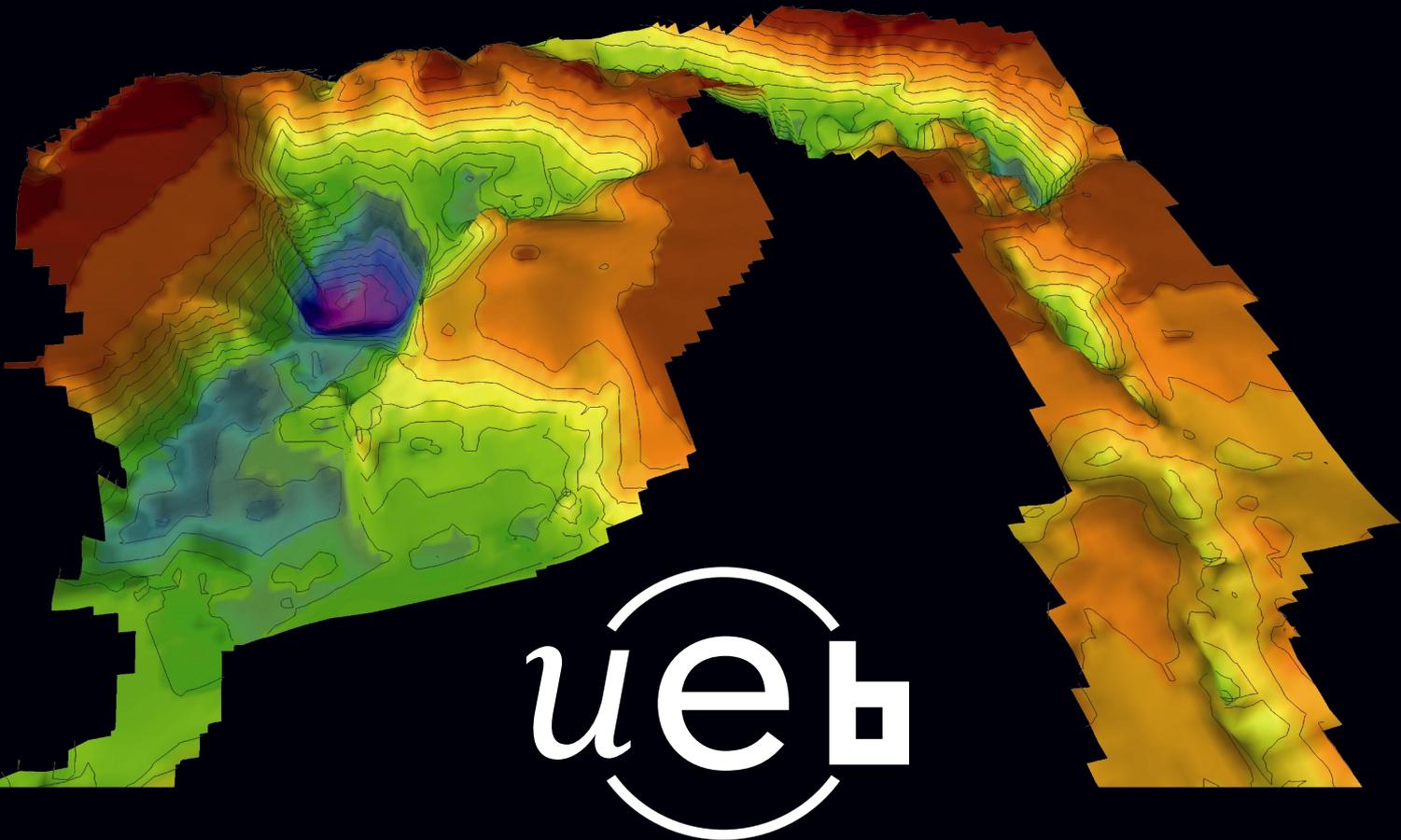




GÉOSCIENCES MARINES
GÉOMORPHOLOGIE DU LITTORAL
UNIVERSITÉ DE BRETAGNE-SUD
G.M.L.L.D.O. I.M.R. 6508 I.U.E.M.



LAFARGE
GRANULATS



THESE / Université de Bretagne Sud
sous le sceau de l'Université européenne de Bretagne
pour obtenir le titre de
DOCTEUR DE l'Université de Bretagne Sud
Mention : Géologie
Ecole doctorale SHS

présentée par
Guilhem Estournès

Architectures et facteurs de contrôle des bassins quaternaires immergés du précontinent armoricain

*Exemple de la paléovallée d'Étel (Bretagne Sud) et
du Bassin des Ecrehou (Golfe Normand Breton)*

Thèse soutenue le (date)
devant le jury composé de :

Stéphane Bonnet
Professeur, Université Paul Sabatier (Toulouse 3) / *rapporteur*

Jean-Yves Reynaud
Maître de Conférences HDR, MNHN (Paris) / *rapporteur*

Pascal Le Roy
Maître de Conférences, IUEM-UBO (Brest) / *examinateur*

Fabien Paquet
Chercheur, BRGM (Orléans) / *examinateur*

Christophe Verhague
Lafarge Granulats Ouest / *membre invité*

François Guillocheau
Professeur Université de Rennes 1 / Co-directeur de thèse,

David Menier
Maître de Conférences HDR, Université de Bretagne Sud / Directeur de thèse

Résumé

Français :

La pénurie de granulats à terre (en particulier d'origine alluvionnaire) en région Bretagne conduit les industriels à prospecter dans de nouvelles zones de gisements potentiels. Le plateau continental interne (0-60 m) correspond pour partie à l'extension des topographies continentales, remaniées par les variations eustatiques, climatiques et tectoniques au cours du Quaternaire (2.6 Ma-Actuel).

L'objectif de cette thèse est de caractériser la morphologie et l'enregistrement sédimentaire de ces bassins en discriminant l'influence des variations eustatiques, climatiques et tectoniques quaternaires dans la mise en place de ces objets. Deux zones représentatives de contextes géologiques différents au niveau du Massif Armoricaire, ont fait l'objet d'une étude détaillée par stratigraphie sismique haute résolution, reconstitution 3D des topographies et des remplissages et carottages superficiels. Ces deux zones correspondent à 1) la paléovallée de la rivière d'Etel (Bretagne Sud), et 2) les bassins quaternaires du Golfe Normand-Breton (Normandie Occidentale).

Il s'agit d'un travail d'exploration dans ces zones peu connues, présentant des intérêts tant académiques (connaissance des marges continentales) qu'industriels (exploration de nouveaux gisements potentiels).

Cette étude montre que la façade Atlantique correspond à des topographies fluviales reliques (Pléistocène moyen) plusieurs fois utilisées depuis leur mise en place mais présentant une très faible capacité de préservation. La paléo Etel apparaît uniquement comblée par des dépôts transgressifs holocènes tidaux à marins (9 ka à l'Actuel). La mise en place de ces vallées semble contrôlée par la dynamique climatique quaternaire (Transition du Pléistocène Moyen) et les variations eustatiques haute fréquence de cette période. Dans le Golfe Normand-Breton, le remplissage des bassins témoigne d'une préservation bien meilleure (Pléistocène inférieur au Pléistocène supérieur) en relation avec un contexte tectonique plus actif que sur la marge atlantique. Ce remplissage apparaît en outre dominé par les environnements tidaux.

De manière très générale, à l'échelle du Massif Armoricaire, le contexte tectonique régional paraît moduler l'influence des variations eustatiques dans la préservation des sédiments. Cette dernière est dans tout les cas maximale au cours des transgression et nulle, voire négative pendant les bas niveaux eustatiques.

Summary

English :

The shortage of local aggregate ores (more particularly from alluvial origins) leads industrial companies to prospect for new potential ores including marine areas. The inner continental shelf (0-60 m) corresponds to the offshore extension of continental landscapes, reworked by eustatic, climatic and tectonic variations during the Quaternary (2.6 Myrs- Today).

The objective of this thesis is to characterize both the morphology and sedimentary filling of these basins, making the part of eustatic, climatic and tectonic influences on sediments onset. Two areas, chosen because of their good geological context representativeness, have been studied by seismic reflexion, surfacial coring and 3D topographic and sedimentary reconstitutions. These two areas are 1) the Palaeo Valley of the Etel River (Southern Brittany) and 2) the Ecrehou Basin in the Normand-Breton Gulf.

This study consists in an exploration of poorly known areas, carrying interests for both academic research (continental margins knowledge) and industrial sector (new potential material ores).

It appears that Atlantic inner shelf morphology corresponds to the remnant of fluvial topographies (Mid Pleistocene) several times reused since their onset and showing a poor sediments preservation capacity. The Etel Palaeo valley is only filled with transgressive tidal to marine deposits dated between 9 Kyr BP to present. The onset of these valleys seems to respond to the evolution of quaternary climate dynamic (Mid Pleistocene Transition) and high frequency eustatic variations since this period. In the Normand-Breton Gulf, the basin sedimentary filling presents a far better preservation capacity (preserving Early and Late Pleistocene deposits) associated to more active tectonic pattern than the Atlantique margin. This filling is dominated by tidal environnements.

Basically, at the scale of the whole Armorican Massif, the tectonic forcing seems to modulate the effect of eustatic variations on sediment preservation. This latter is in any case maximum during transgressions and minimum or negative during sea lowstand periodes.

Table des matières

Introduction	13
- Chapitre 1 –	21
Contexte géologique du Massif Armoricaïn du Cénozoïque au Quaternaire	21
1. Un domaine de socle hérité :	22
2. Sédimentation cénozoïque du Massif Armoricaïn	23
2.1. Le Paléogène	23
2.1.1. Le Paléocène	23
2.1.2. L’Eocène	24
2.1.3. L’Oligocène.....	26
2.2. Le Néogène	27
2.2.1. Le Miocène inférieur et moyen	27
2.2.2. Le Miocène supérieur (Tortonien-Messinien) et le Pliocène	28
3. Sédimentation quaternaire du Massif Armoricaïn.....	29
3.1. Les dépôts plio-pléistocènes émergés	29
3.1.1. Les plages perchées	30
3.1.2. Les accumulations fluvio-estuariennes préservées sur le littoral actuel du Massif Armoricaïn	32
3.2. Stratigraphie quaternaire de la Manche et du Golfe Normand-Breton	38
3.2.1. Les formes en creux et leur remplissage	38
3.2.2. La couverture meuble holocène du Golfe Normand-Breton.....	40
3.3. Stratigraphie quaternaire du plateau interne de Bretagne Sud	43
3.3.1. Les vallées incisées du plateau Sud Armoricaïn	43
3.3.2. La couverture superficielle meuble holocène du plateau de Bretagne Sud.....	46
4. Evolution climatique, eustatique et néotectonique du Quaternaire : les paramètres d’évolution du remplissage sédimentaire	47
4.1. Variations climatiques à haute fréquence au Quaternaire.....	48
4.1.1. Définition du Quaternaire.....	48
4.1.2. Les variations climatiques globales du Plio-Pléistocène.....	50
4.1.3. La Transition du Pléistocène Moyen.....	54
4.1.4. Les marqueurs des variations climatiques quaternaires du Massif Armoricaïn.....	55
4.2. Variations eustatiques au Quaternaire.....	56
4.3. Les mouvements verticaux du domaine Armoricaïn.....	57
4.3.1. Evolution topographique de la péninsule Armoricaïne.....	57
4.3.2. Les marqueurs de l’évolution topographique de la péninsule du Cotentin	60

- Chapitre 2 - 61**Présentation des données et méthodologie d'interprétation 61**

1. Etude de l'enregistrement stratigraphique.....	62
1.1. Introduction- Historique succinct des investigations sismiques en Bretagne	62
2. L'enregistrement sédimentaire et sa méthodologie d'interprétation.....	64
2.1. L'enregistrement sédimentaire.....	64
2.2. Notion d'espace disponible à la sédimentation	66
2.3. Conceptualisation du remplissage sédimentaire: la stratigraphie séquentielle	67
2.3.1. Origine et objectif.....	67
2.3.2. Hiérarchisation de l'enregistrement sédimentaire.....	67
2.3.3. L'application de la stratigraphie séquentielle aux vallées incisées	69
3. Acquisition et traitement des données : la sismique réflexion sparker monotrace	72
3.1 Principe.....	72
3.2. Traitement des données.....	73
3.3. Archivage et valorisation des données	76
3.4. Reconstitution 3D des unités sismiques	76
4. Méthodologie d'interprétation : la stratigraphie sismique	77
4.1. Subdivision de l'enregistrement sédimentaire par stratigraphie sismique	77
4.1.1. Définition des unités sismiques.....	78
4.1.2. Analyse des faciès sismiques	79
4.1.3. Signification géologique des réflexions sismiques	81
5. Prélèvement géologique	82
5.1. Vibro-carottages et dragages.....	82
5.2. Datation 14 C	82
5.2.1. Principe.....	82
5.2.2. Calibration des résultats	83

- Chapitre 3 - 85**L'incision des vallées sur le Précontinent de Bretagne Sud : exemple de la paléo vallée de la rivière d'Étel 85**

Abstract:	86
1. Introduction	87
2. Regional setting.....	88
2.1. Geological setting.....	88
2.2. Geomorphological setting of the Bay of Etel.....	89
3. Methodology	91
3.1. Seismic data.....	91
3.2. Digital Elevation Models creation.....	91
3.3. Geomorphological indexes.....	93

3.4. Vibro-cores data	94
3.4.1. Facies sedimentology	94
3.4.2. Foraminiferal content analysis	94
3.4.3. ¹⁴ C dating.....	94
4. Results	96
4.1. Seismic stratigraphy description of the sedimentary filling.....	96
4.1.1. Boundary surfaces	96
4.1.2. Seismic Units.....	101
4.2 Description of the cored surface formation.....	105
4.2.1 Description of sedimentary facies	105
5. Discussion	111
5.1. Sedimentary processes and stratigraphic significance of seismic units and their boundary surfaces.....	111
5.2. Hypothesis about the onset of the basal channel surface S2.....	116
6. Conclusion.....	117
- Chapitre 4 -	128
La sédimentation plio-pléistocène du Golfe Normand-Breton	128
Introduction	129
1. Etat des connaissances.....	130
1.1. Stratigraphie des dépôts sédimentaires cénozoïques du Cotentin.....	131
1.1.1. Faluns éocènes (Lutétien à Bartonien)	131
1.1.2. Transition Eocène Oligocène	134
1.1.3. La Mer Helvétique dans le Cotentin.....	134
1.1.4. La sédimentation plio-pléistocène.....	134
1.1.5. La paléogéographie des dépôts plio-pléistocènes du Cotentin: modèle de Baize (1998)	137
1.2. Stratigraphie connue des dépôts sédimentaires du Golfe Normand-Breton	139
1.2.1. L'Eocène du Golfe Normand-Breton	139
1.2.2. Le Miocène Moyen	140
1.2.3. Le remplissage du Bassin des Ecrehou	140
1.2.4. La couverture meuble superficielle	142
1.3. Cadre tectonique.....	142
1.3.1. Contrôle tectonique à l'échelle régionale.....	143
1.3.2. Contrôle tectonique à l'échelle des bassins.....	143
2. Les grands traits morpho-structuraux.....	146
2.1. La topographie du Cotentin.....	146
2.2. La bathymétrie des fonds du Golfe Normand-Breton.....	148
2.3. La transition terre-mer.....	149
3. Description des bassins du Golfe Normand-Breton entre Jersey et le Cotentin	150
3.1. Description du Bassin des Ecrehou.....	151
3.1.1 Description par stratigraphie sismique du substratum du Bassin des Ecrehou .	152

3.1.2. Sectorisation morphologique du Bassin des Ecrehou	152
3.1.3. Description du remplissage du Bassin des Ecrehou par stratigraphie sismique	155
3.2. Description du Chenal de la Chaussée des Bœufs	165
3.2.1. Description par stratigraphie sismique du substratum du Chenal de la Chaussée des Bœufs	166
3.2.2. Sectorisation morphologique du Chenal de la Chaussée des Boeufs	167
3.2.3. Description du remplissage du Chenal de de la Chaussée des Boeuf	169
4. Interprétation des unités sismiques en termes de processus sédimentaires et d'environnements de dépôts	179
4.1. Le Bassin des Ecrehou	179
4.1.1. Unité 0 – U0: le socle ante-mesozoïque	179
4.1.2. Sbe1/Ube1: les sédiments éocènes déformés	180
4.1.3. Sbe2/Ube2: dépôts de pentes puis couloir à chenaux de vidange	180
4.1.4. Sbe3/Ube3: installation d'un paléostuaire	181
4.1.5. Sbe4/Ube4: surface de ravinement marin holocène et plateforme tidale actuelle	182
4.2. Le Chenal de la Chaussée des Bœufs	183
4.2.1. Unité 0 – U0: le socle ante-mésozoïque	183
4.2.2. Scb1/Ube1: comblement aggradant d'une morphologie chenalisante héritée.	183
4.2.3. Scb2/Ucb2: aggradation et période de transit sédimentaire sous influence tidale (?)	184
4.2.4. Scb3/Ucb3: ravinement tidal chenalisé	185
4.2.5. Scb4/Ucbe4: mise en place d'une plateforme d'abrasion marine	185
5. Les bassins immergés du Golfe Normand-Breton dans l'évolution de la sédimentation Normande	185
5.1. Corrélations entre les remplissages du Bassin des Ecrehou et du Chenal de la Chaussée des Boeufs	185
5.1.1. Proposition de modèles de dépôts	185
5.1.2. Vers un modèle de dépôts commun au Bassin des Ecrehou et au Chenal de la Chaussée des Boeufs	186
5.2. Intégration des bassins du Golfe Normand-Breton dans le contexte géomorphologique et géologique plio-quadernaire régional	187
5.2.1. La plateforme d'abrasion marine du Golfe Normand-Breton entre Jersey et le Cotentin	188
5.2.2. Transition terre mer du réseau hydrographique	188
5.2.3. Le système Ecrehou/Chaussée des Bœufs: un équivalent immergé des bassins du Centre Cotentin (?)	189
6. Conclusion	191
- Chapitre 5 -	195
Synthèse et Conclusions générales	195
1. Synthèse générale	196
1.1. La paléovallée d'Étel (Chapitre 3):	196
1.1.1. Remplissage d'une paléovallée:	196

1.1.2. Dynamique et âge d'incision de la paléovallée d'Etel	197
1.2. La sédimentation quaternaire du Golfe Normand-Breton.....	198
1.1.2. Morphogenèse des bassins du Golfe Normand-Breton.....	198
1. 1. 1. Le remplissage des bassins en mer.....	199
2. Conclusions générales.....	199
2.1. La préservation du Pléistocène inférieur: la zone d'accumulation du Cotentin.....	200
2.2. Le Pleistocène moyen et supérieur.....	200
3. Perspectives.....	202
Bibliographie.....	208
-Annexe-	230

