation et des effondrements. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, **39**: pp. 6-26.
- Ediger V., Velegrakis A. F., Evans G., 2002.** Upper slope sediment waves in the Cilician Basin, northeastern Mediterranean *Marine Geology*, **192** : pp. 321-333.
- Ekdale A.A., Bromley R.G.** 1984. Comparative ichnology of shelf-sea and deep-sea chalk. *Journal of Paleontology*, **58**: pp. 322-332.
- Ekdale A.A., Bromley R.G.** 1986. Ichnologic indicators of anoxic conditions in paleoenvironmental studies. In: *Sediments down-under; 12th international sedimentological congress* (Ed Bur. Miner. Resour. Geol. and Geophys.), pp. 93, Canberra.

- Ekdale A.A., Bromley R.G.** 1988. Diagenetic microlamination in chalk. *Journal of Sedimentary Petrology*, **58**: pp. 857-861.
- Ekdale A.A., Bromley R.G.** 1991. Analysis of composite ichnofabrics; an example in Uppermost Cretaceous chalk of Denmark. In: *13th international sedimentological congress, Ichnologic symposium*. (Ed Bottjer D.J.), *Palaios*, **6**, pp. 232-249.
- Ekdale A.A., Bromley R.G., Pemberton S.G.** 1984. *Ichnology, The use of trace fossils in sedimentology and stratigraphy*. SEPM short courses, **15**, Tulsa, Oklahoma, 313 pp.
- Erba E.** 2006. The first 150 million years history of calcareous nannoplankton; biosphere-geosphere interactions. In: *Exploring life and environments through time; celebrating the 40th anniversary of Paleo-3* (Eds Bottjer D.J., Corregge T., Kershaw P. and Surlyk F.), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **232**, pp. 237-250.
- Erlstrom M., Thomas S.A., Deeks, Sivhed U.** 1997. Structure and tectonic evolution of the Tornquist Zone and adjacent sedimentary basins in Scania and the southern Baltic Sea area. *Tectonophysics*, **271**: pp. 191-215.
- Ernst G.** 1972. Grundfragen der Stammesgeschichte bei irregulären Echiniden der nordwesteuropäischen Oberkreide. *Geologisches Jahrbuch. Reihe A: Allgemeine und Regionale Geologie BR Deutschland und Nachbargebiete, Tektonik, Stratigraphie, Palaeontologie*, **4**: pp. 63-161.
- Ernst G., Schmid F., Seibertz E.** 1983. Event-Stratigraphie im Cenoman und Turon von NW-Deutschland. *Zitteliana*, **10**: pp. 531-554.
- Eshet Y., Almogi-Labin, A.** 1996. Calcareous nanofossils as paleoproductivity indicators in Upper Cretaceous organic-rich sequences in Israel. *Marine Micropaleontology*, **29**: pp. 37-61.
- Esmerode E.V., Surlyk F., Lykke-Andersen H.** 2007. Ridge and valley systems in the Upper Cretaceous chalk of the Danish Basin: contourites in an epeiric sea. In: *Economic and Palaeoceanographic Importance of Contourites* (Eds Rebesco M. and Viana A.R.), *Geol. Soc. London Spec. Publ*, **276**, pp. 265-282.
- Evans D.J., Hopson P.M.** 2000. The seismic expression of synsedimentary channel features within the Chalk of southern England. *Proceedings of the Geologist's Association*, **111**: pp. 219-230.
- Faugères J.C., Gonthier E., Stow D.A.** 1984. Contourite drifts types and their distribution in the North and South Atlantic Ocean basin. *Sedimentary Geology*, **82**: pp. 287-297.
- Faugères J.C., Stow D.A.V., Imbert P., Viana A.** 1999. Seismic features diagnostic of contourite drifts. *Marine Geology*, **162**: pp. 1-38.
- Feldtmann F.R.** 1963. Some pelecypods from the Cretaceous Gingin chalk, Western Australia, together with descriptions of the principal chalk exposures. *Journal of the Royal Society of Western Australia*, **46**: pp. 101-125.
- Floquet M.** 1991. *La plate-forme nord-castillane au Crétacé supérieur (Espagne); arrière-pays ibérique de la marge passive basco-cantabrique; sédimentation et vie*. Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon, **14**. 925p.
- Ford M.** 1996. Kinematics and geometry of early Alpine, basement-involved folds, SW Pelvoux Massif, SE France. In: *Alpine geology; proceedings of the second workshop* (Eds Schmid S.M., Frey Martin Froitzheim N., Heilbronner R. and Stuenitz H.), *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **89**, pp. 269-295.
- Fürsich F.T., Pandey D.K.** 2003. Sequence stratigraphic significance of sedimentary cycles and shell concentrations in the Upper Jurassic-Lower Cretaceous of Kachchh, western India. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **193**: pp.285-309.
- Gale A.S.** 1980. Penecontemporaneous folding, sedimentation and erosion in Campanian Chalk near Portsmouth, England. *Sedimentology*, **27**: pp.137-151.
- Gale A.S.** 1995. Cyclostratigraphy and correlation of the Cenomanian stage in western Europe. In: *Orbital forcing time scales and cyclostratigraphy* (Ed House M.R.; Gale A.S.), *Geological Society Special Publication*, **85**, pp. 177-197.
- Gale A.S.** 1996. Turonian correlation and sequence stratigraphy of the Chalk in southern England. In: *Sequence stratigraphy in british geology* (Ed Hesselbo S.P.; Parkinson D.N.), *Geological society special publication*, **103**, pp. 177-196. The geological society, London.
- Gely J.P., Blanc P.** 2004. Evolution diagenétique dans la craie pélagique dolomitisée du Crétacé supérieur du Bassin de Paris (région de Provins, France). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **97**: pp. 393-409.
- Gemmer L., Nielsen S.B., Bayer U.** 2003. Late Cretaceous-Cenozoic evolution of the North German Basin; results from 3-D geodynamic modelling. In: *Dynamics of sedimentary basin inversion; observations and modelling*. (Eds Nielsen S.B. and Bayer U.), **373**, pp. 39-54.
- Giot D., Irribarria R.** 1999. Vendôme Carte géologique de la France 1:50000. BRGM.
- Goldring R.** 1995. Organism and the substrate :response and effect. In: *Marine paleoenvironmental analysis from fossils* (Ed D.W. Bosence, Allison P.A.), **83**, pp. 151-180. Geological Society Special Publication.
- Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G.,**

- Hardenbol J., van Veen P., Thierry J., Huang Z.** 1994. A Mesozoic time scale. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*, **99**: pp. 24051-24074.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G.** 2004. *A geologic time scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge, 585 pp.
- Gräfe K.U.** 1999. Foraminiferal evidence for Cenomanian sequence stratigraphy and palaeoceanography of the Boulonnais (Paris Basin, northern France). *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, **153**: pp. 41-70.
- Gras R.** 1995. Late Cretaceous sedimentation and tectonic inversion, southern Netherlands. *Geologie en Mijnbouw*, Vol. **74**: pp. 117-127.
- Gras R., Geluk M.** 1999. Late Cretaceous-early Tertiary sedimentation and tectonic inversion in the southern Netherlands. *Geologie en Mijnbouw*, **78**: pp. 1-19.
- Grossouvre A. de** 1889. Sur le terrain crétacé dans le Sud-Ouest du Bassin de Paris. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **17**: pp. 475-525.
- Grossouvre A. de** 1900. Crétacé de Touraine et du Maine. *Congrès de Géologie de Paris*, **5**: pp.1-10.
- Guilhaumou N., Gaulier J.M.** 1991. Détermination de paléotempératures dans les roches-mères du Bassin de Paris; étude d'inclusions fluides et implications pour l'histoire thermique du bassin. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre.*, **313**: pp. 773-780.
- Guillocheau F.** 1990. *Stratigraphie séquentielle des bassins de plate-forme: l'exemple du dévonien du massif armoricain*. Thèse d'état, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 257 pp.
- Guillocheau F.** 1991. Modalité d'empilement des séquences génétiques dans un bassin de plate-forme (Devonien armoricain); nature et distorsion des différents ordres de séquences de dépôts emboîtés. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, **15**: pp. 383-410.
- Guillocheau F., Robin C., Allemand P., Bourquin S., Brault N.** 2000. Mesocenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin : 3D stratigraphic constraints. *Geodynamica Acta*, **13**: pp. 189-246.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., Vail, P.R.** 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sealevel change. In *Sea-Level Changes – An Integrated Approach* (eds C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. A. Ross, H. Posamentier, J. Van Wagoner and C. G. S.C. Kendall), pp. 71–108. *SEPM Special Publication* no. 42. Tulsa: The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.
- Hancock J.M.** 1991. Ammonite scales for the Cretaceous System. *Cretaceous Research*, **12**: pp. 259-291.
- Hancock J.M., Kennedy W.J., Wright C.W.** 1977. Towards a correlation of the Turonian sequences of Japan with those of North-West Europe. *Palaeontological Society of Japan Special Papers*, **21**: pp. 151-168.
- Hanot F., Obert D.** 1992. Tectonique du Bassin parisien par les déformations du toit de la Craie. In: *La tectonique du Bassin parisien; séance conjointe AGPB-SGF, Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, **29**, pp. 47-55.
- Hanot F., Renoux P.** 1991. Petrophysical variations in the Senonien chalk of the Paris Basin and their influence on static corrections. *First Break*, **9**: 515-526.
- Hart M.B.** 1987. Orbitally induced cycles in the Mesozoic sediments of S. W. England. In: *Research into the geology and geomorphology of South-west England*. (Ed Power G.M.), *Proceedings of the Ussher Society*, **6**, pp. 483-490.
- Hart M.B.** 2004. The mid-Cenomanian non-sequence; a micropalaeontological detective story. In: *The palynology and micropalaeontology of boundaries*. (Eds Beaudoin A.B. and Head M.J.), *Geological Society Special Publications*, **230**, pp. 187-206.
- Hart M.B., Swiecicki A.** 1987. Foraminifera of the chalk facies. In: *Micropalaeontology of carbonate environments* (Ed Hart M.B.), pp. 121-137.
- Hatton I.R.** 1986. Geometry of allochthonous Chalk Group members, Central Trough, North Sea. *Marine and Petroleum Geology*, **3**: pp. 79-98.
- Hay W.W.** 1995. Cretaceous palaeoceanography. *Geologica Carpathica*, **46**: pp. 257-266.
- Hébert E.** 1866. De la Craie dans le nord du bassin de Paris. *Compte rendus de l'Académie des Sciences*, **t.63**: pp. 308-311.
- Hippolyte J.C., Sandulescu M.** 1996. Paleostress characterization of the 'Wallachian Phase' in its type area (southeastern Carpathians, Romania). *Tectonophysics*, **263**: pp. 235-248.
- Homewood P., Guillocheau F., Eschard R., Cross T.A.** 1992. Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique; une démarche intégrée. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, **16**: pp.357-381.
- Huyghe P., Mugnier J.L.** 1995. A comparison of inverted basins of the southern North Sea and inverted structures of the external Alps. In: *Basin inversion*. (Eds Buchanan J.G. and Buchanan P.G.), *Geological Society Special Publications*, **88**, pp. 339-353.
- Janin M.C.** 2000. Corrélacion des forages Craie 700 d'après les nannofossiles calcaires. In: *Programme Craie 700; premiers résultats.*, *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, **37**, pp. 52-58.
- Jarvis I.** 1980. The initiation of phosphatic chalk