Liste des figures

- Figure 1 : Les affleurements plio-pléistocènes de Bretagne (modifié d'après Morzadec-Kerfourn et Monnier, 1982 ; Gros et Limasset, 1984 ; Morzadec-Kerfourn, 1999 ; Lautridou, 2003)..... 30
- Figure 2 : Les principaux bassins plio-pleistocènes du Centre Cotentin. 1 : Bassin de Sainteny-Marchésieux. 2 : Bassin de Lessay. 3 : Bassin de Saint-Sauveur-le-Vicomte. 4 : Bassin immergé des Ecrehou (Baize, 1998)..... 34
- Figure 3 : Coupe verticale synthétique de la série plio-pléistocène des bassins du seuil du Cotentin, à partir des données de forages carottés et des affleurement en sablières (Dugué et al., 2000)..... 35
- Figure 4 : Coupe synthétique de Penestin présentant l'organisation du remplissage et la localisation des figures sédimentaires (Brault et al., 2001)..... 36
- Figure 5 : Colonne stratigraphique de la falaise de Penestin et caractérisation de la préservation des sédiments (Brault et al., 2001) 37
- Figure 6 : Morphologie du bassin des Ecrehou et isobathes au toit du socle paléozoïque (d'après Baize, 1998) 40
- Figure 7 : Répartition des sédiments meubles du Golfe Normand-Breton et localisation des principaux bancs sableux tidaux (d'après Walker, 2001) 42
- Figure 8: Localisation des vallées incisées sur le plateau interne de la marge atlantique française (Chaumillon et al., 2008) 45
- Figure 9 : Modèle de remplissage des vallées incisées du plateau interne de Bretagne Sud (Menier et al., 2006). Surfaces de discontinuités en termes de stratigraphie séquentielle : SB (limite de séquence), TS (surface de ravinement transgressif), TRS (surface de ravinement tidale), WRS (surface de ravinement par la houle), MFS (surface d'inondation maximale). 46
- Figure 10 : Cartographie de la couverture sédimentaire superficielle du plateau continental (Ifremer). 47
- Figure 11 : Charte stratigraphique globale du Quaternaire (modifié d'après Gibbard and Cohen, 2010). La courbe d'évolution du niveau marin est basée sur la conversion de la courbe de $\delta^{18}\text{O}$ de Lisiecki and Raymo (2005) d'après Miller et al., (2005). 49
- Figure 12 : Configuration astronomique pour chacun des paramètres orbitaux de la Terre et périodes de leurs cyclicités..... 51
- Figure 13 : Evolution temporelle des paramètres orbitaux de la Terre (données issues de Laskar et al., 2004) parallélisés à la variation de $\delta^{18}\text{O}$ 52
- Figure 14 : Evènements globaux majeurs marquant la Transition du Pléistocène Moyen (Head and Gibbard, 2005)..... 53

Figure 15 : Quantification de la surrection différentielle au sein du Massif Armoricaïn (modifié d'après Bonnet (1998), Guillocheau et al. (2003) et Menier (2004)). Les informations structurales sont reprises de Bonnet (1998) et Lagarde et al., (2000) : CSA : Cisaillement Sud Armoricaïn, ENA : Escarpement Nord Armoricaïn, ESA : Escarpement Sud Armoricaïn, FC : Faille de Coutance, FNC : Faille du Nord Cotentin, GBI : Glacis-plaine de Belle-Ile, QNE : Accident de Quessoy/Nort-sur-Erdre, SEQ : Faille de Scorff-Etel-Quiberon, ZFAv : Zone Faillée d'Avranche, ZFM : Zone Faillée de Mayenne (modifié de Bonnet, 1998, Guillocheau et al, 2003 ; Brault et al., 2004 ; Menier, 2004).	59
Figure 16: Carte générale des campagnes d'acquisitions sismiques réalisées sur le Plateau Sud Armoricaïn (Atlas Bretagne sud – coordination D. Menier, 2011). Les données exploitées dans cette étude sont les données des missions GéoEtel07, GéoEtel08 et PER.	62
Figure 17 : Carte générale des campagnes d'acquisitions sismiques réalisées dans le Golfe Normand-Breton. Le plan de positionnement en pointillés correspond aux données utilisées par Quesney (1983). Les données exploitées dans cette étude correspondent aux missions Basecrehou95 (tracé rouge – acquisition IFREMER) et GéoEcrou08 (tracé bleu –acquisition Université de Bretagne Sud/IFREMER)	63
Figure 18: Paramètres de contrôle de la sédimentation.....	64
Figure 19 : Les différentes notions relatives au niveau marin et à son évolution (Homewood et al., 2000).....	65
Figure 20 : Organisation des architectures sédimentaires sur une marge passive au cours d'un cycle de variation du niveau marin selon le concept de stratigraphie séquentielle développé par Vail et al. (1977) (d'après Homewood et al., 1999).....	68
Figure 21 : Transect idéalisé d'une vallée incisée au cours d'un cycle complet de variation du niveau marin relatif. A) organisation des environnements de dépôts. B) organisation des cortèges de dépôts. C) Surfaces stratigraphiques remarquables : 1- Limite de séquence ; 2- Surface Transgressive ; 3- chenal mineur de marée ; 4- Surface de Ravinement Tidal ; 5-Surface de Ravinement par la Houle ; 6-Surface d'Inondation Maximale (Modifié d'après Zaitlin et al., 1994)	71
Figure 22 : Principes d'acquisition et description du dispositif de sismique Très Haute Résolution sparker monotracer	73
Figure 23: Traitement sismique appliqué à l'un des profils de la mission GeoEtel08 (GeoEtel08_148). A- section brute. B- Application d'un gain automatique instantané, agissant par fenêtre glissante moyennant l'amplitude et application d'un filtre de fréquence à bande passante comprise entre 120 et 1200 Hz. C. Application d'un filtre de houle sur le profil B.....	75
Figure 24 : Définition de l'unité sismique. A) Description des terminaisons sismiques 1) par rapport à une limite supérieure et 2) par rapport à une limite inférieure (d'après Mitchum et al., 1977a). B) représentation des terminaisons au sein d'une unité sismique idéalisée (d'après Mitchum et al., 1977b).....	79

Figure 25 : Description des faciès sismiques et caractérisations des configurations des réflexions (d'après Mitchum et al., 1977b ; Mahieux et al., 1998).....	80
Figure 26 : Les paramètres de réflexions sismique utilisés en stratigraphie sismique et leurs significations géologiques (Mitchum et al., 1977b).....	81
Figure 27: Location map of the seismic surveys carried out between 2001 and 2008 on the southern Brittany inner shelf. Location of paleo valleys networks based on Menier, 2004 and Menier et al., 2006. Distance between bathymetric curves: 10 m (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine). Location of rocky outcrops: S.H.O.M. Projected coordinates system: french Lambert 2 extended	90
Figure 28: Seismic positioning grid for PER 2005 survey (59 profiles) and the 23 vibro-cores. Bold lines show the location of profiles PER15 and PER50 interpreted on Figure 30....	92
Figure 29: Geomorphological features extracted from DEM based on seismic surfaces. (A) Calculation method for the time to depth conversion of seismic surfaces applied to each cell on each surfaces. D_r = Depth value corrected from sound speed variations in a multilayer system (m below the Lowest Tide Level Lwtl), T_a = Two way travel time between sea floor and Lwtl (ms TWTT), T_b = Two way travel time between a surface in sediments and Lwtl (ms TWTT), S_w = Speed of sound in salted water (m/s), S_s = Speed of sound in soft sediments (m/s). (B) Sinuosity index measure. P = sinuosity index, L_m = Meander length measured between upstream and downstream terminaisons, L_c = Channel length measured along the talweg. (C) Width / Depth ratio. W_{bkf} = Channel width at bankfull depth, D_{mean} = Mean depth in the bankfull channel.....	93
Figure 30: Raw seismic profiles with interpretations in terms of seismic units, stratigraphic surfaces and line drawing (cross sections PER15 and PER50, see location on Figure 2). Location of vibro cores VK10 and VK 16	95
Figure 31: Isobath maps for stratigraphic surfaces picked on the 59 seismic profiles. Time to depth conversion is based on the assumption of a P-wave velocity of 1600 m/s (value for unconsolidated sediments).	99
Figure 32: Isopach maps for seismic units constructed by subtracting the top and floor surface depth of each unit. Time to depth conversion is based on the assumption of a P-wave velocity of 1600 m/s (value for unconsolidated sediments). This assumption probably underestimates the thickness of U2 (Eocene carbonated sandstones). On U1 map, dotted line represents Thinon et al.(2008) mapping for Middle to Late Eocene formations. ...	102
Figure 33: Interpreted cross sections showing the evolution of surfaces topographies along the palaeo valley. On profiles 46, 48N and 50N, the configuration of reflectors between S2 and S3 revealed the relics of an aggradating channel inside the sedimentary unit (U3). The channelized morphology of S3 lightly erodes the edges of this channel but re used this topography.....	104
Figure 34 : Correlation of sedimentary facies in cores (see location on Figure 28) and radiocarbon dating results locations. The top of U5 and the whole of U6 are visible on cores as wave ravinement surface S5. A later transgressive surface, not visible at seismic resolution, has been identified on cores between U6-F2 and U6-F3.	106

Figure 35: Foraminiferal analysis in term of proportion and representation of the Position of samples used for foraminiferal content analysis of core VK16.	108
Figure 36: Synthesis figure. a) Block diagrams presenting the stage of deposition on the study area. b) Schematic cross sections (location on Fig III.9a) showing the internal organization of the sedimentary filling in each sector of the drainage network. Fl.Ch: Fluvial Channel, TRS: Tidal Ravinement Surface, EFCBD: Ebb-Flood Channel Base Diastem, WRS: Wave Ravinement Surface. c) Position of seismic units and boundary surfaces on the relative sea-level curve proposed by Lambeck (1997) for Brittany coasts.	116
Figure 37 : Carte de localisation des localités citées dans la suite du texte	130
Figure 38: Carte de localisation simplifiée des sédiments cénozoïques de Normandie occidentale et de son littoral (dans Baize, 1998 d'après les travaux de J-P. Lautridou) 132	
Figure 39: Colonne stratigraphique synthétique de la série cénozoïque préservée dans le Cotentin. Environnement : 1. cône alluvial ; 2. rivière en tresses ; 3. rivière anastomosée ; 4. estuaire ; 5. vasière subtidale ; 6. mégarides tidales ; 7. avant-côte ; offshore supérieur. (Modifié d'après Garcin et al., 1997 ; Baize, 1998 ; Dugué et al., 2000).....	133
Figure 1: Reconstitutions paléogéographiques du Centre Cotentin du Pliocène supérieur au Pléistocène inférieur (Baize, 1998). a. Mise en place d'une plateforme ouverte au Reuvérien (Fm Grès de Marchésieux). b. Installation d'une baie à hauts-fonds au cours d'une période de bas niveau marin pré-tiglien (Fm Marnes du B. d'Aubigny, Fm Faluns de Bohon, Fm Marnes de Saint-Nicolas de Pierrepont). c. Transgression des Sables de Saint-Vigor et installation d'une plateforme tidale (mégarides subtidales) au Tiglien. L'esquisse présente également le développement des cônes alluviaux et du système fluvial en tresses (Fm Sables de la Lande de Millières) lors de la régression au sommet des Sables de Saint-Vigor associés à un climat froid.....	138
Figure 41: Cartographie de la répartition des affleurements connus des dépôts paléogènes (Eocène moyen/supérieur et Oligocène inférieur) et néogènes (Miocène moyen) dans le Golfe Normand-Breton.	141
Figure 42 : A. Localisation des failles au toit du substratum ante-mésozoïque dans le Golfe Normand-Breton (Lefort (1978)) et en Normandie Occidentale (Gresselin (1990) dans Baize (1998)). Les failles en pointillés correspondent aux accidents structurant les bassins du Cotentin d'après Baize (1998) ou reconnus dans cette étude en mer; B. Solutions focales des mécanismes aux foyers des séismes récents (1983-1998) de Normandie Occidentale (sphères focales foncées : solution de bonne qualité) (Amorèse et al., 2000) ; C. Schéma structural simplifié et tenseur de contrainte régional (Lagarde et al., 2000).....	145
Figure 43 : Profil topographique réalisé à travers la péninsule du Cotentin (coupe AB) et montrant la transition topographique terre-mer (coupes CE et CDE).....	147
Figure 44 : Plan de positionnement des profils de sismique réflexion sparker des missions Basecrehou95 (IFREMER) et GeoEcrou08 (UBS/IFREMER). En rouge : limites des bassins	151

Figure 45 : Zonation morphologique du Bassin des Ecrehou (l'abscisse correspond aux isochrones, exprimées en ms twtt)	153
Figure 46 : Illustration des faciès sismiques pour l'unité Ube1 (le nord est à gauche).....	156
Figure 47 : Profils sismiques bruts de la mission Basecrehou95. En abscisses, les isochrones sont exprimées en ms TWTT (10 ms equivaut à environ 10 m). L'ordonnée correspond au nombre de traces sismiques depuis le début du profil (100 traces equivaut environ à 300 m). L'exagération verticale est d'environ x30	158
Figure 48 : Interprétation en termes de stratigraphie sismique des profils de la mission Basecrehou95 au niveau du Bassin des Ecrehou. L'exagération verticale est d'environ x30.....	159
Figure 49 : Illustration des faciès sismiques pour l'unité Ube2 (le nord est à gauche).....	160
Figure 50 : Cartes d'isobathes des surfaces de discontinuité constituant les interfaces entre unités sismiques réalisées par interpolation des pointés sismiques. La surface Scb2 n'a pas pu être pointée sur suffisamment de profils pour être interpolée. S3 : en pointillés, les contours de l'incision limitée au toit par une troncature d'érosion produite par S4.	161
Figure 51 : Cartes d'isopaques des unités sismiques réalisées par soustraction des surfaces constituant le toit et la base de chaque unité. Les isopaques de l'unité U2 correspondent aux isopaques cummulées Ube2 (Bassin des Ecrehou) et de Ucb1 (base : Scb1 ; toit Scb2) et Ucb2 (base : Scb2 ; toit Scb3) dans le Chenal de la Chaussée des Boeufs, la surface Scb2 n'ayant pu être interpolée. Notez la différence d'échelle de couleurs entre U1/U2 et U3/U4.	162
Figure 52 : Illustration des faciès sismiques pour l'unité Ube3 (le nord est à gauche).....	164
Figure 53 : Illustration des faciès sismiques pour l'unité Ube4 (le nord est à gauche).....	165
Figure 54 : Zonation morphologique des dépressions constitutives du Chenal de la Chaussée des Boeufs (l'abscisse correspond aux isochrones exprimées en ms twtt).	168
Figure 55 : Profils sismiques bruts de la mission GeoEcrou08 au niveau du Chenal de la Chaussée des Boeufs. En abscisses, les isochrones sont exprimées en ms TWTT (10 ms equivaut à environ 10 m). L'ordonnée correspond au nombre de traces sismiques depuis le début du profil (100 traces equivaut environ à 100 m). L'exagération verticale est d'environ x30.	171
Figure 56 : Interprétation en termes de stratigraphie sismique des profils de la mission GeoEcrou08 au niveau de la Chassée des Boeufs.....	172
Figure 57 : Profils sismiques bruts de la mission Basecrehou95 au niveau de la Chaussée des Boeufs (Plateau du Sénéquet). En abscisses, les isochrones sont exprimées en ms TWTT (10 ms equivaut à environ 10 m). L'ordonnée correspond au nombre de traces sismiques depuis le début du profil (100 traces equivaut environ à 300 m). Notez la différence de résolution entre les profils Ecr035 et Ecr010-S et les profils acquis dans la même zone au cours de la mission GeoEcrou08 (SpP041 et SpP039, Figure 48). L'exagération verticale est d'environ x30.....	173

Figure 58 : Interprétation en termes de stratigraphie sismique des profils de la mission Basecrehou95 au niveau de la Chassée des Boeufs.	174
Figure 59 : Illustration des faciès sismiques pour l'unité Ucb1 (le nord est à gauche).....	175
Figure 60 : Illustration des faciès sismiques pour l'unité Ucb2 (le nord est à gauche). Notez la différence de réponse sismique entre la mission Basecrehou95 (Fscb2b - Ecr034) et la mission GeoEcou08 (Fscb2b – SpP011).....	177
Figure 61 : Illustration des faciès sismiques pour l'unité Ucb3 (le nord est à gauche).....	178
Figure 62 : Illustration des faciès sismiques pour l'unité Ucb4 (le nord est à gauche).....	179
Figure 63 : Proposition de reconstitution paléogéographique du Cotentin/Golfe Normand-Breton au cours de la transgression holocène. Le trait de côte correspond à l'actuelle isobathe -20 m.	189
Figure 64 : Proposition de reconstitution paléogéographique des Sables de Saint-Vigor à terre (modifié d'après Baize, 1998) et en mer (Ucb1, Ucb2 et Ube2). Les zones supposées émergées en mer (Ecreou/ Basse des Bœufs) correspondent aux zones actuellement affleurantes ou sub affleurantes et en partie abrasées par la Surface d'abrasion marine sub-actuelle.....	190
Figure 65 : Cartographie du lobe sableux accolé à la Basse Moulec. La profondeur est estimée à partir d'une conversion temps profondeur basée sur une vitesse de propagation des ondes sismiques dans l'eau de mer de 1500 m/s. En trait noir épais : localisation du profil GeoEtel07-236 (Figure 67).	204
Figure 66: Profil GeoEtel07-236 brut et son interprétation par stratigraphie sismique. Ce profil présente une coupe longitudinale du prisme sableux et des dépôts sous-jacents. Les unités de la base (yprésiennes et bartoniennes) correspondent à des faciès sismiques reconnus régionalement (Thinon et al., 2008 – carte géologique de la France au 1/250000 feuille de Lorient).....	205
Figure 67 : Profil GeoEtel08-67 brut et son interprétation par stratigraphie sismique. Ce profil présente une coupe transversale du prisme sableux et des dépôts sous-jacents. Les unités de la base (yprésiennes et bartoniennes) correspondent à des faciès sismiques reconnus régionalement (Thinon et al., 2008 – carte géologique de la France au 1/250000 feuille de Lorient).	206
Table 1: Geomorphological parameters of the boundary surfaces.....	96
Table 3 : Geomorphological parameters of channels (see locations of the channels sectors on Figure 5a)	98
Table 4: Faunistic assemblage table showing proportion of each benthic species identified in the core sample.....	107
Table 5: Definition of the 17 ecological groups. Position of each group in core VK16 is given on Figure 3.	108

Table 6: Radiocarbon dates for the vibrocores sampled in the Bay of Etel (see Figure 2 for core locations and Figure 6 for location of dated samples from cores). N/A: Not Available 110

Tableau 7 : Tableau des faciès sismiques indentifiés dans l'enregistrement sédimentaire du bassin des Ecrehou. Caractéristique du signal : n = nulle, moy= moyenne, f = faible, F=Forté..... 155

Tableau 8 : Tableau des faciès sismiques indentifiés dans l'enregistrement sédimentaire du Chenal de la Chaussée des Boeufs. Caractéristique du signal : n = nulle, moy= moyenne, f = faible, F=Forté 170

Introduction

Ce projet de thèse a un double objectif : (1) caractériser et comprendre l'origine des différents types d'accumulations sédimentaires sur le palteau interne (0-60 m) du Massif Armoricaïn, et (2) ayant compris les facteurs de contrôle (eustatisme, tectonique, climats), de construire des modèles intégrés aux contextes géologiques locaux puis généraux permettant de prédire l'extension, l'épaisseur et la nature lithologique de ces sédiments.

Le premier objectif procède d'un thème de recherche fondamentale qui concerne aussi bien les organismes de recherche que le milieu industriel: il s'agit ni plus ni moins que de comprendre les variations du niveau récent de la mer et la géométrie des sédiments associés aux différents contextes topographiques et climatiques locaux.

Le second objectif concerne un projet industriel - l'extraction de granulats en mer - qui est un enjeu économique majeur des prochaines décennies face à l'épuisement des ressources sur le domaine continental.

CADRE DE CETTE ETUDE

Cette thèse a été financée par la société Lafarge Granulats Ouest selon un contrat de type CIFRE (Conventions Industrielle de Formation par la Recherche) passé entre cette société et l'Université de Bretagne Sud.

Elle s'intègre dans un projet de recherche porté depuis plusieurs années par D. Menier (Université de Bretagne Sud), F. Guillocheau et J.N. Proust (Université de Rennes 1), tous membres de l'UMR 6118 CNRS – Université de Rennes 1. Ce projet a pour objectif de comprendre les réseaux des vallées fluviales ennoyées par la mer lors des récentes grandes remontées du niveau de la mer. Ce projet a fait l'objet d'un PRIR (Projet Cotarmor) de la région Bretagne (J.N. Proust, coordinateur). Il s'intègre dans un projet informel plus vaste, intitulé PERI-ARMOR, qui fédère sur le même thème des efforts des équipes de l'IFREMER, du BRGM, du SHOM et de l'Université de Bretagne Occidentale (Brest).

Ces études sont réalisées à partir de données acquises en mer utilisant la flotte côtière de l'IFREMER et de l'INSU (CNRS), campagnes au cours desquelles sont acquis (1) des profils de sismique réflexion permettant d'imager la géométrie 2D (x,z) des sédiments sur les 100 premiers mètres et (2) des carottes permettant d'accéder à la nature (lithologie, milieu de dépôt) et l'âge des sédiments.

PROBLEMATIQUE

Le plateau continental armoricain (Marge sud-armoricaine et Manche occidentale) est actuellement un domaine non subsident qui comporte quelques placages sédimentaires meubles d'une épaisseur moyenne de quelques mètres. Ces sédiments meubles, probablement d'âge pléistocène, se superposent sur deux domaines morphologiques différents, (1) la prolongation en mer du domaine terrestre avec les mêmes caractéristiques que dans le domaine actuellement immergé - c'est le précontinent des géographes (Pinot, 1974 ; Vanney, 1977) - et (2) au delà de 10-60 m, une surface d'aplanissement dont l'extrémité amont coïncide à peu près avec les limites des anciens bassins sédimentaires méso-cénozoïques. Ces surfaces d'aplanissement recoupent tous les sédiments ante-Miocène (jusqu'au Permien) avec une incertitude concernant le Pliocène dont l'essentiel des dépôts est préservé sous forme de prismes sédimentaires en bordure du plateau continental (Bourillet et al. 2003).

L'évolution d'un domaine subsident à un domaine non subsident se fait progressivement depuis la fin du Paléocène avec l'inversion de la Manche à l'Oligocène (Ziegler, 1987 ; Evans, 1990), puis par la surrection généralisée du domaine armoricain à terre et en mer depuis la fin du Miocène (Brault et al., 2003).

Les accumulations sédimentaires rencontrées sont de plusieurs types :

- un réseau de paléovallées fluviales ne dépassant pas l'isobathe actuelle de 60 m, soit globalement la limite du précontinent, rempli de sédiments puis scellé par un coin sédimentaire masquant ces structures et recouvrant les replats du précontinent ;
- des placages sédimentaires de quelques dizaines de centimètres à quelques mètres (graviers à silts) localisés sur de très faibles ruptures de pentes sur les surfaces d'aplanissement,
- des bancs sableux constitués de barres sableuses ou ridens,
- localement (Cotentin), des bassins sédimentaires préservant plusieurs dizaines de mètres de dépôts au sein de lanières tectoniques.

Ces accumulations sédimentaires se sont déposées dans un triple contexte géologique :

- un domaine en très faible surrection générale, mais présentant un fonctionnement compartimenté notamment le long des accidents N150 et N70 (Bonnet, 1998 ; Baize, 1998 ; Bonnet et al., 2000 ; Brault et al., 2004),

- un régime de variation du niveau de la mer à très haute fréquence et forte amplitude caractéristiques du Quaternaire (2.6 Ma à l'actuel), tous les 40 Ka jusqu'à 1Ma, puis tous les 100 Ka jusqu'à maintenant avec une amplitude 100 à 150 m (Shackleton et al., 1991 ; Funnel, 1995 ; Lambeck et al., 2002),

- des variations climatiques très contrastées en relation à la glaciation Néogène, avec des gammes de fréquence de 400, 100, 40, et 20 Ka, faisant osciller le Massif Armoricaïn entre un régime tempéré (période chaude) et un régime périglaciaire (période froide) avec pergélisols et paysages de toundra (Morzadec, 1974 ; Adams, 2000).

Plusieurs modèles ont été construits pour expliquer l'origine de ces formations superficielles sous-marines sur le pourtour armoricaïn. Tous ces modèles ont comme moteur un cycle de variation du niveau de la mer d'amplitude hectométrique :

- Lors de la baisse du niveau de la mer, les vallées sont creusées par les fleuves.

- La transgression marine suivante ennoie ces vallées, les transformant en baies ou en estuaires, ce qui contribue à piéger les sédiments qui remplissent les vallées.

- Puis la montée du niveau de la mer s'accroissant, les interfluves sont alors ennoyés par la mer favorisant une abrasion de tout l'ensemble par les vagues (surface de ravinement par les vagues et sables transgressifs associés).

- La fin de la transgression s'accompagne soit d'un arrêt de la sédimentation (trop forte profondeur) transformant les sédiments précédemment déposés en sédiments reliques, soit d'une accumulation sédimentaire sous l'effet des marées (bancs sableux peu profonds) ou des vagues et courants de dérive (prismes sédimentaires littoraux).

Plusieurs questions demeurent controversées ou sans réponse.

- Quels sont les âges réels du creusement des vallées actuellement en mer et de leur remplissage ? Combien de cycles de variations du niveau de la mer sont préservés dans ces vallées fossiles ?

- Pourquoi les vallées fluviales fossiles ne dépassent pas l'isobathe 60m alors que le niveau de la mer se trouvait à l'isobathe 120m il y a 18 000 ans ?

- Les vallées se creusent-elles réellement lors de la baisse du niveau de la mer, ou lors de l'augmentation du flux d'eau lié à la fonte du pergélisol ?

- Quelle est l'incidence de la topographie héritée du précontinent dans le contrôle de la localisation et du remplissage du réseau de paléovallées ?

- Peut-on enregistrer des « stationnements » marins au cours des variations eustatiques du Quaternaire ? Contrôlent-ils des accumulations sédimentaires ?

- Quelle est actuellement la part des sédiments fossiles (sédiments reliques) par rapport aux sédiments « actifs », c'est-à-dire soumis à la dynamique sédimentaire actuelle (marées, vagues, courants de dérive) ?

Et, à une échelle plus régionale (Massif Armoricaïn), comment peut-on expliquer 1) la faible préservation de vallées fluviales fossiles en Manche orientale par rapport à la marge sud-armoricaine, ainsi que 2) la préservation du Pléistocène inférieur dans le seul Sud Cotentin, et ce jusqu'en mer au niveau du bassin des Ecrehous ?

METHODOLOGIE

Ce travail se fonde sur l'interprétation des données de sismique réflexion haute résolution déjà disponibles et par l'acquisition de nouvelles données.

La méthode analytique utilisée est une analyse stratigraphique appliquée à la sismique réflexion, dite stratigraphie sismique développée pour la sismique conventionnelle pétrolière (Mitchum et al., 1977 ; Sangree and Widmier, 1977 ; Vail et al., 1977 ; Posamentier et al., 1988) mais adaptée à la sismique Haute Résolution (HR) (Nummedal and Swift, 1987 ; Allen and Posamentier, 1993 ; Zaitlin et al., 1994). L'objectif est d'analyser l'expression d'un cycle de variation du niveau marin relatif, et des variations de flux sédimentaire associées, sur la géométrie 2D des sédiments telle qu'elle peut être imagée en sismique. Ces cycles se traduisent par des phases d'érosion puis de préservation des différents types de systèmes sédimentaires (ici les rivières, les deltas, les littoraux dominés par les vagues et les marées). Chaque type de système sédimentaire présente des géométries 2D bien spécifiques qui constituent autant d'éléments architecturaux (Miall, 1985) à identifier sur la sismique et permettant de caractériser les processus d'érosion et de remplissage des bassins étudiés ainsi que les environnements de dépôts des unités identifiées (Mitchum et al., 1977 ; Allen and Posamentier, 1993 ; Zaitlin et al., 1994). Ces données sismiques ont en outre été localement complétées par l'acquisition de carottes sédimentaires superficielles, permettant une caractérisation de la lithologie et une datation absolue par la méthode du ^{14}C , des derniers épisodes de remplissage.

CHOIX DES ZONES D'ETUDE

Sur le Massif Armoricaïn, la zone du plateau interne ou précontinent des géographes (Elhaï, 1963 ; Pinot, 1974 ; Vanney ; 1977) correspond à une zone de transition importante puisque il s'agit de l'extension en mer des topographies continentales passant vers le large aux surfaces d'abrasion régulières à façonnement purement marin. Cette zone est pourtant relativement peu connue du fait notamment de la faible profondeur qui complique paradoxalement les opérations à la mer (difficultés de carottage profond, difficultés d'imagerie sismique)

Nous avons donc choisi d'étudier deux secteurs appartenant à des domaines géologiques du Massif Armoricaïn différents en Bretagne Nord et en Bretagne Sud.

En Bretagne Nord, les vallées sont peu développées et présentent une extension très limitée depuis la côte passant très rapidement au façonnement marin. De plus elles sont souvent marquées par une incision peu profonde au toit du socle à chenalisation peu discernable et souvent totalement dépourvue de sédiments (Larsonneur et al., 1982 ; Quesney, 1983 ; Augris et Hamon, 1996). En revanche le Bassin des Ecrehou entre l'île de Jersey et le Cotentin (Giresse et al., 1972 ; Quesney, 1983 ; Baize, 1998) est supposé correspondre à l'extension en mer de la zone d'accumulation des bassins d'effondrement du Seuil du Cotentin préservant 250 m de sédiments marquant la transition Pliocène/ Pléistocène inférieur (Pareyn, 1980 ; Baize et al., 1997 ; Baize, 1998 ; Baize et al., 1998 ; Dugué et al., 2000 ; Dugué, 2003 ; Dugué et al., 2005 ; Dugué et al., 2007). A terre, ces bassins sont bien connus par le biais de carottages profonds (Garcin et al., 1997) complétés par un maillage dense de forages hydrogéologiques (synthèse dans Dugué, 2007). Cependant, les affleurements (sablères) bien que de bonnes qualités sont très rares et ne présentent qu'une portion limitée du remplissage empêchant une bonne caractérisation de l'enchaînement latéral des dépôts. La caractérisation de ces bassins en mer par sismique réflexion permet ainsi d'ajouter à la connaissance à terre des lithologies préservées, une imagerie et une cartographie continue de ces dépôts si le lien peut être fait entre ces deux domaines. Ce bassin constitue donc un objet d'étude unique à l'échelle du Massif Armoricaïn pour reconstituer son histoire quaternaire.

En Bretagne Sud, le réseau de paléovallées constituant la prolongation en mer du réseau de drainage actuel est connu depuis les années 60/70 (Horn et al., 1966 ; Bouysse et

Horn, 1968 ; Bouysse et Horn, 1971 ; Vanney et al., 1972 ; Pinot, 1974 ; Delanoë et al., 1972 ; Delanoë et al., 1975 ; Delanoë et al., 1976 ; Delanoë et Pinot, 1977 ; Delanoë, 1988). La caractérisation de leur remplissage en termes de stratigraphie sismique et stratigraphie séquentielle est en revanche plus récente (Proust et al., 2001 ; Menier, 2004 ; Menier et al., 2006 ; Chaumillon et al., 2008 ; Menier et al., 2010) et a permis de réaliser un modèle de remplissage commun à toutes les vallées de cette zone (Menier, 2004 ; Menier et al., 2006).

En 2005 un nouveau jeu de données de sismique sparker haute résolution (50 profils - 156 Km acquis par le bureau d'étude ASTERIE) organisé en une grille dense et régulière (cellule de 150 m par 150 m) associé à une campagne de carottages par vibrocarottier ont été acquis dans le cadre d'un Projet Exclusif de Recherche (PER) attribué à la société Lafarge Granulats Ouest. Outre l'utilisation de ces jeux de données complémentaires pour l'exploration d'un gisement potentiel en granulats siliceux, ce jeu de données de part sa qualité permet d'imager et d'appréhender la dynamique de mise en place des vallées de Bretagne Sud avec une résolution encore jamais atteinte.

ORGANISATION DU MEMOIRE

Ce manuscrit est organisé en quatre chapitres.

Le **Chapitre 1** correspond à une description succincte du contexte géologique dans lequel se sont mis en place les sédiments quaternaires faisant l'objet de cette thèse. Le contexte géologique global (paléogène, néogène et quaternaire), les caractéristiques de la dynamique climatique quaternaire et enfin les marqueurs de la déformation quaternaire du Massif Armoricaïn.

Le **Chapitre 2** présente les notions conceptuelles (facteurs de contrôle de la sédimentation, stratigraphie séquentielle et stratigraphie sismique) ainsi que les outils et méthodes d'acquisition et de traitement des données (sismique réflexion haute résolution, acquisition des données géologiques et datation ^{14}C) utilisées dans cette étude.

Le **Chapitre 3** est présenté sous la forme d'un article soumis à la revue *Marine Geology*. Il correspond à une analyse portant d'une part sur l'origine de la morphologie de la paléovallée de la rivière d'Etel et d'autre part sur sa dynamique de remplissage.

Le **Chapitre 4** correspond à une étude des bassins du Golfe Normand-Breton basée sur la description de leur remplissage par stratigraphie sismique et leur interprétation en termes d'environnements de dépôt et de morphologies du remplissage. Au terme de ce chapitre, une proposition d'intégration de ces bassins immergés dans le modèle de dépôts des bassins plio-pléistocènes du Cotentin est proposée.

Le **Chapitre 5** correspond à la synthèse des résultats et à la présentation des conclusions générales pouvant être faites aux termes de cette étude.

L'article publié en **Annexe** (« Buried fluvial incisions as a record of Middle–Late Miocene eustasy fall on the Armorican Shelf (Bay of Biscay, France) » Paquet et al., 2010, *Marine Geology*) présente l'extension vers le large des premières vallées du Miocène moyen identifiées sur la plateau externe de Bretagne Sud. Ces résultats sont issus des données acquises au cours de la mission GeoEtel08 et permettent une meilleure caractérisation du réseau de drainage mio-pliocène déjà connu à terre sur le Massif Armoricain (Réguiny-Lauzach).

- Chapitre 1 –
Contexte géologique du Massif Armoricaïn du
Cénozoïque au Quaternaire

1. Un domaine de socle hérité :

L'histoire géologique du socle armoricain est, pour l'essentiel, le résultat de deux évolutions géodynamiques successives : l'orogénèse cadomienne (620 à 540 Ma) et l'orogénèse hercynienne (440 à 280 Ma). Ces orogénèses déterminent les grandes caractéristiques actuelles du Massif Armoricain (Le Corre *et al.*, 1991).

Le domaine Nord Armoricain correspond à un domaine d'accrétion/collision relatif à l'orogénèse cadomienne, constitué de terrains allochtones protérozoïques au sein desquels s'intrudent des plutons granitiques. Ce domaine est limité au nord par l'Escarpement Nord Armoricain (ENA) et au sud par le Cisaillement Nord Armoricain (CNA).

A cet orogène correspondent, en Bretagne septentrionale (Léon, Baie de Saint-Brieuc) et dans le Cotentin (Faille de Coutance), les directions structurales majeures orientées N70 (chevauchements, décrochements).

Le domaine Centre Armoricain est principalement constitué de sédiments briovériens et du Paléozoïque inférieur (du Cambrien au Dévonien) marquant respectivement l'érosion de la chaîne cadomienne puis l'installation d'une sédimentation de marge passive dans laquelle s'injectent des plutons tardi hercynien. Ce domaine est compris entre le Cisaillement Nord Armoricain, une structure complexe liée à l'histoire hercynienne, et la branche nord du Cisaillement Sud Armoricain (CSA) fonctionnant comme un décrochement ductile dextre au cours de l'orogène hercynien (Gapais et Le Corre, 1990).

Le domaine Sud Armoricain est constitué de granitoïdes et de roches métamorphiques contemporains de l'orogénèse hercynienne, où les formations sédimentaires protérozoïques et paléozoïques sont peu représentées voire absentes. Il comprend deux accidents structuraux majeurs : le Cisaillement Sud Armoricain et l'Escarpement Sud Armoricain (ESA).

Le socle armoricain est pénéplané durant le Stéphano-Permien jusqu'au Trias puis recouvert par les premières formations méso / cénozoïques. C'est à cette période qu'est associé le réseau de fracturation N140-N160 (Vignerresse, 1988), probablement en lien à une phase transtensive encore mal contrainte d'un point de vue géodynamique (relaxation des contraintes varisques ou perturbation thermique du manteau). Elle est en tout cas bien

marquée dans la géographie de la baie de Saint-Brieuc dont elle limite la bordure occidentale le long de la faille de Quessoy/Nort-sur-Erdre ainsi que dans les alignements de bassins cénozoïques du centre Bretagne.

La fracturation du socle est donc caractérisée par trois directions structurales : une direction N70 (direction cadomienne), une direction N110-130 (direction hercynienne) et enfin une direction N140-160 (direction permo-triasique) (Le Corre et al., 1991). Ces directions de fractures et en particulier les directions permo-triasiques seront réutilisées à plusieurs reprises au cours du Cénozoïque, permettant la préservation de rares dépôts tertiaires au sein des bassins du centre Bretagne tel que le Bassin de Rennes.

2. Sédimentation cénozoïque du Massif Armoricaïn

Cette partie consiste en une présentation succincte des dépôts cénozoïques préservés sur le domaine Armoricaïn, tant à terre qu'en mer. Elle est largement inspirée des synthèses réalisées sur le domaine Armoricaïn par Borne et Chevalier (1986), Thomas (1999), Brault (2002), Dugué (2007) et vise à présenter les dépôts sédimentaires cénozoïques sur lesquels la sédimentation quaternaire, objet de cette étude, s'est mise en place.

Sur le Massif Armoricaïn actuellement immergé, très rares sont les dépôts mésozoïques préservés. Seul les hauts niveaux marins post Crétacé (Eocène inférieur et supérieur, Oligocène inférieur) vont être conservés, principalement en mer et de manière beaucoup plus réduite à terre au sein de petits bassins localisés le long d'accidents alignés sur la direction N140-160 (Gros et Limasset, 1984; Borne et Chevalier, 1986, Thomas, 1999). Cette absence de dépôt est la conséquence d'une position haute du Massif Armoricaïn en réponse à la compression pyrénéenne débutant au Paléocène (Thomas, 1999). Une grande partie du domaine va connaître une évolution continentale sous climats fortement hydrolysant (Estéoule-Choux, 1967).

2.1. Le Paléogène

2.1.1. Le Paléocène

Aux alentours de Laval, un niveau de sables blancs recouvert par des niveaux d'argiles noires remaniant des pollens datés de l'Eocène inférieur ont été attribués au Paléocène sur des

critères uniquement géométriques (Durant et Pierre, 1962 cité dans Brault, 2002). La rareté de ces dépôts sur le Massif Armoricaïn et ses bordures résulterait de la surrection de ce domaine consécutive à la compression Pyrénéenne, amenant en position haute tout l'ouest de la France (Wyns, 1991 ; Thomas, 1999). Parallèlement, une grande partie du Massif Armoricaïn est alors soumise à des conditions continentales sous climats tropicaux fortement hydrolysant, conduisant au développement de profils d'altération sur toutes les roches affleurantes à cette époque (Estéoule-Choux, 1967 ; Brault, 2002).

Ces dépôts ont aussi été caractérisés par forage sur le Plateau Sud Armoricaïn immergé au niveau du puit PENMA-1 ainsi qu'en Manche occidentale (Bouysse et Horn, 1972). Il s'agit de faciès crayeux plus ou moins argileux passant verticalement à des boues carbonatées glauconieuses (Preux., 1978). L'ensemble est interprété comme des faciès de plateforme externe en onlap sur le socle (Guillocheau et al., 2003).