- sedimentation; the Senonian (Cretaceous) of the Anglo-Paris Basin. In: *Marine phosphorites; geochemistry, occurrence, genesis*. (Ed Bentor Y.K.), *Special Publication - Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, pp. 167-192.
- Jarvis I.** 1992. Sedimentology, geochemistry and origin of phosphatic chalks, the Upper Cretaceous deposits of NW Europe. *Sedimentology*, **39**: pp. 55-97.
- Jarvis I., Gale A.S., Clayton Ch.** 1982. Litho- and biostratigraphical observations on the type sections of the Craie de Villedieu Formation (Upper Cretaceous, western France). *Newsletters on Stratigraphy*, **11**. pp.64-82
- Jarvis I., Gale A.S., Jenkyns H.C., Pearce M.A.** 2006. Secular variation in Late Cretaceous carbon isotopes; a new delta (super 13) C carbonate reference curve for the Cenomanian-Campanian (99.6-70.6 Ma). *Geological Magazine*, **143**: pp. 561-608.
- Jarvis I., Mabrouk A., Moody R.T.J., de Cabrera S.** 2002. Late Cretaceous (Campanian) carbon isotope events, sea-level change and correlation of the Tethyan and Boreal realms. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **188**: pp. 215-248.
- Jefferies R.P.S.** 1963. The stratigraphy of the Actinocamax plenus subzone (Turonian) in the Anglo-Paris Basin. *Proceedings of the Geologists Association*, **74**: pp. 1-33.
- Jenkyns H.C.** 1980. Cretaceous anoxic events; from continents to oceans. In: *Black shales*. (Ed Hallam A.), *Journal of the Geological Society of London*, **137**, pp. 171-188.
- Jenkyns H.C., Gale A.S., Corfield R.M.** 1994. Carbon- and oxygen-isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its palaeoclimatic significance. *Geological magazine*, **131**: pp. 1-34.
- Juignet P.** 1974. *La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif armoricain : Aptien, Albien, Cénomaniens*, Université de Caen, 806p. pp.
- Juignet P.** 1980. Cénomaniens. In: *Les Étages français et leurs stratotypes*. (Eds Cavelier C. and Roger J.), *Mémoires du B.R.G.M.*, pp. 130-138.
- Juignet P.** 1981. Transgressions-régressions, variations eustatiques et influences tectoniques de l'Aptien au Maastrichtien dans le Bassin de Paris occidental et sur la bordure du massif armoricain. *1980*, **1**: pp. 341-357.
- Juignet P.** 1991. Les craies du littoral du pays de Caux. *Bulletin d'information des géologues du Bassin de Paris*, **28**.
- Juignet P.** 1997. La craie : sédimentation et enregistrements stratigraphiques. Apport des méthodes d'études classiques et d'approches nouvelles. *Annales de la société géologique du Nord.*, **5**: pp. 145-158.
- Juignet P., Breton G.** 1992. Mid-cretaceous sequence stratigraphy and sedimentary cyclicity in the western Paris Basin. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, **91**: pp. 197-218.
- Juignet P., Kennedy W.J.** 1974. Structures sédimentaires et mode d'accumulation de la craie du Turonien supérieur et du Sénonien du Pays de Caux. *Bulletin du BRGM, section IV*: pp. 19-47.
- Juignet P., Kennedy W.J.** 1976. Faunes d'ammonites et biostratigraphie comparée du Cénomaniens du nord-ouest de la France (Normandie) et du sud de l'Angleterre. *Bulletin de la société géologique de Normandie et des amis du Muséum du Havre*, **63**: pp. 1-192.
- Juignet P., Kennedy W., Lebert A.** 1978. Le Cénomaniens du Maine; formations sédimentaires et faunes d'Ammonites du stratotype. In: *Colloque sur le Cénomaniens (France, Europe occidentale)*. (Ed Philip J.), *Géologie Méditerranéenne*, **5**, pp. 87-99.
- Juignet P., Le Mosquet Y., Pomerol B., Monciardini C.** 1980. Le Crétacé des falaises du Pays de Caux; sédimentologie de la craie. In: *France; Bassin de Paris; Excursions B* (Eds Pomerol C. and Lorenz J.), *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris, hors-série*, pp. B.0901-B.0911.
- Juignet P., Louail J.** 1987. La transgression du Crétacé moyen-supérieur sur la bordure du Massif armoricain; dynamique sédimentaire, relations Bassin de Paris-Bassin aquitain, eustatisme et contrôle régional. In: *Transgressions et régressions au Crétacé; (France et régions voisines); Colloque.*, *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon*, **11**, pp. 31-45.
- Keller G., Han Q., Adatte T., Burns S.J.** 2001. Palaeoenvironment of the Cenomanian-Turonian transition at Eastbourne, England. *Cretaceous research*, **22**: pp. 391-422.
- Kennedy W.J.** 1983. A revision of the ammonite faunas of the type Cenomanian; I, Introduction, Ancyloceratina. *Cretaceous Research*, **4**: pp.3-83.
- Kennedy W.J.** 1984. A revision of the ammonite faunas of the type Cenomanian; 2, The families Binneyitidae, Desmoceratidae, Engonoceratidae, Placenticeratidae, Hoplitidae, Schloenbachiidae, Lyelliceratidae and Forbesiceratidae. *Cretaceous Research*, **5**: pp.93-161.
- Kennedy W.J.** 1987. Late Cretaceous and Early Paleocene Chalk Group sedimentation in the Greater Ekofisk area, North Sea Central Graben. *Bulletin des centres de recherche exploration-production Elf-Aquitaine*, **11**: pp. 91-126.
- Kennedy W.J., Amedro F., Badillet G., Hancock J.M., Wright C.W.** 1984. Notes on late Cenomanian and Turonian Ammonites from Touraine, Western France. *Cretaceous Research*, **5**: pp. 29-45.
- Kennedy W.J., Cobban W.A.** 1991. Coniacian

ammonite faunas from the United States Western Interior. *Special Papers in Palaeontology*, **45**.

Kennedy W.J., Garrison R.E. 1975. Morphology and genesis of nodular chalks and hardgrounds in the upper Cretaceous of southern England. *Sedimentology*, **22**: pp. 311-386.

Kennedy W.J., Juignet P. 1974. Carbonate banks and slump beds in the upper Cretaceous (upper Turonian-Santonian) of Haute Normandie, France. *Sedimentology*, **21**: pp. 1-42.

Kennedy W.J., Juignet P. 1993. A revision of the ammonite faunas of the type Cenomanian; 4, Acanthoceratinae (Acompsoceras, Acanthoceras, Protacanthoceras, Cuningtoniceras and Thomelites). *Cretaceous Research*, **14**: pp. 145-190.

Kennedy W.J., Juignet P. 1994. A revision of the ammonite faunas of the type Cenomanian; 5, Acanthoceratinae Calycoceras (Calycoceras), C. (Gentoniceras) and C. (Newboldiceras). *Cretaceous Research*, **15**: pp. 17-57.

Kennedy W.J., Juignet P., Wright C.W. 1986. A revision of the ammonite faunas of the type Cenomanian; 3, Mantelliceratinae. *Cretaceous Research*, **7**: pp. 19-62.

Kennedy W.J., Walaszczyk I., Cobban W.A. 2000. Pueblo, Colorado, USA, candidate Global Boundary Stratotype section and Point for the base of the Turonian Stage of the Cretaceous, and for the base of the Middle Turonian Substage, with a revision of the Inoceramidae (Bivalvia). *Acta Geologica Polonica*, **50**: 295-334.

Kennedy W.J., Wright C.W. 1981. Desmoceratacean ammonites from the type Turonian. *Palaeontology*, **24**: pp. 493-506.

Kennedy W.J., Wright C.W., Hancock J.M. 1982. Ammonite zonation and correlation of the uppermost Cenomanian and Turonian of southern England and the type areas of Sarthe and Touraine in France. In: *Entretiens du Museum; Colloque sur le Turonien; Colloque international du Museum National d'Histoire Naturelle et du Groupe Français du Crétacé*. (Ed Alcayde G.), *Mémoires du Museum National d'Histoire Naturelle, Nouvelle Série, Série C, Géologie*, **49**, pp. 175-181.