2.1.2. *L'Eocène*

Les dépôts *yprésiens* ont été repérés en de rares endroits du précontinent de Bretagne Sud, au sud-ouest de Belle-île (Banc Bertin), ainsi que sur le pourtour de l'estuaire de la Loire (Thomas, 1999 ; Brault, 2002). Dans la région de Gâvres, Lorient et Port-Louis, un affleurement proche de la côte délivre des galets roulés de calcaires glauconieux riches en *nummulites planulatus* témoignant d'environnements marins ouverts (Durand, 1962). Au niveau de l'estuaire de la Loire (Barbaroux et al., 1971) et de la Vilaine (Barbaroux et al., 1971 ; Bouysse et al., 1974), les dépôts repérés consistent en des argiles et des sables (faciès Sparnacien) remplissant une possible topographie de paléovallées ante-yprésienne. La chute du niveau de base consécutive à la surrection du Massif Armoricaïn pourrait effectivement être à l'origine de l'incision de vallées en bordure du domaine (Thomas, 1999). A mesure que l'on progresse du littoral morbihannais et vendéen actuel vers la branche sud du Cisaillement Sud Armoricaïn, les faciès deviennent de plus en plus continentaux, passant d'environnements lagunaires à mangroves, à des milieux continentaux lacustres et fluviaux (faciès Cuisien) (Thomas, 1999). Ces dépôts témoignent de la transgression de la mer yprésienne sur une surface soumise à l'altération depuis le début du Paléogène sans que la ligne de rivage ne puisse être précisément positionnée (Thomas, 1999).

Le Lutétien inférieur est très peu représenté à terre puisqu'il n'a été repéré qu'en deux localités du Massif Armoricaïn. Dans les Côtes-d'Armor (Tréguier), les calcaires

bioclastiques à *Nummulites laevigatus* (Lefort, 1970) marquent des conditions de plateforme carbonatée peu profonde. Dans le Morbihan, les calcaires dolomités de la cuvette du Parco (Quiberon) contiennent, souvent à l'état de moule, des *Nummulites brongniarti*, dont la forme peu évoluée permet d'attribuer ces dépôts à la base du Lutétien (Durand, 1962). Cependant, la révision des échelles biostratigraphiques (Hardenbol et al., 1998 cité par Guillocheau et al., 2003) suggérerait pour ces affleurements un âge Lutétien supérieur voire même Bartonien inférieur, réduisant ainsi la part des sédiments d'âge Lutétien inférieur préservés.

En mer, le Lutétien inférieur est représenté par des calcaires crayeux à *Nummulites laevitagus*, apparemment non en place, présents entre Penmarc'h et les îles des Glénan (Andreiff et al., 1968a). Dans les Approches Occidentales de la Manche, il est représenté par des calcaires blancs, parfois marneux (Bouysse, 1979). Ces dépôts témoignent d'environnements de plateformes carbonatées là aussi peu profondes. Une légère remontée du bâti armoricaïn est évoquée pour expliquer une faible répartition de ces dépôts (Thomas, 1999). Notons que le Lutétien inférieur n'a pas été repéré en Manche.

A l'inverse, les dépôts du **Lutétien supérieur** sont largement présents sur le plateau péri Armoricaïn. Ils ceinturent le massif émergé tant sur sa bordure Atlantique qu'en Manche. Au large de la Bretagne Sud, il s'agit de carbonates de plateforme marine en onlap sur le socle paléozoïque s'amincissant vers la côte (Bouysse et al., 1968).

En Manche, ces dépôts sont constitués d'accumulation de débris de coquilles à ciment calcitique (Dangeard, 1928 ; Hommeril, 1964 ; Hommeril, 1967 ; Bignot et al., 1968). Ils sont transgressifs et discordants sur les séries mésozoïques et paléozoïques sous-jacentes (Dugué, 2007), formant des indentations pénétrant la péninsule cotentine et interprétées par Bignot et al. (1968) comme des golfes. Sur le Cotentin, les dépôts du Lutétien moyen/supérieur qui affleurent autour de Fresville, Gourbeville et Orglandes indiquent des environnements marins côtiers, localement plus confinés sous la forme d'accumulations bioclastiques. Ces dépôts témoignent de mers chaudes et peu profondes (Bignot et al., 1968 ; Dugué et al., 2007).

Le Bartonien, lorsqu'il est clairement identifié, apparait confiné au sein de petits bassins d'effondrement associés à l'accident Quessoy/Essarts (Gros et Limasset, 1984 ; Brault, 2002). L'ouverture de ces bassins d'effondrement pourrait résulter de modifications du régime de contraintes (Thomas, 1999) : le bâti armoricaïn, jusqu'alors en position haute,

commence à s'effondrer. Des zones subsidentes particulièrement actives s'individualisent le long des accidents. C'est le cas dans les bassins du sud-ouest de Rennes (Saffré, Nort-sur-Erdre), sur la bordure orientale du Massif Armoricaïn (Maine et Anjou) et sur le plateau continental Sud Armoricaïn (Thomas, 1999 ; Brault, 2002). Les dépôts bartoniens sont constitués de calcarénites et de calcaires bioclastiques à *Nummulites brongniarti*, qui reposent directement sur le socle et le Crétacé (Bouysse et Horn, 1968, 1972). En Manche, la présence de sédiments bartoniens est très incertaine puisqu'aucun échantillon n'a pu être formellement daté de cette époque. Dans le Golfe Normand-Breton, un échantillon récolté au large de Guernesey a été attribué au Bartonien (Andreiff, 1973 cité dans Thomas 1999 et dans Brault, 2002) mais la majeure partie des calcaires du Golfe Normand-Breton a été attribuée au Lutétien supérieur/Bartonien (Bignot et al., 1968).

Le **Priabonien** a été identifié le long de la faille de Quessoy/Nort sur Erdre, dans les bassins de Ceaucé et de Rennes, ainsi qu'au Sud de Quimper (Borne et Chevalier, 1986 ; Thomas, 1999 ; Brault, 2002). Il s'agit de sédiments argileux et de calcaires fossilifères mis en place au sein d'environnements confinés de type lacustres, palustres et lagunaires (Thomas, 1999 ; Brault, 2002). Il n'a pas encore été reconnu en mer.

2.1.3. L'Oligocène

L'Oligocène inférieur (Rupélien ou Stampien), très peu représenté, est signalé à terre le long de l'accident Quessoy/Nort-sur-Erdre et dans les bassins de la dépression de Rennes (Ollivier-Pierre et al., 1988). Il est caractérisé par des faciès lacustres puis palustres surmontés par des dépôts marins (Ollivier-Pierre et al., 1993 ; Thomas, 1999 ; Guillocheau et al., 2003). Ces dépôts marquent un ennoyage important du Massif Armoricaïn favorisé par une combinaison de facteurs (Thomas, 1999) :

- un haut niveau marin
- une subsidence marquée par le développement des bassins au centre et à l'est du Massif Armoricaïn (Ceaucé, Rennes Mayenne) par le rejeu du réseau de failles N140-160. Ces mouvements sont encore mal contraints et pourraient refléter l'extension est-ouest du domaine.
- la relaxation des contraintes à l'origine de la position haute du Massif Armoricaïn de l'Eocène en relation avec la distension est-ouest.

Il a été identifié en mer, au sud-ouest de Belle-île au niveau du Banc Bertin (Delanoë, 1988) sous la forme de marnes discordantes sur l'Eocène supérieur. Au large de la Bretagne Sud, il est présent au niveau du puit PENMA-1 sous forme de boues carbonatées à grands foraminifères (Preux, 1978).

Dans le seuil du Cotentin, des dépôts datés de la transition Eocène supérieur / Oligocène inférieur affleurent au niveau de la vallée de la Douve et ont été reconnus par forage dans le Bassin d'Orglande (Dugué, 2007). Ces argiles noires pyriteuses témoignent d'un environnement marin calme et profond. Elles passent verticalement à des dépôts lagunolacustres (Dugué, 2007). Dans le Golfe Normand-Breton, un pointement calcaire attribué à cette période a été repéré à une trentaine de kilomètres à l'ouest de Jersey par carottage.

L'Oligocène supérieur est lui aussi très rare en Bretagne Sud et inconnu dans le Golfe Normand-Breton. Il a été reconnu en baie de Concarneau sous la forme de sables calcaires riches en Operculines (Delanoë et al., 1976). Ces dépôts constitueraient la base du remplissage transgressif d'une paléovallée incisée au toit des calcaires du Lutétien supérieur déformés et faillés (Delanoë et al., 1975 ; Brault, 2001). Au large, l'Oligocène est reconnu au niveau du puit PENMA-1 où il apparaît concordant avec le Rupélien. Il est constitué de sables bioclastiques et de calcaires sparitiques plus ou moins dolomitisés indiquant un milieu de plateforme peu profonde (Preux, 1978) identique au faciès connu dans les Approches Occidentales de la Manche (Evans et Hughes, 1984 cité dans Brault, 2002).

2.2. Le Néogène

2.2.1. Le Miocène inférieur et moyen

Le Miocène inférieur (Burdigalien, Aquitanien) n'est reconnu à terre qu'au nord de Rennes, dans un affleurement attribué sans contrainte biostratigraphique au Burdigalien (Alvinerie et al., 1992 cité par Guillocheau *et al.*, 2003). Il est signalé en mer, sur le Plateau Sud Armoricaïn au niveau du puit PENMA-1 (Preux, 1978) et par dragages (Andreieff *et al.*, 1968a, Bouysse et Horn, 1968), sous forme de dépôts datés de l'Aquitanien. Au niveau du puit PENMA-1, le Miocène inférieur correspond à des boues terrigènes plus ou moins carbonatées de plateforme externe (Thomas, 1999). Sur le plateau continental, les dépôts du Miocène inférieur sont comparables à ceux découverts à l'ouest de Penmarc'h (île de Sein – Bouysse et Horn, 1968) et contemporains des calcaires friables à Operculines de la Baie de Concarneau (Delanoë *et al.*, 1976).

Le Miocène moyen (Langhien-Serravallien) affleure à terre à l'Est de la faille de Quessoy/Nort-sur-Erdre où il repose directement sur les formations du Rupélien. Il est constitué de faluns (Helvétien d'Anjou) et de sables coquilliers de couleur jaunâtre (Durand, 1960). Il est également signalé en mer, sur le Plateau Sud Armoricaïn. Il s'agit de boues calcaro-argileuses (puits PENMA1 - Lucas, 1995 ; Thomas, 1999), de carbonates et de grès conglomératiques (Vanney, 1972 ; Klingebiel *et al.*, 1970 cité par Brault, 2002).

2.2.2. *Le Miocène supérieur (Tortonien-Messinien) et le Pliocène*

Les sédiments miocènes sont surmontés par des dépôts d'âge incertain composés de sables coquilliers (« faluns redonniens ») recouverts par des graviers, sables et argiles azoïques appelés « sables rouges » (Vasseur, 1881 et Dollfus, 1900 cités par Brault, 2002). Ces dépôts sont localisés à l'Est de la faille de Quessoy/Nort sur Erdre et au sud du Cisaillement Sud Armoricaïn.

L'âge et l'origine de ces dépôts font l'objet de nombreuses discussions (Bonnet, 1998 ; Guillocheau *et al.*, 1998 ; Brault, 2002 ; Brault *et al.*, 2004 ; Néraudeau, 2003). Classiquement décrits comme marquant un épisode de sédimentation marine au cours du Pliocène (Milon 1929), ils ont été réinterprétés plus récemment en Bretagne Centrale comme des dépôts fluviaux à estuariens dont les datations par Résonance Paramagnétique Electronique sur quartz (ESR) indiquent un dépôt entre le Tortonien (Miocène supérieur) et le Reuvérien (Pliocène) (Guillocheau *et al.*, 1998 ; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1998 ; Brault *et al.*, 2003).

Le développement des faciès « sables rouges » et des « faluns redonniens » marque néanmoins une rupture dans l'histoire géologique du Massif Armoricaïn avec la généralisation des systèmes terrigènes (Guillocheau *et al.*, 2003). Sur le Massif Armoricaïn, au Mio-pliocène, deux cycles transgressifs / régressifs ont été identifiés : un cycle au Miocène supérieur (Bretagne centrale, Réguiñy) et un cycle au Pliocène supérieur (Bassin de Rennes, Redon), posant la question d'une éventuelle lacune au Pliocène inférieur (Zancléen ; Guillocheau *et al.*, 2003). En mer, des formations sédimentaires, épaisses d'environ 100 mètres, (Hommeril *et al.*, 1972 ; Hersey et Whittard, 1966 cité par Vanney, 1977) sont signalées au delà de l'isobathe -130 m sur le Plateau Sud Armoricaïn, en contact érosif sur le Miocène inférieur. Il s'agit principalement de sables grossiers et de graviers et plus localement de pélites et de blocs qui sont attribués soit au Pliocène soit au Pléistocène (Hommeril *et al.*, 1972).

Récemment, l'acquisition de nouvelles données sismiques sur le plateau continental distal, au large du littoral de Bretagne Sud, a permis de révéler la présence d'un réseau de vallées incisées au sein du prisme sédimentaire néogène (Paquet et al., 2010 – Cf. Annexe). Latéralement, ces chenaux sinueux passent à des surfaces de ravinement irrégulières. Par comparaison avec le puit de forage PENMA-1, cette incision pourrait être attribuée au bas niveau marin de la base du Tortonien (Haq et al., 1987) lors de la chute du niveau de base. Ces vallées pourraient correspondre à la terminaison aval du réseau identifié sur la partie émergée du Massif Armoricaïn (Guillocheau et al., 1998) sans que l'on puisse en déterminer le tracé précis. En effet, aucune architecture équivalente n'a pu être repérée entre les affleurements à terre (Réguiny – Guillocheau et al., 1998 ou Lauzacq – Brault et al., 2004) et ces réseaux de vallées.

3. Sédimentation quaternaire du Massif Armoricaïn

3.1. Les dépôts plio-pléistocènes émergés

Les principales archives sédimentaires pléistocènes préservées sur le Massif Armoricaïn présentent une faible répartition géographique et ont été conservées à terre :

- sous la forme de plages perchées. Ces dépôts sont situés entre 0 et +50 m NGF (Nivellement Général de la France) (Morzadec-Kerfourn et Monnier, 1982; Lautridou, 2003) et parfois à plus de + 100 m NGF comme à la Pernelle dans le Nord Cotentin (Lautridou et al., 1999). Ces niveaux ont été repérés le long des littoraux finistériens, des Côtes d'Armor et du Cotentin (Figure 2).

- au niveau de l'embouchure de la Vilaine dans le Morbihan, sous la forme de dépôts fluvio-estuariens affleurant sur falaise de Penestin (Van Vliet-Lanoë et al., 1997 ; Brault et al., 2001).

- au niveau des bassins du Centre Cotentin dont le comblement se traduit par le passage de faciès subtidaux à la base, à l'installation de systèmes fluviaux en tresses au sommet entre le Pliocène terminal et le Pléistocène inférieur (Pareyn, 1980 ; Dugué et al., 1997 ; Dugué, 1997 ; Baize, 1998 ; Dugué et al., 2000 ; Dugué, 2003). Bien que non affleurantes pour la plupart, ces séries ont fait l'objet de nombreuses campagnes de forage et carottage dans le cadre de travaux de prospection hydrologique (Cf. Dugué, 2007) ou stratigraphiques (Clet-Pellerin et al., 1985 ; Garcin et al., 1997) révélant plus de 200 m de dépôts.

Quaternaire et surpassant le niveau marin actuel. Cependant, leurs corrélations ainsi que la reconstitution de leur enchaînement chronologique sont rendus complexes par le caractère souvent azoïque de ces dépôts empêchant toute datation absolue. Leur datation relative se base généralement sur des caractères sédimentologiques ainsi que sur leur altitude. Sur ce dernier point, la néotectonique quaternaire peut cependant avoir jouée un rôle non négligeable en en décalant les dépôts de plusieurs mètres par rapport à leur altitude de dépôt originelle (Bonnet, 1998 ; Morzadec-Kerfourn, 1999).

Dans le Nord du Cotentin, certains dépôts littoraux sont actuellement localisés à plus de +100 m NGF comme à La Pernelle (Klein, 1973 ; Lautridou et al., 1999). Ces niveaux azoïques de graviers à façonnement marin sont d'âge incertain et sont tantôt attribués au Pliocène supérieur (Reuvérien) (Klein, 1973), tantôt associés aux dépôts tidaux du Pléistocène inférieur (Tiglien) (Baize et al., 1997). Leur altitude témoigne néanmoins de l'influence des mouvements verticaux dans la morphogénèse du Cotentin, les hauts niveaux marins quaternaires n'ayant jamais atteint ces altitudes.

En Bretagne Nord (Léon, Trégor), les plages sableuses perchées surmontées par des sols périglaciaires à coulées de solifluxion, dépôts de head et accumulations de loess affleurent sur quelques mètres d'épaisseur. La succession de dépôts glaciaires et périglaciaires située à une altitude comprise entre 0 et + 5 m tendrait à attribuer ces niveaux aux deux derniers cycles glaciaires (Morzadec-Kerfourn et Monnier, 1982).

Le littoral finistérien présente des niveaux argilo-sableux à chenaux et localement des niveaux de tourbes, interprétés respectivement comme les vestiges de dépôts estuariens et de marais littoraux marquant uniquement les hauts niveaux marins. (Morzadec-Kerfourn, 1999). Ces niveaux fins et anoxiques ont en outre livré des pollens permettant des comparaisons avec les bassins du Nord Ouest de l'Europe (Zagwijn, 1992). Sur le littoral de la Presqu'île de Crozon, les pollens sont à rapprocher du niveau holsteinien. D'autre part, l'altitude de ces affleurements à + 6 m NGF est en bonne cohérence avec les dépôts du Pléistocène moyen et supérieur de Bretagne Nord. Certains niveaux préservés au sein des Rias du Finistère et du Léon (Elorn, Guindy) ont été attribués à la base du Pléistocène inférieur d'après l'étude de leur contenu en kystes de dinoflagelés (Morzadec-Kerfourn, 1974 ; Morzadec-Kerfourn et Monnier, 1982). Ces niveaux sont situés à des altitudes importantes (entre + 14 et +55 m) et

marqueraient dans ce cas des hauts niveaux marins du Pléistocène inférieur Reuvérien ou Tiglien (Morzadec-kerfourn, 1999).

En Bretagne Sud, les coulées de solifluxion sont peu abondantes. Les dépôts de type éolien sont peu représentés et seuls de nombreux galets éolisés affleurent à la surface des sols anciens (région de Lorient, Morzadec-Kerfourn, 1973).

Remarque : Les vestiges de cordons littoraux compris entre 0 et +15 m sont regroupés sous le terme de dépôts « Bas ou Haut Normanien ». La distinction est altimétrique et non stratigraphique (on passe de l'un à l'autre sans rupture sédimentologique). Le Bas Normanien correspond aux niveaux situés entre 0 et + 5m alors que le Haut Normanien est situé entre +15-20 m. Le Bas Normanien correspondrait à l'interglaciaire Eemien alors que le Haut Normanien constituerait en Bretagne l'expression du haut niveau marin Holsteinien (Pleistocène Moyen). Cette terminologie, bien que désuète aujourd'hui, est souvent rencontrée dans la bibliographie antérieure aux années 80, qui constitue une part importante des publications sur ce sujet (Dangeard, 1928 et 1936 ; Guilcher, 1948 ; Elhai, 1963 ; Guilcher, 1977 ; Monnier, 1979 ; Morzadec-Kerfourn, 1973 et 1974 ; Hallegouët et al., 1980 ; Morzadec-Kerfourn et Monnier, 1982).