Lamarche J., Scheck-Wenderoth M. 2005. 3D structural model of the Polish Basin. In: *Integration of geophysical and geological data and numerical models in basins*. (Eds Marotta A.M. and Bayer U.), *Tectonophysics*, **397**, pp. 73-91.

Lamarche J., Scheck M., Lewerenz B. 2003. Heterogeneous tectonic inversion of the Mid-Polish Trough related to crustal architecture, sedimentary patterns and structural inheritance. In: *Dynamics of sedimentary basin inversion; observations and modelling*. (Eds Nielsen S.B. and Bayer U.), *Tectonophysics*, **373**, pp. 75-92.

Lamolda M.A., Gorostidi A., Paul C.R.C. 1994. Quantitative estimates of calcareous nannofossil changes across the Plenus Marls (latest Cenomanian), Dover, England; implications for the generation of the Cenomanian-Turonian boundary event. *Cretaceous Research*, **15**: pp. 143-164.

Le Solleuz A., Doin M.P., Robin C., Guillocheau F. 2004. From a mountain belt collapse to a sedimentary basin development; 2-D thermal model based on inversion of stratigraphic data in the Paris Basin. *Tectonophysics*, **386**: pp. 1-27.

Loi A., Dabard M.P. 2002. Controls of sea level fluctuations on the formation of Ordovician siliceous nodules in terrigenous offshore environments. *Sedimentary Geology*, **153**: pp. 65-84.

Louail J. 1967. Etude sédimentologique des sables et graviers de Jumelles (Maine-et-Loire). *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne. Série C*.pp. 35-71.

Louail J. 1984. *La transgression crétacée au Sud du massif armoricain*. Thèse d'Etat, Géosciences Rennes, 333 pp.

Louail J., Azema C., Viaud J.M. 1983. La transgression sénonienne en Vendée. In: *Colloque sur les étages Coniacien à Maastrichtien, Géologie Méditerranéenne*, **10**, pp. 337-344.

Lykke-Andersen H., Surlyk F. 2004. The Cretaceous-Palaeogene boundary at Stevns Klint, Denmark; inversion tectonics or sea-floor topography? *Journal of the Geological Society of London*, **161**: pp. 343-352.

Malkovsky M. 1987. The Mesozoic and Tertiary basins of the Bohemian Massif and their evolution. In: *Compressional intra-plate deformations in the Alpine Foreland* (Ed Ziegler P.A.), *Tectonophysics*, **137**, pp. 31-42.

Mallon A.J., Swarbrick R.E. 2002. A compaction trend for non-reservoir North Sea Chalk. *Marine and Petroleum Geology*, **19**: pp. 527-539.

Manivit H., Monciardini C. 1976. Le Crétacé de la feuille à 1/50000 Château-Renault (Indre -et-Loire). *Bulletin d'information des géologues du bassin de Paris*, **13**: 59-61.

Manivit J., Desprez N., Martins C., Desprie J., Leymarios C., Jenn A. 1982. Cloyes-Sur-Le-Loir B.R.G.M. edn. Carte Géologique de la France à 1:50 000.

Mascle A., Cazes M. 1980. La couverture sédimentaire du Bassin parisien. In: *Etude de la croûte terrestre par sismique profonde, profil Nord de la France, structure Hercynienne*. (Eds Cazes M. and Torrelles G.), pp. 157-169.

Masson D.G., Howe J.A., Stoker M.S. 2002. Bottom-current sediment waves, sediment drifts and contourites in the northern Rockall Trough, *Marine Geology* **192**: pp. 215-237.

- Mattauer M., Proust F.** 1967. L'évolution structurale de la partie est du domaine pyrénéo-provençal au Crétacé et au Paléogène. *Travaux du Laboratoire de Géochimie Biosphère*, 9-20.
- Mattauer M., Seguret M.** 1971. Les relations entre la chaîne des Pyrénées et le Golfe de Gascogne. In: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne, Collection Colloques et Séminaires - Institut Français du Pétrole*, 22, pp. 4-1.
- Mégnien C.** 1980. Tectogenèse du bassin de Paris; étapes de l'évolution du bassin. In: *Géologie de l'Europe, du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens* (Eds Cogne J. and Slansky M.), *Mémoires du B.R.G.M.*, pp. 295.
- Mégnien C., Hanot F.** 2000. Deux forages scientifiques profonds pour étudier les phénomènes diagénétiques de grande ampleur dans la craie du bassin de Paris. In: *Programme Craie 700; premiers résultats, Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 37, pp. 3-7.
- Ménillet F., Monciardini C.** 1991. Existence du Sénonien dans le Pays d'Auge méridional (Orne). *Géologie de la France*, 1: pp. 17-21.
- Mettraux M., Homewood P., Schwab A., Guillocheau F.** 1999. Sedimentology and accommodation cycles of Paris basin Campanian chalk: The key to high-resolution stratigraphy and seismic signature. In: *Advances in carbonate sequence stratigraphy: application to reservoirs, outcrop and models* (Ed S.S.f.S. Geology), 63, pp. 317-334. SEPM, Tulsa.
- Miller K.G., Sugarman P., Browning J.V., Kominz M.A., Olsson R.K., Feigenson M.D., Hernandez J.C.**, 2004. Upper Cretaceous sequences and sea-level history, New Jersey Coastal Plain. *Geological Society of America Bulletin*, 116 : pp. 368-393.
- Miller K.G., Kominz M.A., Browning J.V., Wright J.D., Mountain G. S., Katz M.E., Sugarman P.J., Cramer B. S., Christie-Blick N., Pekar S.F.** 2005. The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change. *Science*, 310. no. 5752, pp. 1293-1298.
- Mitchell S.F., Ball J.D., Crowley S.F., Marshall J.D., Paul C.R.C., Veltkamp C.J., Samir A.M.** 1997. Isotope data from Cretaceous chalks and foraminifera; environmental or diagenetic signals? *Geology*, 25: pp. 691-694.
- Mitchell S.F., Carr I.T.** 1998. Foraminiferal response to mid-Cenomanian (Upper Cretaceous) palaeoceanographic events in the Anglo-Paris Basin (Northwest Europe). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 137: pp. 103-125.
- Monciardini C.** 1978. Biozones de foraminifères et faciès du Turonien dans le nord du Bassin de Paris. *Bulletin du B.R.G.M.*, I: pp. 207-223.
- Monciardini C.** 1989. Profil " ECORS nord de la France": corrélations biostratigraphiques entre quarante six sondages sismiques intra crétacés et implications structurales. *Géologie de la France*, 4: pp.39-48.
- Monciardini C., Solau J.L., Maucorps J., Pomerol Ch.** 1977. Le Crétacé supérieur et moyen des feuilles 1/50000. Château-Pourcien et Rozoy-sur-Serres (Aisne et Ardennes). *Bulletin d'information des géologues du Bassin de Paris*, 14: 63-67.
- Montadert L., Roberts D.G., Thompson R.W.** 1979. Introduction and explanatory notes, Leg 48, IPOD phase of the Deep Sea Drilling Project. In: *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project covering Leg 48 of the cruises of the Drilling Vessel Glomar Challenger, Brest, France to Aberdeen, Scotland, May-July, 1976* (Eds Montadert L. et al.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 48, pp. 9-31.
- Montgomery P., Hailwood E.A., Gale A.S., Burnett J.A.** 1998. The magnetostratigraphy of the Coniacian-late Campanian chalk sequences in Southern England. *Earth and Planetary Science Letters*, 156: 209-224.
- Mortimore R.N.** 1983. Controls on Upper Cretaceous sedimentation in the South Downs, with particular reference to flint distribution. In: *The scientific study of flint and chert: proceedings of the Fourth International Flint Symposium* (Eds : Sieveking G.de G. & Hart M.B.), pp. 21-42. Cambridge university press, Brighton polytechnic.
- Mortimore R.N.** 1986. Stratigraphy of the Upper Cretaceous White Chalk of Sussex. *Proceedings of the Geologist's Association*, 97: 97-140.
- 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.
- Mortimore R.N., Pomerol B.** 1991a. Stratigraphy and eustatic implications of trace fossils events in the upper Cretaceous chalk of northern Europe. *Palaios*, 6: 216-231.
- Mortimore R.N., Pomerol B.** 1991b. Upper Cretaceous tectonic disruptions in a placid Chalk sequence in the Anglo Paris Basin. *Journal of the Geological Society of London.*, 148: 391-404.
- Mortimore R.N., Pomerol B.** 1997. Upper Cretaceous tectonic phases and end inversion in the chalk of the Anglo-Paris Basin. *Proceedings of the geologists' association*, 108: 231-255.
- Mortimore R.N., Robinson N.D.** 1987. Upper Cretaceous Chalk in the North and South Downs, England; discussion and reply. *Proceedings of the Geologists Association*, 98: pp. 77-93.
- Mortimore R.N., Wood C.J., Gallois R.W.** 2001. *British upper Cretaceous stratigraphy*. Geological Conservation Review Series, 23.
- Mortimore R.N., Wood C., Pomerol B., Ernst G.**

1998. Dating the phase of the Subhercynian tectonic epoch: Late Cretaceous tectonics and eustatics in the Cretaceous basins of northern Germany compared with the Anglo-Paris Basin. *Zentralblatt Geologie und paläontologie, Teil 1*: 1349-1401.
- Murray K.H.** 1986. Correlation of electrical resistivity marker bands in the Cenomanian and Turonian Chalk from the London Basin to east Yorkshire. 17 n.8, BGS.
- Nalpas T.** 1994. Inversion des grabens du sud de la mer du Nord; données de sub-surface et modélisation analogique. *Mémoires de Géosciences Rennes, 71*, Rennes, 246 pp.
- Nalpas T., Richert J.P., Brun J.P., 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 Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine, 20*: pp. 309-321.
- Néraudeau, D.** 1994. Hemiasterid echinoids (Echinodermata: Spatangoida) from the Cretaceous Tethys to the present-day Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 110*: pp. 319-344.
- Néraudeau, D.** 1995. Diversité des échinides fossiles et reconstitution paléoenvironnementales. In: *First European Paleontological Congress, Lyon*, (Eds Gayet M., Courtinat B.). *Géobios mémoire spécial 18*, pp.337-345.
- Néraudeau D., Floquet M.** 1991. Les échinides Hemiasteridae; marqueurs écologiques de la plate-forme castillane et navarro-cantabre (Espagne) au Crétacé supérieur. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 88*: pp. 265-281.
- Néraudeau D., Thierry J., Moreau P.** 1997. Variation in echinoid biodiversity during the Cenomanian-early Turonian transgressive episode in Charentes (France). *Bulletin de la Société Géologique de France, 168*: pp. 51-61.
- Néraudeau D., Villier L.** 1997. Enregistrement des fluctuations environnementales par les échinides irréguliers de la craie campanienne de Charente-Maritime (SO France). *Annales de la Société Géologique du Nord, 5*: pp. 175-179.
- Néraudeau D., Odin G.S.** (2001). Echinoids from the geological site at Tercis-les-Bains (Landes, SW France). In: *Odin G.S. (ed). The Campanian-Maastrichtian Boundary. Elsevier, Development in Palaeontology and Stratigraphy* pp. 612-634.
- Nielsen L., Boldreel L.O., Surlyk F.** 2004. Ground-penetrating radar imaging of carbonate mound structures and implications for interpretation of marine seismic data. *AAPG Bulletin, 88*: pp. 1069-1082.
- Nygaard E.** 1983. Bathichnus and its significance in the trace fossil association of Upper Cretaceous chalk, Mors, Denma. *Aarbog - Danmarks Geologiske Undersoegelse, 1982*: pp. 107-137.
- Odin G.S.** 1992. Numerical time scale in 1988. In: *The Jurassic of the Circum-Pacific* (Ed Westermann G.E.G.), *World and Regional Geology, 3*, pp. 3-11.
- Ogg J.G., Agterberg F.P., Gradstein F.M.** 2004. The Cretaceous period. In: *A geologic time scale 2004* (Eds Gradstein F.M., Ogg J.G. and Smith A.G.), pp. 344-383.
- Olivet J.L.** 1996. La cinématique de la plaque ibérique. *Bulletin des centres de recherche exploration-production Elf-Aquitaine, 20*: pp. 131-195.
- Olivet J.L., Bonnin J., Beuzard P., Auzende J.M.** 1984. *Cinématique de l'Atlantique nord et central, 54*, 108 pp.
- Orbigny A. d'** 1844-1847. *Paléontologie française. Terrains Crétacés. III, Lamellibranches ; IV, Gasteropodes.* Masson, Paris, 1844: 1-288; 1845: 289-448; 1846: 449-520; 1847: 521-807 pp.
- Parrish J.T.** 1983. Upwelling deposits; nature of association of organic-rich rock, chert, chalk, phosphorite, and glauconite. *AAPG Bulletin, 67*: 529.
- Parrish J.T., Curtis R.L.** 1982. Atmospheric circulation, upwelling, and organic-rich rocks in the Mesozoic and Cenozoic eras. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 40*: 31-66.
- Paul C.R.C., Lamolda M.A., Mitchell S.F., Vaziri M.R., Gorostidi A., Marshall J.D.** 1999. The Cenomanian-Turonian boundary at Eastbourne (Sussex, UK); a proposed European reference section. In: *Cretaceous global events and correlation* (Eds Okada H., Leereveld H., Chen P. and Mateer N.J.), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 150*, pp. 83-121.
- Paul C.R.C., Mitchell S.F., Marshall J.D., Leary P.N., Gale A.S., Duane A.M., Ditchfield P.W.** 1994. Palaeoceanographic events in the middle Cenomanian of Northwest Europe. *Cretaceous Research, 15*: pp. 707-738.
- Pawellek T., Aigner T.** 2003. Stratigraphic architecture and gamma ray logs of deeper ramp carbonates (Upper Jurassic, SW Germany). *Sedimentary Geology, 159*: pp. 203-240.
- Perrodon A., Zabeck J.** 1990. Paris basin. In: *Interior Cratonic Basins.* (Eds Leighton M.W., Kolata D.R., Oltz D.F. and Eidel J.J.), *American Association of Petroleum Geologists Memoirs*, pp. 633-679.
- Philip J., Masse P.J.L., Machhour L.** 1987. L'évolution paléogéographique et structurale du front de chevauchement nord-toulonnais (Basse-Provence occidentale, France). *Bulletin de la Société Géologique de France, 8*: pp. 541-550.
- Platel J.P.** 1996. Stratigraphie, sédimentologie et