3.1.2. Les accumulations fluvio-estuariennes préservées sur le littoral actuel du Massif Armoricaïn

De manière exceptionnelle, les dépôts pléistocènes ont été préservés au sein de formes en creux présentant l'avantage d'une continuité temporelle et spatiale plus importante, parfois directement à l'affleurement. C'est le cas (a) au niveau des bassins du Centre Cotentin et (b) en Bretagne Sud au niveau de la falaise de Penestin située sur la bordure sud de l'estuaire de la Vilaine.

a. Les bassins du Centre Cotentin

Les bassins du seuil du Cotentin représentent une archive de l'histoire Plio-pléistocène unique à l'échelle du Massif Armoricaïn de par leur continuité spatiale et l'épaisseur de sédiments préservés. Quatre bassins ont été identifiés dans le quadrilatère Marchésieux, Lessay, Carteret et Carentan (Figure 3). Ces bassins sont séparés par des seuils topographiques dépourvus de sédiments et limités par les réseaux de failles N70 et N140 hérités de l'histoire ante triasique de la zone (Baize, 1998) :

- Le Bassin de Sainteny-Marchésieux (100 Km²) est localisé entre Carentan au nord-est et Périers au sud-ouest. Il présente une forme grossièrement rectangulaire allongée selon une direction NE-SW. Sa bordure sud est limitée par deux réseaux de failles bordières en jeu normal : le premier, orienté N70 est localisé au niveau de Périers et le second, de direction N140, est localisé au sud de Marchésieux. La limite septentrionale est constituée par le contact stratigraphique discordant du remplissage sur le substratum ante plio-quaternaire. Ce bassin présente donc une morphologie d'hémi-graben basculé vers le sud. Son remplissage est connu grâce aux nombreux sondages de prospection hydrologique (Pareyn, 1980 ; Dugué, 2003 ; Baize, 1998) et par le sondage carotté de Marchésieux (Garcin et al., 1997 ; Baize et al., 1998). Le cumul des épaisseurs, observées sur affleurements et sur le sondage de Marchésieux, révèle une pile sédimentaire de plus de 150 m (Baize et al., 1997 ; Baize et al., 1998).

- Le Bassin de Lessay est localisé à l'ouest de Périers, entre le littoral du Cotentin et le bassin de Marchésieux et couvre une superficie d'environ 20 Km². Il s'agit d'une zone d'effondrement constituée par deux petits grabens kilométriques orientés NO/SE. Ces fossés sont adossés à des failles de direction N140 délimitant des couloirs étroits et fortement subsidents, dépassant les 80 m de profondeur à Millières (Baize, 1998). Ils préservent une série Pléistocène.

- Le Bassin de Saint-Sauveur-le-Vicomte s'étire selon une orientation NNE/SSO et couvre une superficie de 45 km², avec de part et d'autre la vallée de la Douve à l'est et une zone de marais à l'ouest. Sa morphologie contraste avec celle des autres bassins puisque sa branche occidentale suggère une architecture de paléovallée fluviale préservant localement jusqu'à 70 m de dépôts (Brébion et al., 1975). Cette direction d'étirement pourrait refléter le contrôle structural de la fosse par le réseau de failles N70. Un seuil topographique d'une vingtaine de mètres d'altitude cloisonne cette dépression à l'ouest (Brébion et al., 1975). Son prolongement vers le domaine marin n'a pas été observé par sismique lors de la mission Basecrehou95 (Baize, 1998).

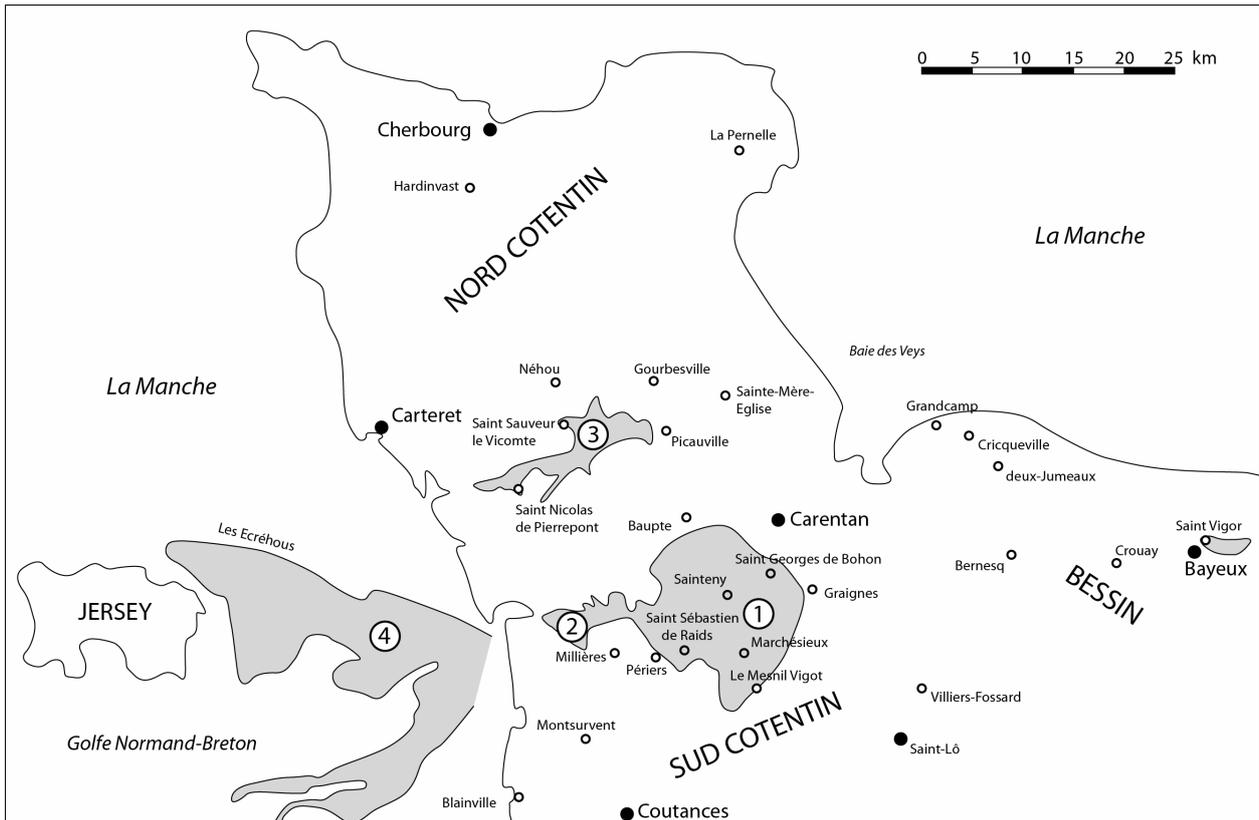


Figure 3 : Les principaux bassins plio-pleistocènes du Centre Cotentin. 1 : Bassin de Saintenty-Marchésieux. 2 : Bassin de Lessay. 3 : Bassin de Saint-Sauveur-le-Vicomte. 4 : Bassin immergé des Ecrehou (Baize, 1998)

- Le Bassin immergé des Ecrehou couvre une superficie de plus de 250 Km² entre l'île de Jersey et la côte occidentale du Cotentin. Il est constitué de deux fosses reconnues par sismique se rejoignant au niveau de leurs terminaisons orientales, à l'approche du littoral du Cotentin. Bien que son existence soit connue depuis les années 70 (Giresse et al., 1972), son remplissage reste toujours mal connu du fait notamment de l'absence de carottage. Baize (1998) intègre ce bassin dans le modèle de fonctionnement qu'il propose pour les bassins émergés du seuil du Cotentin. La fosse nord est décrite comme un héli-graben contrôlé par sa faille bordière septentrionale de direction N120-140 tandis que la fosse du sud aurait une origine purement érosive. Baize (1998) envisage un remplissage plio-pléistocène, grossier (arénites-lutites) d'après les faciès sismiques. Ce remplissage est en outre contrôlé tectoniquement dans la fosse nord d'après l'organisation en lobes emboîtés du remplissage.

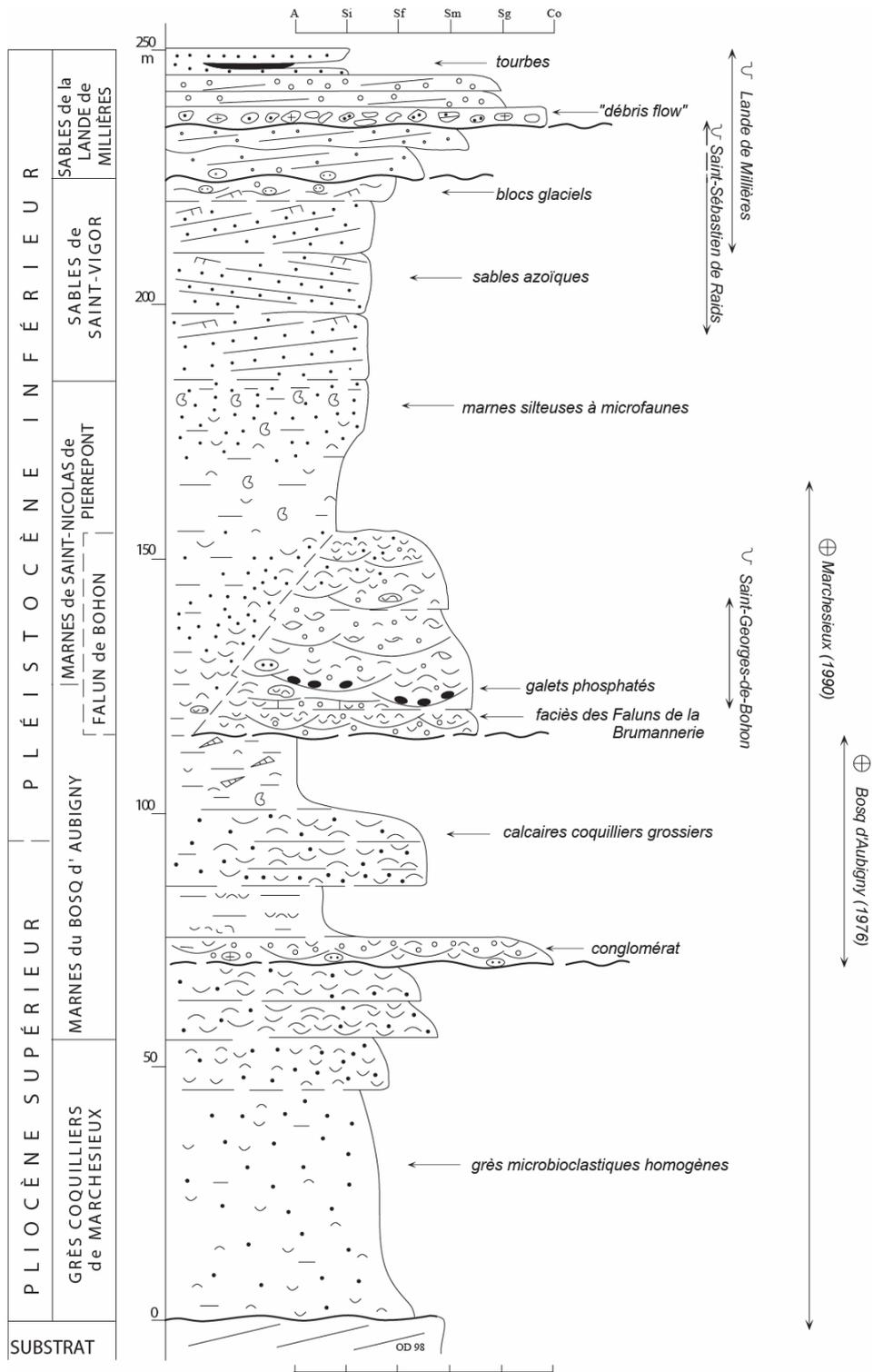


Figure 4 : Coupe verticale synthétique de la série plio-pléistocène des bassins du seuil du Cotentin, à partir des données de forages carottés et des affleurement en sablières (Dugué et al., 2000)

b. La coupe de Penestin :

Sur près de 2 Km de long, la falaise haute de 8 à 10 m présente des sables meubles reposant en discordance sur un socle de micaschistes paléozoïques (Figure 5). Ce dernier présente une altération poussée et probablement ancienne, produite par les climats hydrolysant de l'Eocène (Estéoule-Choux, 1983 dans Brault et al., 2001). Les trois unités sédimentaires qui constituent la Formation de Penestin sont décrites ci-dessous de la base au sommet (Brault et al., 2001) (Figure 6) :

- L'Unité 1 (U1) est constituée d'une semelle métrique de conglomérats à éléments arrondis à anguleux et à ciment ferrugineux se déposant sur une surface basale érosive. Ces dépôts ont été datés à 600 Ka (Van Vliët-Lanoë et al., 1997) par méthode EPR sur quartz.

- L'Unité 2 (U2) présente des sables grossiers mal triés à rides 2D et 3D indiquant un écoulement vers le N315. Ces dépôts grossiers passent localement à des faciès très fins argilo-sableux à litages entrecroisés. L'ensemble possède une distribution verticale de 5 à 7 m.

- L'Unité 3 (U3) est formée par des sables et graviers grossiers à litages obliques parallèles orientés vers le sud-est (N135). Elle est notamment caractérisée par de nombreuses surfaces d'érosion interne amalgamées sur 3 à 6 m d'épaisseur. Une datation à 300 Ka est proposée par Van Vliët-Lanoë et al. (1997) par méthode EPR pour cette unité.

Cette formation remplit une topographie de large chenal à fond plat, creusée au toit des micaschistes (Figure 5). L'ensemble est interprété comme un système fluvial évoluant d'un pôle tractif à la base, associé à des écoulements de débris (U1) traduisant un système fluvial peu mature, vers un système fluvial mieux exprimé, à dynamique de tresses et influences estuariennes tidales (U2). L'unité 3 est elle aussi interprétée comme des dépôts de tresses fluviales moins bien préservés que l'unité 2.

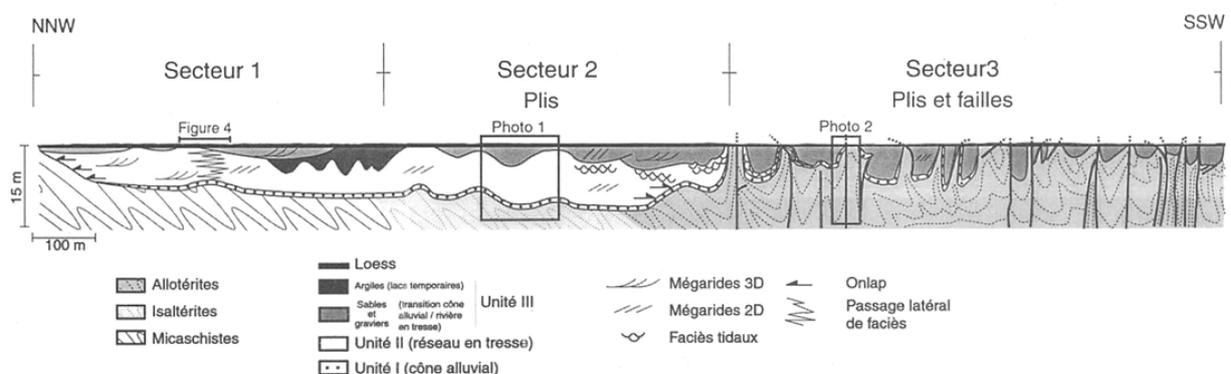


Figure 5 : Coupe synthétique de Penestin présentant l'organisation du remplissage et la localisation des figures sédimentaires (Brault et al., 2001)

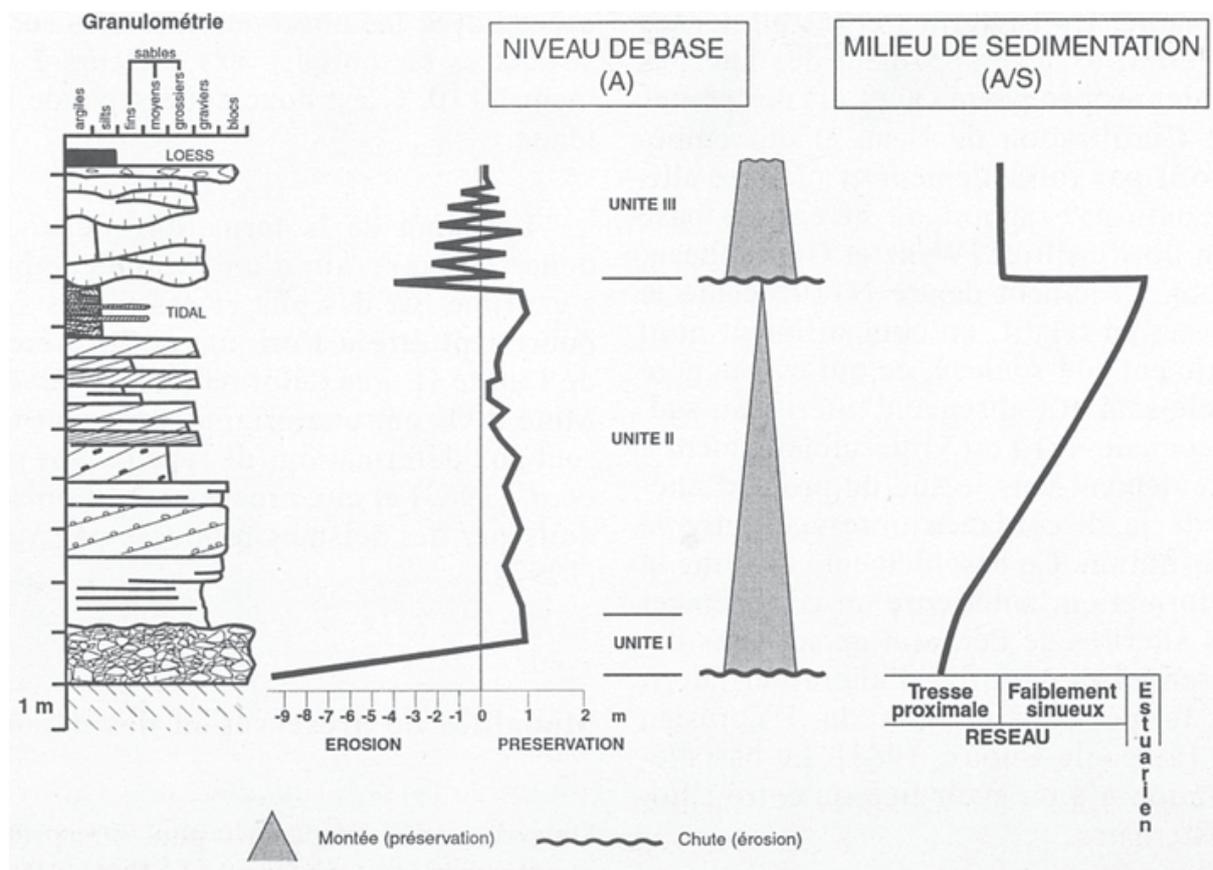


Figure 6 : Colonne stratigraphique de la falaise de Penestin et caractérisation de la préservation des sédiments (Brault et al., 2001)

Le remplissage de ce chenal met en évidence deux cycles de variation du niveau de base au cours du Pléistocène moyen (Figure 6). Le premier cycle comprend (i) l'incision du chenal au toit du socle paléozoïque et le dépôt des matériaux immatures de l'Unité 1 au cours du maximum de chute, puis (ii) la remontée du niveau de base permettant l'installation et surtout la préservation d'un système fluvial en rétrogradation (U2). Le deuxième cycle, incomplet, apparaît moins bien préservé et présente de manière condensée une faible chute suivie d'une faible remontée du niveau de base. Les datations réalisées au sein de l'Unité 3 placeraient ce cycle au cours de la période glaciaire du Saalien.