- évolution géodynamique de la plate-forme carbonatée du Crétacé supérieur du nord du bassin d'Aquitaine. *Géologie de la France*, **1996**: pp. 33-58.
- Pomerol B.** 1986. La limite Coniacien/Santonien dans la craie à Micraster du Sénonien stratotypique de Sens (Yonne, France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **2**: pp. 585-594.
- Pomerol B.** 1998. Le Sénonien stratotypique de la région de Sens. *géologie méditerranéenne*.
- Pomerol B.** 2000. Le forage de Sainte-Colombe (702); description lithologique. In: *Programme Craie 700; premiers résultats*, *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, **37**, pp. 27-32.
- Pomerol B., Bailey H.W., Monciardini C., Mortimore R.N.** 1987. Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Lewes and Seaford chalks; a link across the Anglo-Paris Basin at the Turonian-Senonian boundary. *Cretaceous Research*, **8**: pp. 289-304.
- Pomerol B., Bellier J.P., Damotte R., Fauconnier O., Fouray M., Manivit H., Monciardini C.** 1983. Précisions lithostratigraphiques et biostratigraphiques sur le Sénonien stratotypique. In: *Colloque sur les étages Coniacien à Maastrichtien*, *Géologie Méditerranéenne*, **10**, pp. 15-29.
- Pomerol B., Lambert B., Manivit H.** 1985. Biozones de nannoplancton calcaire dans les craies stratotypiques du Campanien et du Sénonien; implications biostratigraphiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre*, **301**: pp. 177-182.
- Pomerol B., Monciardini C., Mortimore R.N., Bournérias M.** 1996. Notice explicative, carte géologique, feuille Arcis-sur-Aube (262). BRGM edn.
- Pomerol B., Mortimore R.N.** 1993. Lithostratigraphy and correlation of the Cenomanian-Turonian boundary sequence. *Newsletters on stratigraphy*, **28**: pp. 59-78.
- Posamentier H.W., James D.P., Allen G.P.** 1990. Aspects of sequence stratigraphy; recent and ancient examples of forced regressions. In: *AAPG annual convention with DPA/EMD divisions and SEPM, an associated society; technical program with abstracts*, *AAPG Bulletin*, **74**, pp. 742.
- Price G.D., Sellwood B.W., Valdes P.J.**, 1995. Sedimentological evaluation of general circulation model simulations for the « greenhouse » Earth : Cretaceous and Jurassic case studies. *Sedimentary geology*, **100** : pp.159-180.
- Pucéat E., Lécuyer C., Sheppard S.M.F., Dromart G., Réboulet S., Grandjean P.** 2003. Thermal evolution of Cretaceous Tethyan marine waters inferred from oxygen isotope composition of fish tooth enamels. *Paleoceanography*, **18**.
- Quesnel F., Catt J., Laignel B., Bourdillon C., Meyer R.** 2003. The Neogene and Quaternary clay-with-flints north and south of the English Channel; comparisons of distribution, age, genetic processes and geodynamics. In: *The Quaternary history of the English Channel* (Eds Lowe J.J., Gibbard P.L. and Lautridou J.P.), *JQS. Journal of Quaternary Science*, **18**, pp. 283-294.
- Quine M., Bosence D.** 1991. Stratal geometries, facies and sea-floor erosion in Upper Cretaceous Chalk, Normandy, France. *Sedimentology*, **38**: 1113-1152.
- Rasplus L.** 1980. Données nouvelles sur le Sénonien de Touraine. In: *Contribution à la géologie du bassin de Paris*, *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Section 1: Géologie de la France*, pp. 197-204.
- Rebesco M., Stow D.A.V.** 2001. Seismic expression of contourites and related deposits: a preface. *Marine Geophysical Research*, **22**: pp. 303-308.
- Robaszynski F.** 1981. Moderation of Cretaceous transgressions by block tectonics; an example from the north and north-west of the Paris Basin. *Cretaceous Research*, **2**: pp. 197-213.
- Robaszynski F.** 2000. Le forage de Poigny : description lithologique. *Bulletin d'information des géologues du Bassin de Paris. Programme Craie 700, premiers résultats.*, **37**: 18-26.
- Robaszynski F., Alcayde G., Amedro F., Badillet G., Damotte R., Foucher J.C., Jardine S., Legoux O., Manivit H., Monciardini C., Sornay J.** 1982a. L'étage turonien dans sa région-type 'de Saumur a Montrichard'; Biostratigraphie, sédimentologie, coupures. In: *Entretiens du Museum; Colloque sur le Turonien; Colloque international du Museum National d'Histoire Naturelle et du Groupe Français du Crétacé.* (Ed Alcayde G.), *Mémoires du Museum National d'Histoire Naturelle, Nouvelle Série, Série C, Géologie*, **49**, pp. 15-28.
- Robaszynski F., Alcayde G., Amedro F., Badillet G., Damotte R., Foucher J.C., Jardine S., Legoux O., Manivit H., Monciardini C., Sornay J.** 1982b. Le Turonien de la région-type; Saumurois et Touraine, stratigraphie, biozonations, sédimentologie. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, **6**: pp. 119-225.
- Robaszynski F., Amedro F.** 1986. The Cretaceous of the Boulonnais (France) and a comparison with the Cretaceous of Kent (United Kingdom). *Proceedings of the Geologists Association*, **97**: pp. 171-208.
- Robaszynski F., Amedro F., Collete C., Fricot C.** 1987. La limite Cénomanien-Turonien dans la région de Troyes (Aube, France). *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, **24**: pp. 7-24.
- Robaszynski F., Amedro F., Foucher J.C., Gaspard D., Magniez-Jannin F., Manivit H.,**

- Sornay J.** 1980. Synthèse biostratigraphique de l'Aptien au Santonien du Boulonnais à partir de sept groupes paléontologiques; Foraminifères, nannoplancton, Dinoflagellés et macrofaunes; Zonations micropaléontologiques intégrées dans le cadre du Crétacé boréal. *Revue de Micropaléontologie*, **22**.
- Robaszynski F., Amedro F., Hancock J.M., Kennedy W.J., Lauverjat J., Sornay J.** 1982. Conclusions au colloque sur le Turonien, échelles biostratigraphiques intégrées et cartes de faciès (France et contrées limitrophes). In: *Entretiens du Museum; Colloque sur le Turonien; Colloque international du Museum National d'Histoire Naturelle et du Groupe Français du Crétacé*. (Ed Alcayde G.), *Mémoires du Museum National d'Histoire Naturelle, Nouvelle Série, Série C, Géologie*, **49**, pp. 209-230.
- Robaszynski F., Bellier J.P.** 2000. Biostratigraphie du Crétacé avec les foraminifères dans les forages de Poigny et de Sainte-Colombe. In: *Programme Craie 700; premiers résultats, Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, **37**, pp. 59-65.
- Robaszynski F., Gale A.S., Juignet P., Amédro F., Hardenbol J.** 1998. Sequence stratigraphy in the upper cretaceous series of the Anglo-Paris Basin: Exemplified by the Cenomanian stage. In: *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European Basins* (Ed Graciansky P.-C.; Hardenbol J.; Jacquin T.; Vail P.R.), **60**, pp. 363-386. SEPM Special Publications.
- Robaszynski F., Pomerol B., Masure E., Bellier J.P., Deconinck J.F.** 2005. Stratigraphy and stage boundaries in reference sections of the Upper Cretaceous Chalk in the east of the Paris Basin; the 'Craie 700' Provins boreholes. *Cretaceous Research*, **26**: pp. 157-169.
- Robaszynski F., Pomerol B., Masure E., Janin M.C., Bellier J.P., Damotte R.** 2000. Corrélations litho-biostratigraphiques et position des limites d'étages dans le Crétacé des sondages de Poigny et de Sainte-Colombe; une synthèse des premiers résultats. In: *Programme Craie 700; premiers résultats, Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, **37**, pp. 74-85.
- 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. In: *New insights into structural interpretation and modelling* (Ed Nieuwland D.A.), *Geological Society Special Publications*, **212**, pp. 225-250.
- Robin C., Rouby D., Granjeon D., Guillocheau F., Allemand P., Raillard S.** 2005. Expression and modelling of stratigraphic sequence distortion. *Sedimentary Geology*, **178**: pp. 159-186.
- Robinson N.D.** 1986. Lithostratigraphy of the Chalk Group of the North Downs, southeast England. *Proceedings of the Geologist's Association*, **97**: 141-170.
- Rosenbaum G., Lister G.S.** 2005. The Western Alps from the Jurassic to Oligocene; spatio-temporal constraints and evolutionary reconstructions. *Earth-Science Reviews*, **69**: pp. 281-306.
- Roth P.H., Bowdler J.L.** 1981. Middle Cretaceous calcareous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the Atlantic Ocean. In: *The Deep Sea Drilling Project; a decade of progress* (Eds Warme J.E., Douglas R.G. and Winterer E.L.), *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists - Special Publication*, pp. 517-546.
- Scholle P.A., Albrechtsen T., Tirsgaard H.** 1998. Formation and diagenesis of bedding cycles in the uppermost Cretaceous chalks of the Dan Field, Danish North Sea. *Sedimentology*, **45**: pp. 223-243.
- Scotese C.R., Summerhayes C.P.** 1986. Computer model of paleoclimate predicts coastal upwelling in the Mesozoic and Cenozoic. *Geobyte*, **1**: 28-42.
- Seilacher A.** 1967. Bathymetry of trace fossils. *Marine geology*, **5**: pp. 413-428.
- Seilacher A.** 1978. Use of trace fossils for recognizing depositional environments. In: *Trace fossils concepts* (Ed Basan P.B.), *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course Notes*, **5**, pp. 175-201.
- Serrano O., Delmas J., Hanot F., Vially R., Herbin J.P., Houel P., Tourlière B.**, 2006. Le Bassin d'Aquitaine : Valorisation des données simiques, cartographie structurale et potentiel pétrolier, *Ed. BRGM*, 245pp.
- Sikora P.J., Bergen J.A., Farmer C.L.** 1999. Chalk palaeoenvironments and depositional model, Valhall-Hod fields, southern Norwegian North Sea. In: *Biostratigraphy in production and development geology* (Eds Jones R.W. and Simmons M.D.), *Geological Society Special Publications*, **152**, pp. 113-137.
- Sissingh W.** 1977. Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. *Geologie en Mijnbouw*, **56**: pp. 37-65.
- Souquet P., Deramond J.** 1989. Séquence de chevauchements et séquences de dépôt dans un bassin d'avant-fosse; exemple du sillon crétacé du versant sud des Pyrénées (Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre*, **309**: pp. 137-144.
- Souquet P., Peybernes B.** 1991. Stratigraphie séquentielle du cycle albien dans les Pyrénées franco-espagnoles. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, **15**: pp. 195-

213.

Stanley S.M., Ries J.B., Hardie L.A. 2005. Seawater chemistry, coccolithophore population growth, and the origin of Cretaceous chalk. *Geology*, **33**: pp.593-596.

Stampfli, G.M., Editor, 2001. Geology of the Western Swiss Alps, A Guide-book. *Mémoires de Géologie (Lausanne)* 36: 195 pp.

Stampfli G. M., Mosar J., Marquer D., Marchant R., Baudin T., Borel G. 1998. Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. *Tectonophysics*, **296**: pp.159-204.

Stokes R.B. 1975. *Royaumes et provinces fauniques du Crétacé établis sur la base d'une étude systématique du genre Micraster*. Mémoires du musée national d'histoire naturelle, nouvelle série, **Tome XXXI**, 105 pp.