Outre les informations sédimentologiques apportées sur le Pléistocène armoricain, ce secteur montre un contrôle tectonique syn-sédimentaire qui s'exprime par l'inversion des courants entre U1/U2 et U3. L'hypothèse formulée par Brault et al. (2001) suggère que les Unités 1 et 2 représentent l'ancien cours de la Loire, actuellement déjetée plus au sud, tandis que l'Unité 3 appartiendrait à un bras de la Vilaine aujourd'hui abandonné. Cette

réorganisation des réseaux implique un basculement vers le sud-est de la zone, en accord avec les conclusions de Bonnet (1998) qui suggère un basculement généralisé du Massif Armoricaïn au cours du Pléistocène. Il s'exprimerait en baie de Vilaine entre 600 et 300 Ka.

3.2. Stratigraphie quaternaire de la Manche et du Golfe Normand-Breton

3.2.1. *Les formes en creux et leur remplissage*

La préservation des architectures sédimentaires apparaît quasiment inexistante en baie de Saint-Brieuc et dans le fond du Golfe Normand-Breton tandis que quelques structures ont été mieux préservées vers l'ouest, et notamment en baie de Lannion. Le bassin des Ecrehou, de part la bonne préservation des architectures sédimentaires, fait exception tant à l'échelle du Golfe Normand-Breton que du Massif Armoricaïn. Il représenterait une extension en mer des bassins du centre Cotentin.

En baie de Saint-Brieuc, les indices d'incisions quaternaires antérieures à la transgression holocène se résument souvent à une surface rugueuse (2 à 3 m de relief) tranchant très localement avec la monotonie topographique du fond entre 0 et -40 m de profondeur. Quelques minces plaquages sableux sont conservés au sein des dépressions mais ces encoches apparaissent généralement dépourvues de sédiments (Quesney, 1983). Ces segments de paléo-réseaux sont visibles sur les sections sismiques au toit du socle cadomovarisque (Lefort, 1971). Larssonneur et al. (1982) propose une cartographie de ces incisions montrant le prolongement des vallées du Gouët, de la Rance ainsi que du Couesnon et de la Selune jusqu'à une bathymétrie d'environ -15/-20 m. En dessous, ces incisions disparaissent mais la connexion de ces objets avec la fosse centrale de la Manche est envisagée.

Au dessus de l'isobathe -30 m, seule les paléovallées de la Baie de Lannion (paléo-Léguer et paléo-Douron) présentent un remplissage relativement important atteignant localement une dizaine de mètres (Quesney, 1983). Dans ces vallées ont été reconnus par sismique réflexion de la base vers le sommet (Augris et Simplet, 2011):

- une semelle de dépôts grossiers interprétés comme des dépôts fluviaux de bas niveau,
- des dépôts plus fins à chenaux emboîtés et barres progradantes, interprétés comme des environnements tidaux d'environnements estuariens transgressifs. Ces dépôts sont scellés par un mince niveau stratifié interprété comme un comblement argileux de fond de baie,

- un comblement terminal constitué par la remobilisation de sédiments locaux par l'action des houles. Cette unité marque l'établissement de conditions marines sur la zone aux alentours de 6000 et 4000 ans BP d'après les datations réalisées dans la zone (Augris et Simplet., 2011).

Enfin, entre le littoral nord-est de Jersey et la côte occidentale du Cotentin, un bassin sédimentaire ne présentant aucune architecture fluviale a été identifié par sismique réflexion (Giresse et al., 1972 ; Quesney, 1983 ; Baize, 1998 - mission Basecrehou95). Le bassin des Ecrehou consiste en une cuvette allongée selon une direction ONO-ESE atteignant dans cette direction une longueur approximative de 25 Km pour une largeur évoluant entre 4 et 10 Km (Figure 7). Elle forme une dépression au toit des formations cadomo-varisques de la zone repérée entre les isobathes -25/-30 m et -10 m (Figure 7). Sa bordure septentrionale suit l'alignement structural N120 suggérant un contrôle tectonique. Ceci a conduit Baize (1998) à proposer une morphologie de bassin en graben ou héli graben par comparaison aux bassins du Centre Cotentin eux-même contrôlés par faille. L'épaisseur de sédiments préservés varie selon les auteurs entre 20 m (Quesney, 1983) et 100 m (Baize, 1998). La base de ce remplissage repose sur un mince niveau stratifié constitué de calcaires lutétiens et affleurant localement sur les bordures du bassin (Bignot et al., 1968 ; Baize, 1998). Aucune donnée de carottage ou de dragage n'est disponible si bien que l'âge comme la nature pétrologique du remplissage demeurent spéculatifs. Les données sismiques présentent un remplissage organisé en nappes sédimentaires emboîtées et constituées de sédiments grossiers (arénites-rudites) d'après les faciès sismiques très chaotiques (Quesney, 1983; Baize, 1998). Cet emboîtement est interprété par Baize (1998) comme la preuve d'un contrôle du remplissage par la faille septentrionale témoignant d'un dépôt syn-déformationnel tandis que Quesney (1983) n'y voyait là aucun indice de tectonique synsédimentaire. La connexion de ce bassin avec le domaine émergé et en particulier avec le bassin de Lessay, n'a pas été confirmée du fait de la trop faible bathymétrie pour prolonger les investigations sismiques.

Au sud de cette cuvette, la mission Basecrehou95 (IFREMER) a révélé la présence d'un second système sédimentaire prenant naissance au sud de Jersey sur la Chaussée des Bœufs et se dirigeant vers le Havre de Lessay sur la côte du Cotentin (Figure 7). Ce système plus étroit, forme une gouttière orientée SO-NE, s'élargissant d'ouest en est (Baize, 1998). L'influence structurale est moins évidente dans sa morphologie et il est décrit comme un

chenal érosif. A l'approche du littoral du Cotentin, ces deux systèmes semblent se raccorder suggérant une connexion en termes de remplissage sédimentaire.

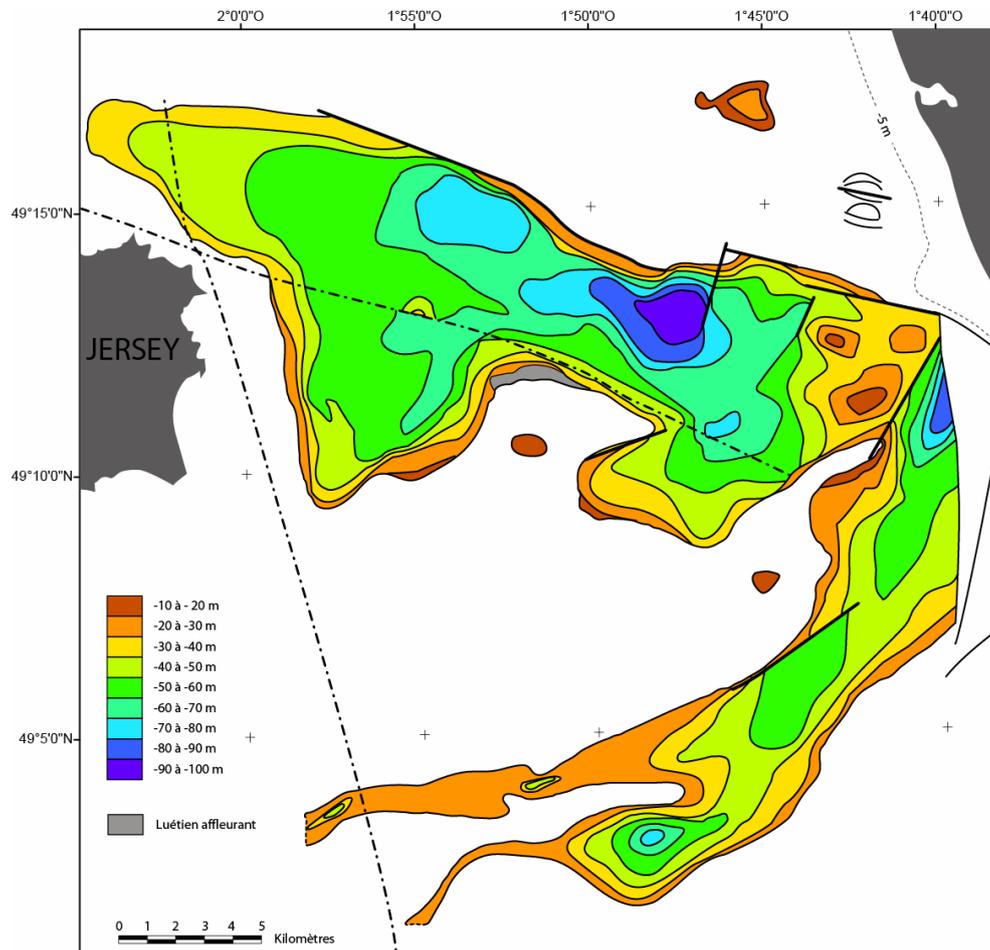


Figure 7 : Morphologie du bassin des Erehou et isobathes au toit du socle paléozoïque (d'après Baize, 1998)

3.2.2. La couverture meuble holocène du Golfe Normand-Breton

La couverture sédimentaire du Golfe Normand-Breton est limitée, probablement en raison de la dynamique tidale importante ne permettant pas le maintien des sédiments en dehors des fonds de baie et laissant de larges zones de socle affleurant (Hommeril, 1967 ; Giresse et al., 1972 ; Quesney, 1983 ; Walker, 2001). L'origine de ces sédiments est mixte : une partie, d'origine exogène, est constituée de dépôts silico-clastiques, piégés dans le Golfe Normand-Breton suite à la transgression holocène ; une autre partie, d'origine endogène, est constituée par le démantèlement des affleurements rocheux locaux et surtout par une fraction bioclastique importante notamment dans la zone Jersey / Erehou (Hommeril, 1967 ; Walker, 2001) (Walker, 2001 ; Figure 7).

Localement, l'interaction de la morphologie du fond de la zone et de la forte dynamique tidale mène à l'accumulation de sables, graviers, et maërl sous la forme de riddens, mégarides tidales et rubans sableux d'extension plurikilométrique et d'épaisseur décamétrique (Hommeril, 1967 ; Quesney, 1983 ; Walker, 2001).

De la même manière que sur la marge Atlantique, la dernière transgression holocène a conduit à la mise en place d'une surface de ravinement transgressive extrêmement plane et d'extension régionale surmontée par les corps sableux transgressifs constituant un prisme sédimentaire accolé au littoral (Baie de Saint-Brieuc, Golfe Normand-Breton, Baie de Lannion) (Larsonneur et al., 1982 ; Hommeril, 1967 ; Giresse et al., 1972 ; Quesney, 1983). Ces dépôts correspondent à des lambeaux de sédiments grossiers, d'origine très hétérogène constitués de produits d'altération issus pour partie du démantèlement des affleurements rocheux locaux et de sables graviers et galets, à histoire polygénique, remaniés par les houles et les courants lors de la transgression flandrienne (Walker, 2001).

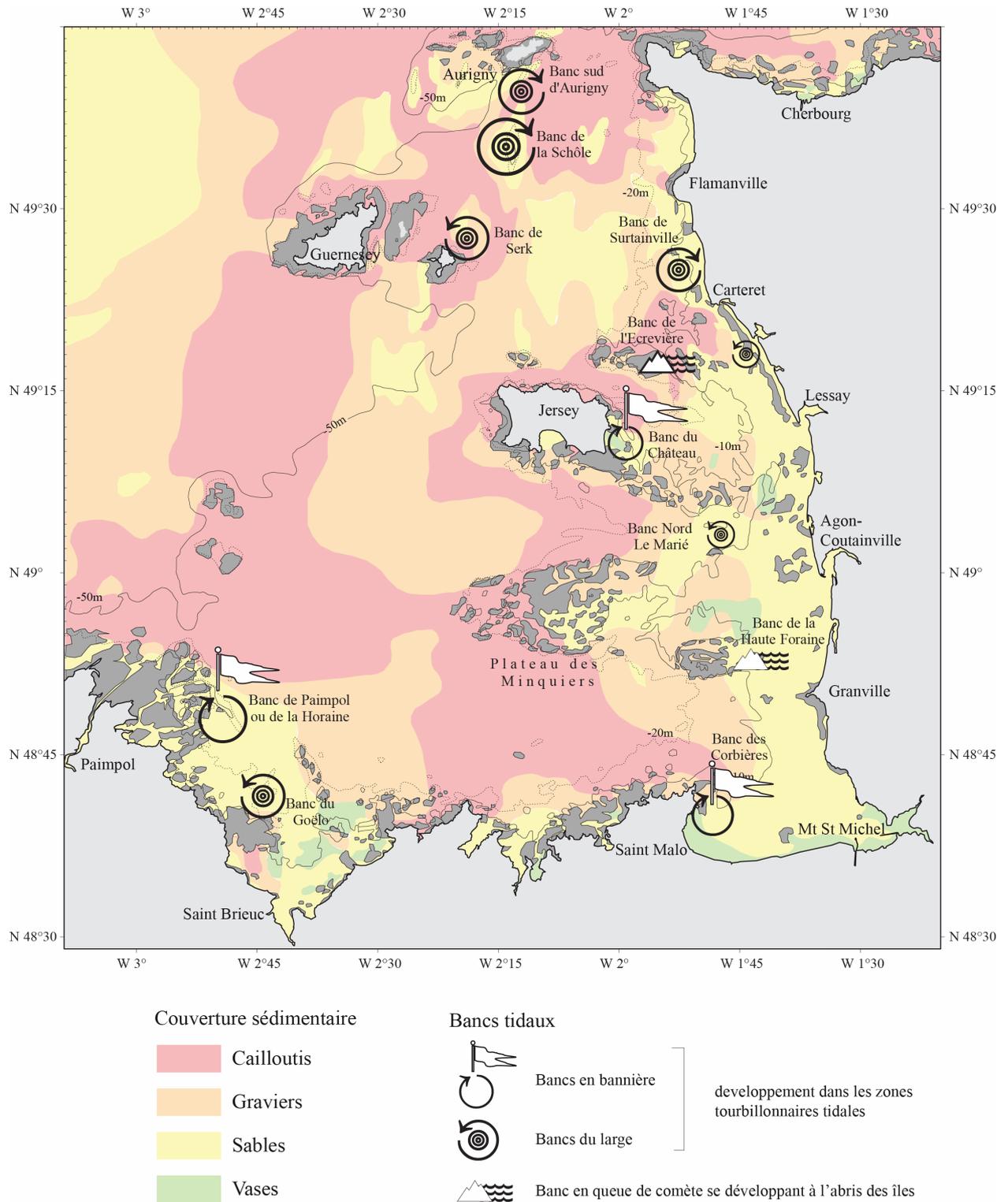


Figure 8 : Répartition des sédiments meubles du Golfe Normand-Breton et localisation des principaux bancs sableux tidaux (d'après Walker, 2001)

3.3. Stratigraphie quaternaire du plateau interne de Bretagne Sud

En mer, l'architecture des dépôts quaternaires est relativement bien connue grâce aux nombreuses campagnes d'acquisition sismique réalisées depuis les années 60 (Horn et al., 1966 ; Bouysse et al., 1968 ; Bouysse et Horn, 1968 ; Robert, 1969 ; Bouysse et Horn, 1971 ; Giresse et al., 1972 ; Delanoë et al., 1975 ; Delanoë et Pinot, 1977 ; Delanoë et al., 1972 ; Menier, 2004 ; Menier et al., 2006 ; Menier et al., 2010.).

3.3.1. Les vallées incisées du plateau Sud Armoricaïn

Un des traits marquant des marges passives est l'incision de vallées au niveau du plateau plusieurs fois exondé au cours des variations eustatiques de forte amplitude. Les processus menant à l'incision des réseaux de vallées sont complexes. L'incision correspond à la réponse adaptative des réseaux hydrographiques lors d'une chute du niveau de base. Une chute du niveau de base résulte d'une combinaison de différents paramètres : les oscillations du niveau marin, les variations d'uplift et les variations climatiques qui modifient le flux sédimentaire (Schumm, 1993 ; Miall, 1996 ; Galloway and Hobday, 1996). En Bretagne Sud, les réseaux de vallées sont connus depuis les années 60 (Horn et al., 1966 ; Bouysse et Horn, 1968 ; Bouysse et al., 1968 ; Vanney, 1977 ; Pinot, 1977 ; Delanoë et al., 1972 ; Delanoë et Pinot, 1977 ; Delanoë et al., 1975 ; Delanoë, 1988). Les dernières cartographies disponibles ont été publiées dans Menier et al. (2010), et dans la carte géologique de Lorient au 1/250000 (Thinon et al., 2008) (Figure 9). Ces vallées constituent le prolongement du réseau hydrographique présent à terre et dont la plus ancienne terrasse a été datée du Pléistocène moyen (Monnier et al, 1981 cité dans Bonnet, 1998 ; Van Vliët-Lanoë et al., 1997).

Sur le plateau interne, les âges d'incision et de remplissage de ces vallées sont méconnus. La surface basale est probablement réutilisée plusieurs fois depuis la première incision (Menier et al., 2006).

En baie de Vilaine, l'incision de base de la paléo-Vilaine est attribuée à un bas niveau marin du Pléistocène moyen (SB1 de Proust et al. (2001) et SBU5 de Menier (2004)) par corrélation avec des affleurements clairement fluviatiles sur le littoral à Penestin (Van Vliët-Lanoë et al., 1997 ; Brault et al., 2001). Le remplissage est complexe (compound fill d'après Zaitlin et al., (1994)) comprenant deux séquences incomplètes séparées par une deuxième limite de séquence (Figure 10). La séquence de base est interprétée comme un système

fluviale en tresses mis en place au cours du Pléistocène moyen. Au dessus, la deuxième séquence correspond à un système fluviale remplissant une surface d'érosion chenalisée méandrique d'âge inconnu (SB2 de Proust et al. (2001) et SBU6 de Menier (2004)). Ces dépôts sont scellés par des dépôts estuariens puis marins francs au cours de la transgression holocène (Proust et al., 2001 ; Menier et al., 2010; Sorrel et al., 2010).

En Baie d'Etel / Baie de Lorient, l'âge d'incision est inconnu. L'incision basale pourrait correspondre à une surface polygénique mise en place au cours du Pléistocène moyen et reprise plusieurs fois depuis (Menier et al., 2006 ; Menier et al., 2010). Le remplissage est attribué uniquement au dernier cycle glaciaire (Menier et al., 2006 ; Menier et al., 2010) à l'exception de l'unité basale, préservée très localement et attribuée à des dépôts fluviaux en tresses d'âge inconnu (Proust et al., 2001 ; Menier, 2004 ; Menier et al., 2006 ; Menier et al., 2010). Au dessus, la sédimentation enregistre une évolution transgressive passant d'environnements tidaux à des dépôts marins sableux mis en place au cours de la transgression post-glaciaire (Figure 10).

Localement des âges d'incision Paléocène sont proposés sur la base de datations du remplissage de la base. C'est le cas pour la paléovallée de l'Odette en baie de Concarneau. Cette vallée d'âge ante-Oligocène supérieur, contrôlée structuralement par un réseau de failles N150 (directions Kerforne) aurait été réutilisée en partie au Quaternaire puis remplie au cours de la transgression holocène par des environnements fluvio-estuariens passant verticalement à des sables grossiers marins (Delanoë et al., 1976 ; Loget, 2001 ; Menier, 2004 ; Menier et al., 2006 ; Menier et al., 2010). Cependant l'incertitude de la localisation du dragage d'Oligocène par rapport à la position de la vallée ne donne pas de certitude quant à l'âge du remplissage.

En dessous de l'isobathe -50 m, l'incision des vallées laisse place à une surface d'aplanissement marine scellée par des plaquages sableux de quelques mètres d'épaisseur (Bouysse et Horn, 1968 ; Pinot, 1974 ; Vanney, 1977 ; Menier, 2004 ; Menier et al., 2006 ; Menier et al., 2010).

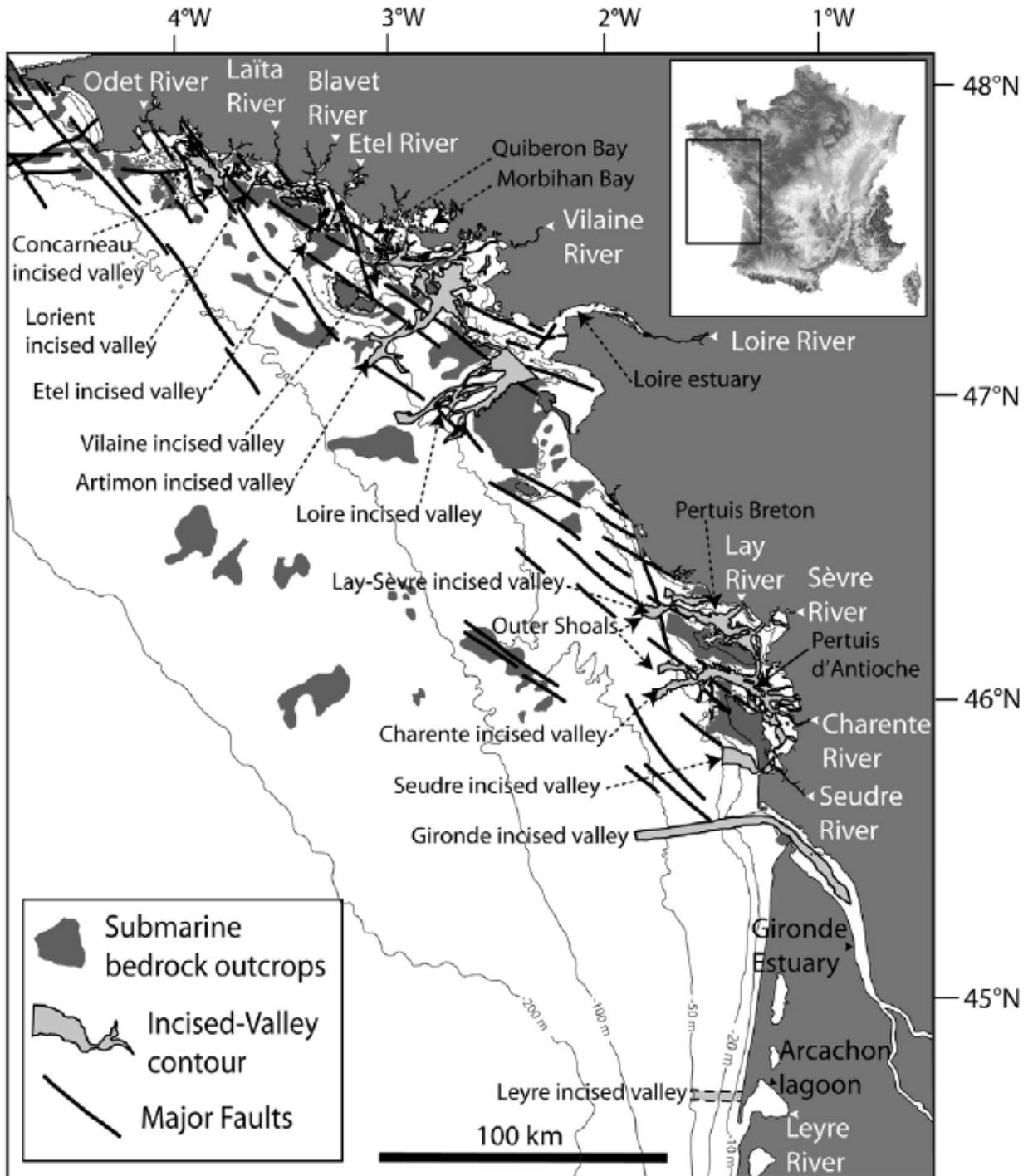


Figure 9: Localisation des vallées incisées sur le plateau interne de la marge atlantique française (Chaumillon et al., 2008)

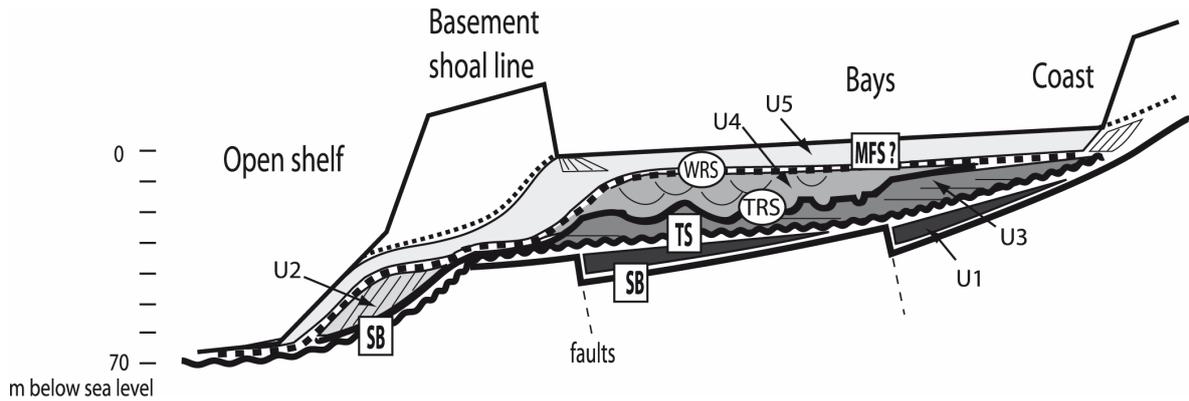


Figure 10 : Modèle de remplissage des vallées incisées du plateau interne de Bretagne Sud (Menier et al., 2006). Surfaces de discontinuités en termes de stratigraphie séquentielle : SB (limite de séquence), TS (surface de ravinement transgressif), TRS (surface de ravinement tidale), WRS (surface de ravinement par la houle), MFS (surface d'inondation maximale).

3.3.2. La couverture superficielle meuble holocène du plateau de Bretagne Sud

Cette couverture sédimentaire d'épaisseur métrique à plurimétrique est soumise aux agents hydrodynamiques actuels au niveau des zones les moins profondes (au-dessus de l'isobathe -30 m). Il en résulte une remobilisation du matériel déposé au cours de la transgression holocène (Pinot, 1974 ; Vanney, 1977). Actuellement, les sédiments marins superficiels compris entre la côte et l'isobathe - 50 m sont d'origine mixte, soit fluvio-marins, soit strictement marins et caractérisés par des particules (bio)-détritiques siliceuses et carbonatées (Volmat, 1931 ; Lapierre, 1970 ; Pinot, 1974 ; Bos et Quélenec, 1988).

La nature pétrographique des sédiments superficiels est essentiellement quartzreuse surtout dans la partie méridionale, à l'exception de la grande vasière (faciès sableux vaseux) qui s'étend sur 300 Km de long et 30 Km de large, de l'île de Sein au haut-fond de Rochebonne (Pinot 1974 ; Vanney 1977 ; Lesueur et al., 2001 ; Bourillet et al., 2003 ; Foliot, 2004).

L'étude de la fraction sableuse (63 μm à 2.0 mm) montre une diminution de la taille des grains du nord au sud (Figure 11). La granulométrie évolue d'un pôle de sables moyens à grossiers recouvrant tout le plateau armoricain, vers un pôle de sables fins à très fins, au droit de l'estuaire de la Loire. Cette répartition des sables peut localement être perturbée par un substrat plus grossier, voire graveleux, occupant soit le fond de dépressions topographiques, soit certains reliefs (Pinot, 1974 ; Vanney 1977 ; Castaing, 1981).

Cette couverture se met en place au toit d'une surface d'extension régionale nivelant l'ensemble des formations paléogènes et néogènes sous-jacentes. Cette surface d'abrasion marine marque la transgression rapide du niveau marin passant de -120 m au dernier maximum glaciaire (18 à 11 Ka BP) à sa position actuelle.

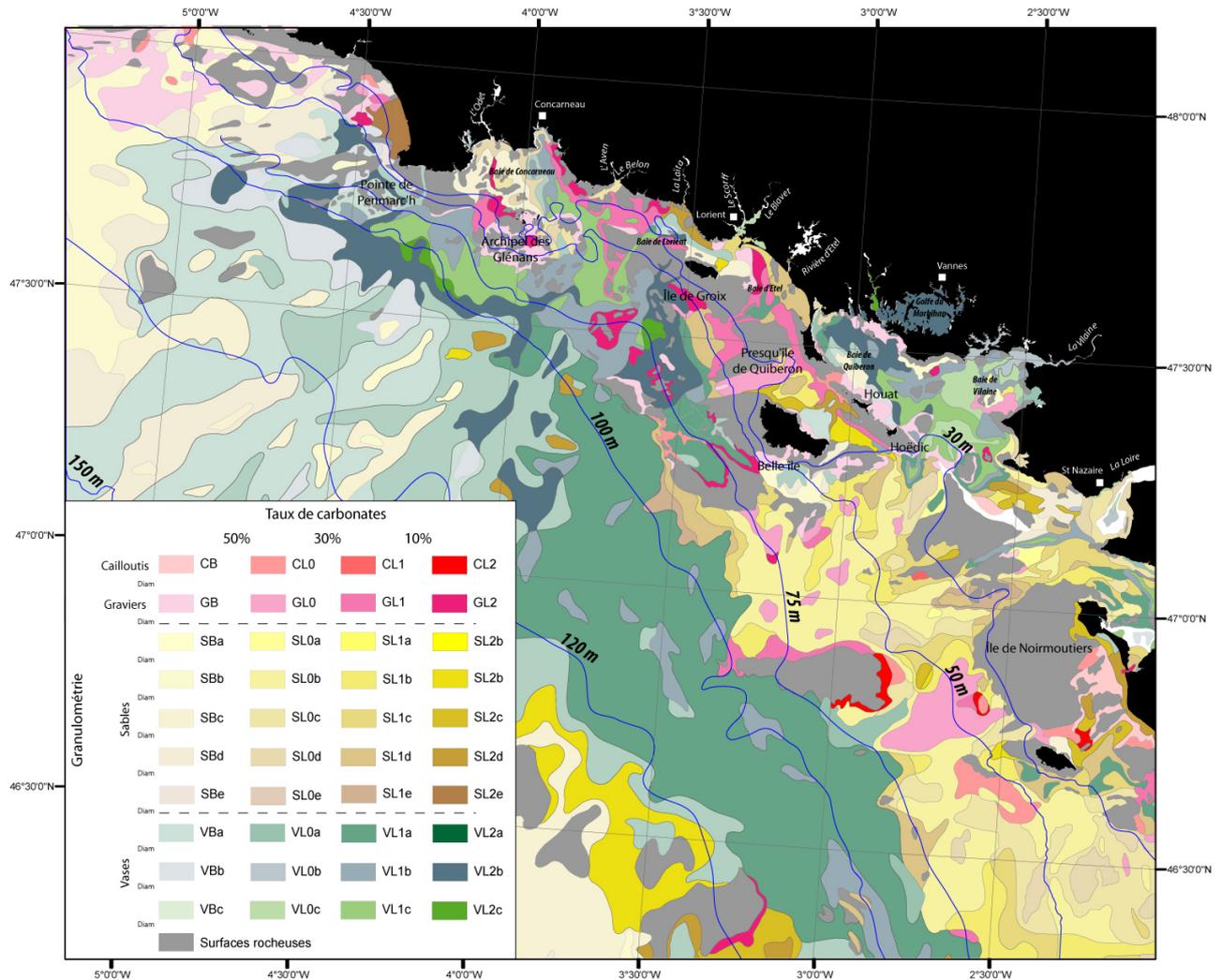


Figure 11 : Cartographie de la couverture sédimentaire superficielle du plateau continental (Ifremer).

4. Evolution climatique, eustatique et néotectonique du Quaternaire : les paramètres d'évolution du remplissage sédimentaire

La mise en place de tout système sédimentaire résulte de l'action combinée d'un grand nombre de paramètres au premier rang desquels se trouvent les variations climatiques, les oscillations eustatiques, et les variations de subsidence produites par le contexte tectonique régional (Schumm, 1993 ; Miall, 1996 ; Galloway and Hodbay, 1996). L'étude des

enregistrements sédimentaires de la marge armoricaïne nécessite donc dans un premier temps de préciser les modalités de variations de ces paramètres forçant à l'échelle de la zone d'étude.

4.1. Variations climatiques à haute fréquence au Quaternaire

4.1.1. Définition du Quaternaire

Le Quaternaire constitue la dernière période de la charte stratigraphique et comprend les séries pléistocènes et holocènes (Figure 12). Le choix d'une limite internationale marquant le début du Quaternaire (transition Pliocène-Pléistocène) a longtemps été débattue. Jusqu'à récemment, la base du Pléistocène était définie au niveau du stratotype marin de la coupe de Vrica en Italie (Aguire and Pasini, 1985). Cette attribution se basait sur la reconnaissance de ce qui était considéré comme la première détérioration climatique globale en Europe, datée à Vrica à 1.806 Ma. Néanmoins, il est apparu que cette attribution était difficilement corrélable de manière globale et en particulier du fait de contraintes biostratigraphiques insuffisamment spécifiques (Aiello et al., 1996; Suc et al., 1997).

L'International Commission of Stratigraphy a récemment révisé la position de la base du Quaternaire en la positionnant à 2.588 Ma (stratotype de Monte San Nicolas en Italie) sur des critères biostratigraphiques océaniques et terrestres (Zagwijn, 1986 ; Suc et al., 1997 ; Gibbard et al., 2005 ; Bowen and Gibbard, 2007 ; Head et al., 2008) plus largement reconnus. Ces marqueurs témoignent d'une détérioration importante du climat au cours d'une phase de refroidissement majeure et globale débutant à la fin du Pliocène (Imbrie, 1984 ; Zagwijn, 1986 ; Shackleton, 2000; Flesche Kleiven et al., 2002 ; Lisiecki and Raymo, 2005 ; Mudelsee and Raymo, 2005) et positionnée à la base de l'événement géomagnétique Matuyama (Figure 12). Cette phase de refroidissement annonce le caractère climatique particulier du Pléistocène : des successions de glaciations accompagnées du développement des calottes glaciaires continentales notamment sur le nord de l'Europe.

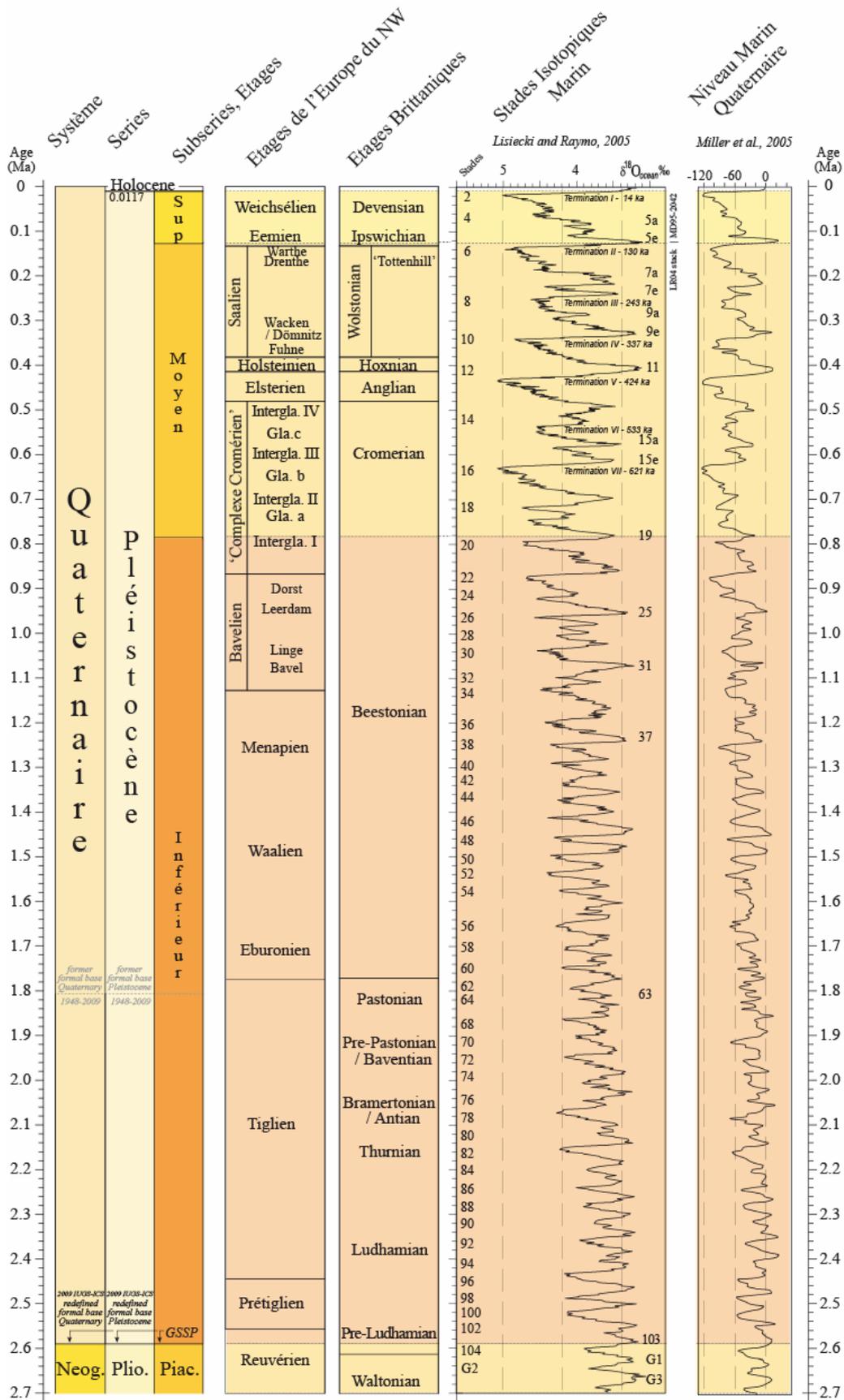


Figure 12 : Charte stratigraphique globale du Quaternaire (modifié d'après Gibbard and Cohen, 2010). La courbe d'évolution du niveau marin est basée sur la conversion de la courbe de $\delta^{18}O$ de Lisiecki and Raymo (2005) d'après Miller et al., (2005).

4.1.2. Les variations climatiques globales du Plio-Pléistocène

Le caractère instable des climats du Quaternaire est observable à travers l'étude des carottes de glaces polaires (projet EPICA ; Petit et al., 1999) et des carottes de sédiments marins (Shackelton, 1977 ; Imbrie et al., 1984 ; Shackelton, 1997 ; Zachos, 2001 ; Lisiecki and Raymo, 2005). L'étude des variations du rapport isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (ou delta ^{18}O) à partir des tests de foraminifères benthiques prélevés au sein de carottes sédimentaires océaniques permet de retracer l'évolution des masses de glace stockées aux hautes latitudes de manière continue (Figure 12). L'évolution de ce rapport traduit en effet les modifications de la chimie des eaux océaniques (fractionnement isotopique de l'oxygène) consécutives à la fonte, ou au contraire à la croissance des calottes glaciaires. Un rapport de delta ^{18}O élevé indique un apport d'eau douce et donc la fonte des glaces polaires. La courbe de variation du delta ^{18}O a permis de mettre ainsi en évidence 52 cycles d'alternances périodes glaciaires / interglaciaires au cours du Pléistocène (Lisiecki and Raymo, 2005).