Stow D.A.V., Faugères J.C., Howe J.A., Pudsey C.J., Viana A.R. 2002. Bottom currents, contourites and deepsea sediment drifts: current state-of-the-art. *Geol. Soc. London Mem.*, **22**: pp. 7–20.

Stow D.A.V., Faugères J.C., Viana A., Gonthier E. 1998. Fossil contourites: a critical review. *Sedimentary Geology*, **115**: pp. 3–31.

Surlyk F. 1997. A cool water carbonate ramp with bryozoan mounds: Late cretaceous- Danian of the Danish Basin. In: *Cool-Water carbonates* (Ed C.J.A.D. James N.P.), *SEPM Special Publication*, **56**, pp. 293-308, Tulsa, Oklahoma.

Surlyk F., Dons T., Clauss C.K., Higham J. 2001. Petroleum geology of the central and northern north Sea upper cretaceous. In: *The millenium Atlas* (Ed T.g.s.o.l.n.p.s.g.s.o.d.a. greenland.), pp. 213-235.

Surlyk F., Lykke-Andersen H. 2007. Contourite drifts, moats and channels in the Upper Cretaceous chalk of the Danish Basin. *Sedimentology*, **54**, pp 405-422

Teixell A. 1996. The Anso transect of the southern Pyrenees; basement and cover thrust geometries. *Journal of the Geological Society of London*, **153**: pp. 301-310.

Thinon I., Fidalgo-Gonzalez L., Rehault J.P., Olivet J.L. 2001. Déformations pyrénéennes dans le golfe de Gascogne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II. Sciences de la Terre et des Planètes*, **332**: pp. 561-568.

Thiry M., Hanot F., Pierre C. 2003. Chalk dolomitization beneath localized subsiding Tertiary depressions in a marginal marine setting in the Paris Basin (France). *Journal of Sedimentary Research*, **73**: pp. 157-170.

Thomsen E. 1983. Relation between currents and the growth of Palaeocene reef-mounds. *Lethaia* **16**, pp 165–184.

Tröger K.A. 1989. Problems of Upper Cretaceous

inoceramid biostratigraphy and paleobiostratigraphy in Europe and western Asia. In: *Cretaceous of the Western Tethys* (Ed Wiedmann J.), pp. 911-930.

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*, **Vol. 155**: pp. 975-992.

Vail P.R., Posamentier H.W. 1988. Principles of sequence stratigraphy. In: *Sequences, stratigraphy, sedimentology; surface and subsurface* (Eds James D.P. and Leckie D.A.), *Memoir - Canadian Society of Petroleum Geologists*, **15**, pp. 572.

Van Hoorn B. 1987. Structural evolution, timing and tectonic style of the Sole Pit inversion. In: *Compressional intra-plate deformations in the Alpine Foreland* (Ed Ziegler P.A.), *Tectonophysics*, **137**, pp. 239-284.

Van Hoorn B. 1987. The South Celtic Sea/Bristol Channel basin; origin, deformation and inversion history. In: *Compressional intra-plate deformations in the Alpine Foreland* (Ed Ziegler P.A.), *Tectonophysics*, **137**, pp. 309-334.

Vanderaveroot P., Amédéo F., Colleté C., Deconinck J.F., Récourt P., Robaszynski F. 2000. Caractérisation et extension de niveaux repères de bentonites dans le Turonien supérieur du Bassin de Paris (Boulonnais, Aube). *Geodiversitas*, **22**: 457-469.

Verges J., Garcia-Senz J. 2001. Mesozoic evolution and Cainozoic inversion of the Pyrenean Rift. In: *Peri-Tethys memoir 6; Peri-Tethyan rift/wrench basins and passive margins* (Eds Ziegler P.A., Cavazza W., Robertson A.H.F. and Crasquin-Soleau S.), *Mémoires du Museum National d'Histoire Naturelle*, **186**, pp. 187-212.

Viana A.R., Faugères J.C., Stow D.A.V. 1998. Bottom-current-controlled sand deposits a review of modern shallow-to deep-water environments. *Sedimentary Geology*, **115**: pp. 53-80.

Voigt S. 1995. Palaeobiogeography of early Late Cretaceous inoceramids in the context of a new global palaeogeography. In: *Tethyan and Boreal Cretaceous correlation* (Eds Michalik J. and Leereveld H.), *Cretaceous Research*, **16**, pp. 343-356.

Voigt S., Hilbrecht H. 1997. Late Cretaceous carbon isotope stratigraphy in Europe; correlation and relations with sea level and sediment stability. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **134**: pp. 39-59.

Vrielynck B., Bouysse P., 2003. Le visage changeant de la Terre. *CD Rom et notice explicative* 30p. Ed.Unesco.

Walker, R., 1984. Facies Models. *Geoscience Canada, Reprint Series* 1,2nd ed, Geological

association of Canada.

Wiese F., Kaplan U. 2001. The potential of the Lengerich section (Muenster Basin, northern Germany) as a possible candidate Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) and the middle/upper Turonian boundary. *Cretaceous Research*, **22**: pp. 549-563.

Wiese F., Voigt S. 2002. Late Turonian (Cretaceous) climate cooling in Europe; faunal response and possible causes. *Geobios*, **35**: pp. 65-77.

Wilmsen M. 2003. Sequence stratigraphy and palaeoceanography of the Cenomanian stage in northern Germany. *Cretaceous Research*, **24**: pp : 525-568.

Wray A.S., Wood C.J. 1998. Distinction between detrital and volcanogenic clay-rich beds in Turonian-Coniacian chalk of eastern England. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, **52**: pp :95-105.

Wray D.S. 1999. Identification and long-range correlation of benthonites in Turonian-Coniacian (Upper Cretaceous) chalks of northwest Europe. *Geological magazine*, **136**: pp : 361-371.

Wray D.S. Gale A.S. 1993. Geochemical identification and correlation of marls bands in Turonian chalks of the Anglo-Paris Basin. In: *High Resolution Stratigraphy, Geological Society of London special publication*. (Ed Hailwood E.A.; Kidd R.B.), **70**, pp. 211-226.

Wyns R. 1996. Quelques Remarques sur l'interprétation des faciès siliceux du Crétacé supérieur de Touraine. In: *Les Faciès de bordure associés aux transgressions; Vendée, Anjou, Touraine, Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, **33**, pp. 55.

Ziegler, P.A., 1990. Geological Atlas of Western and Central Europe. *Shell International Petroleum Mij. B.V.*, Geological Society Publishing House, London, 239 pp.

Zijlstra H. 1995. *The sedimentology of Chalk*. Lecture notes in earth sciences, **54**. Springer-Verlag, Heidelberg (Germany).