La durée de ces cyclicités varie au cours du Pléistocène. Durant la plus grande partie du Pléistocène inférieur, la cyclicité climatique dominante est de 41 Ka. La durée des périodes de refroidissement est alors grossièrement égale à celle des périodes de réchauffement. L'amplitude des variations de delta ^{18}O est relativement limitée (Figure 12). Entre 900 et 650 Ka, l'alternance devient largement asymétrique : les périodes de refroidissement s'allongent et sont dominées par une cyclicité de 100 Ka bien que l'influence des cycles de 41 Ka perdure (Mudelsee and Stattegger, 1997). Les refroidissements s'opèrent de manière progressive et sont suivis par un réchauffement rapide et de courte durée durant l'interglaciaire (10 à 20 Ka). Cette tendance est reconnaissable au profil en « dents de scie » des courbes de delta ^{18}O au cours du Pléistocène moyen et supérieur (Figure 12). Consécutivement à cela, l'augmentation de l'amplitude de variation du rapport de delta ^{18}O témoigne d'un renforcement des contrastes climatiques entre périodes glaciaires et interglaciaires.

Traditionnellement, les climats de la Terre et leurs variations sont considérés comme le résultat d'un contrôle purement externe au système climatique faisant intervenir les variations cycliques des paramètres orbitaux de la Terre à savoir (Figure 13, Figure 14) :

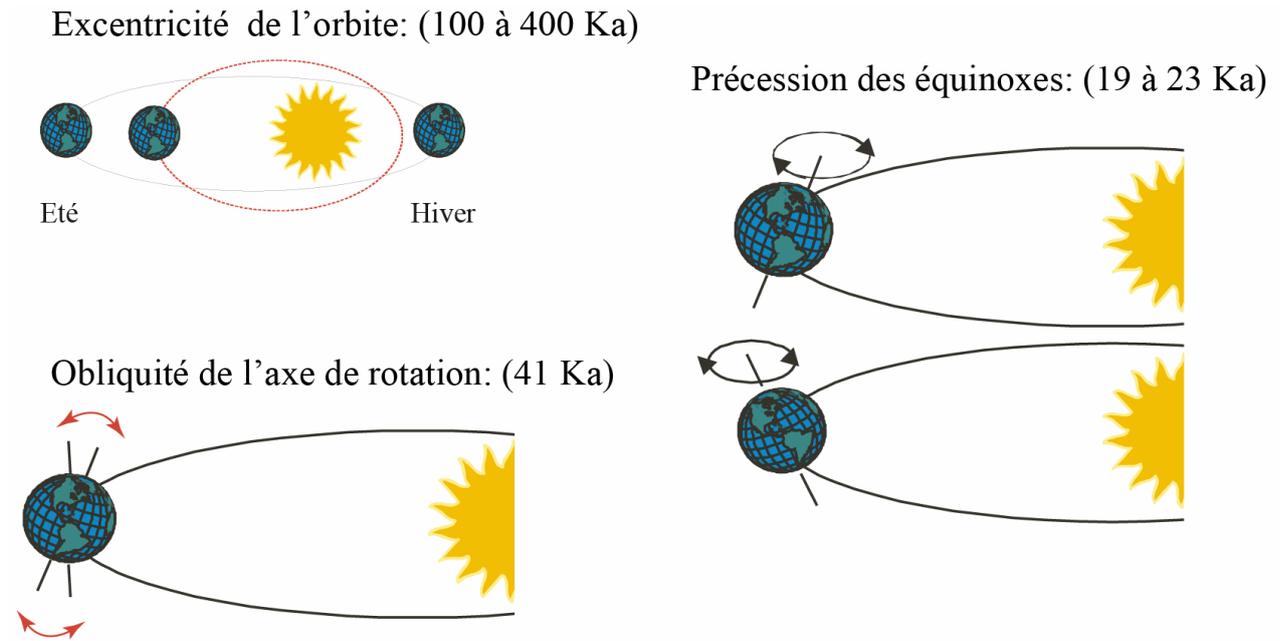


Figure 13 : Configuration astronomique pour chacun des paramètres orbitaux de la Terre et périodes de leurs cyclicités

- variation d'excentricité de l'orbite terrestre (cycle à 400 et 100 Ka). Il s'agit de la modification de la forme de l'ellipse que décrit l'orbite terrestre autour du soleil. Pour l'hémisphère nord, l'allongement de l'ellipse (augmentation d'excentricité) se traduit par un raccourcissement et une intensification de l'hiver et de l'été tandis que le printemps et l'automne s'allongent.

- variation d'obliquité de l'axe de rotation (cycles à 41 Ka). Il s'agit de la variation d'angle entre l'axe de rotation de la Terre et le plan comprenant la trajectoire de la Terre autour du soleil. Sa variation modifie les contrastes saisonniers et l'intensité des saisons par la modification d'énergie solaire reçue à la surface de la Terre. Plus l'angle est important, plus la quantité d'énergie reçue est importante.

- la précession des équinoxes (cycles de 19 à 23 Ka). Il s'agit du déplacement de la position des équinoxes et des solstices le long de l'orbite de la Terre. Elle résulte de l'interaction de deux mouvements de rotation : celui de l'axe de rotation de la Terre autour d'un axe perpendiculaire au plan de l'écliptique (à la manière d'une toupie) modulé par celui de l'orbite de la Terre tournant autour du Soleil (excentricité). La précession des équinoxes influence les contrastes entre les saisons : pour un hémisphère donné, les saisons seront plus contrastées lorsque la Terre est au périhélie en été (très chaud) et à l'aphélie en hiver (très froid) que l'inverse.

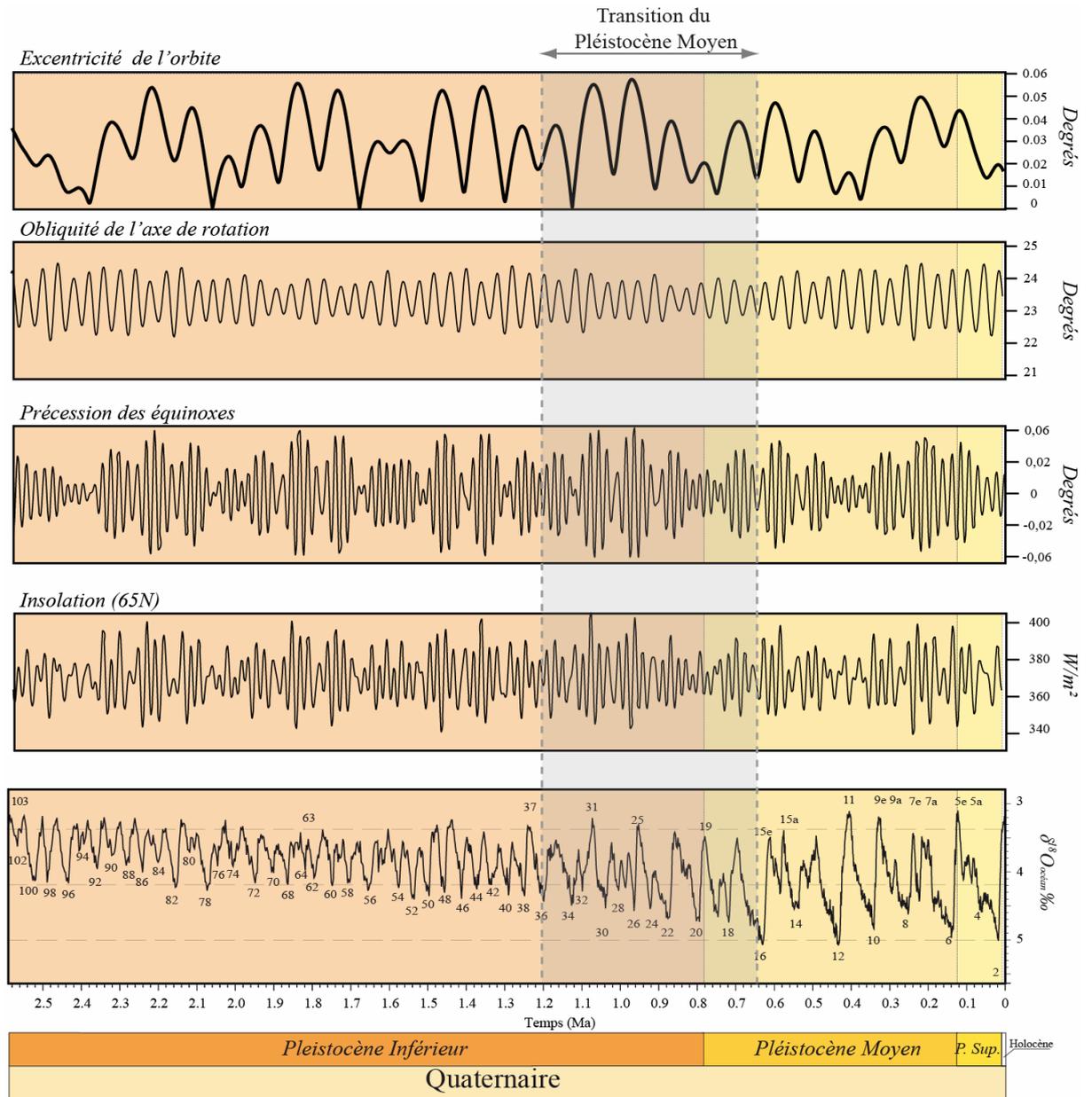


Figure 14 : Evolution temporelle des paramètres orbitaux de la Terre (données issues de Laskar et al., 2004) parallélisés à la variation de $\delta^{18}\text{O}$.

En influant de manière cyclique sur les variations d'insolation reçue par la Terre, ces paramètres astronomiques contrôlent de la même manière le climat de la Terre selon la théorie astronomique des climats de Milankovitch (1941). Dans ce cas, le système climatique est passif et répond directement aux variations d'insolation imprimées par les cyclicités des paramètres orbitaux. La domination des cycles d'excentricité orbitale (période de 100 Ka) après 900 Ka sur l'obliquité de l'axe de rotation de la Terre (période de 41 Ka) est évoquée pour expliquer la domination des cycles climatiques à 100 Ka à partir de la TPM (Zagwijn, 1992).

Cette évolution majeure de la dynamique climatique, passant d'un système répondant aux forçages climatiques linéairement (cycles symétrique à 41 Ka) à une réponse non linéaire (cyclicité en « dents de scie » dominée par les cycles à 100 Ka), est connue sous le nom de Transition du Pléistocène Moyen (TPM) (Berger and Jansen, 1994). Ce basculement apparaît concomitant à de nombreux évènements globaux (Figure 15) sans que les relations causes/conséquences ne soient encore bien comprises.

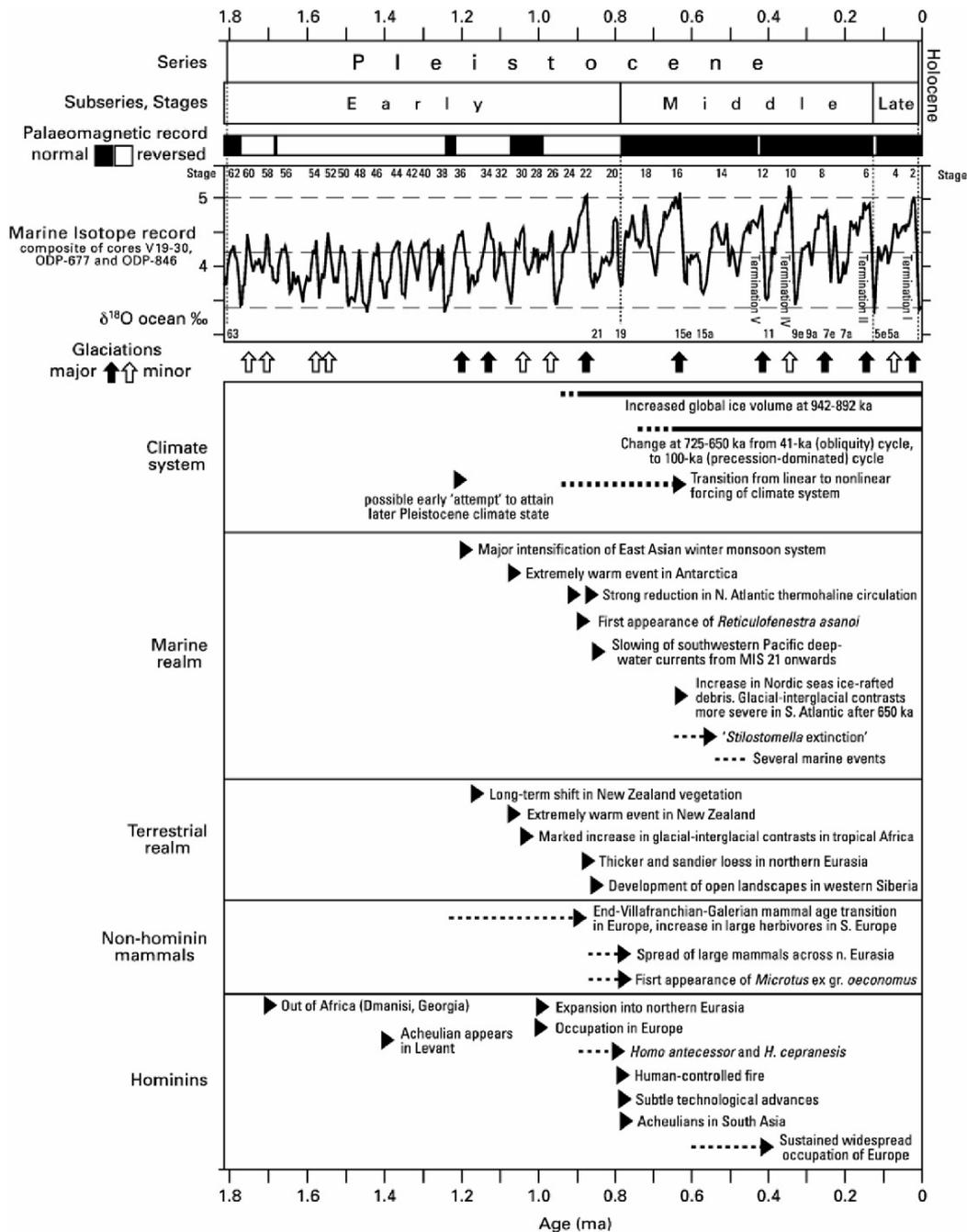


Figure 15 : Evènements globaux majeurs marquant la Transition du Pléistocène Moyen (Head and Gibbard, 2005)

4.1.3. La Transition du Pléistocène Moyen

Le déclenchement de la TPM constituerait la réponse adaptative du système climatique au franchissement de « conditions limites », lorsqu'il est soumis à une tendance au refroidissement global. Ce refroidissement est observé depuis l'Eocène (Zachos et al., 2001) et se traduit notamment par l'augmentation significative des glaciers polaires dès la fin du Pliocène (Mudelsee and Raymo, 2005). Si les auteurs sont d'accord sur ces faits, le débat porte sur la détermination des mécanismes physiques à l'origine de ce basculement vers un comportement non linéaire face aux cycles à 100 Ka.

D'après Berger et Loutre (1999) repris par Maslin et Ridgwell. (2005), aucun changement significatif des paramètres orbitaux et en particulier de l'excentricité (Figure 14) ne semble pouvoir expliquer à eux seuls le changement de cyclicité climatique observé au cours du Pléistocène. Ils en déduisent donc que le changement de cyclicité dominante résulte en partie de rétroactions complexes, internes au système, modulant l'expression des cyclicités orbitales, et notamment celles associées aux faibles variations d'excentricité de l'orbite terrestre. Ce changement de cyclicité conduit à un renforcement des calottes polaires résistant d'autant mieux aux variations cycliques d'insolations (Figure 14). Là encore, plusieurs hypothèses sont envisagées pour expliquer cette pérennisation de la glace. Elle résulterait soit d'un refroidissement induit par une teneur atmosphérique en CO₂ en baisse (Raymo, 1997; Mudelsee and Schulz, 1997; Berger et al., 1999 ; Clark et al., 1999), soit par la modification des modalités de conservation des glaces polaires. En effet le développement des inlandis augmente consécutivement au refroidissement climatique global (Figure 15). Ce fort développement s'accompagne d'une augmentation de l'érosion basale, déblayant le régolite constituant une « couche savon » améliorant ainsi l'ancrage des glaciers continentaux sur le substratum non altéré car nouvellement dégagé (Clark and Pollard, 1998 ; Clark, 2006). La perturbation des courants océaniques par le développement important des glaces impliquant un changement dans les transferts de chaleurs eau/atmosphère pourrait favoriser elle aussi, la conservation des calottes polaires (Maslin et Ridgwell, 2005 ; de Garidel-Thoron et al., 2005).

Enfin, Huyber et Wunch (2005) et Huybers (2009) suggèrent que ce changement de cyclicité est le résultat d'une adaptation spontanée du système climatique soumis aux cycles à 41 Ka. Les cycles à 100 Ka post TPM correspondraient, selon eux, à une modulation en fréquence et en amplitude de deux ou trois cycles à 41 Ka qui résulteraient en des phases de

refroidissement relativement continues et d'une durée moyenne d'approximativement 100 Ka. Ils affirment donc qu'il n'est pas nécessaire d'impliquer la variation des cycles de Milankovitch pour faire basculer un système climatique linéaire vers un fonctionnement non linéaire.

4.1.4. Les marqueurs des variations climatiques quaternaires du Massif Armoricaïn

Dans les régions situées aux latitudes moyennes comme le Massif Armoricaïn, la variation des climats se traduit par la mise en place de conditions périglaciaires au cours des périodes glaciaires ; l'avancée des glaciers se limite aux régions plus septentrionales (Glacier des îles Britanniques et Fennoscandien), le Massif Armoricaïn n'ayant jamais été englacé au Quaternaire (Toucanne, 2008).

Les séries sédimentaires continentales des Pays-Bas révèlent l'existence de périodes froides dès le Tiglien (~2.4 Ma). Ces refroidissements climatiques sont mis en évidence par l'analyse palynologique de ces séries (Zagwijn, 1992). La tentative de corrélation des séquences climatiques repérées sur le Massif Armoricaïn avec celles d'Europe du Nord montre les très nombreuses lacunes de cet enregistrement (Morzazdec, 1974). La raison en est peut-être la rapidité des cyclicités glaciaire/interglaciaire au cours du Pléistocène inférieur (40 Ka) ne permettant pas l'installation durable de climats suffisamment contrastés pour créer des environnements péri-glaciaires suffisamment développés.

Dans le Massif Armoricaïn, les premiers indices de l'installation de climats froids semblent correspondre aux blocs de relargages glaciaires préservés au sein des sables tidaux du Cotentin datés du Tiglien (Baize, 1998). En Bretagne Nord seule l'installation d'une steppe froide au cours du Weichsélien a pu être mise en évidence (Morzadec-Kefourn, 1974). Sur le littoral de Bretagne Occidentale, les analyses polliniques des lambeaux de dépôts littoraux ont permis de mettre en évidence trois cycle interglaciaires (Tiglien, Holsteinien et Eemien) marqués par des associations polliniques distinctes et témoignant de réchauffements comparables à ceux de l'interglaciaire actuel (Morzadec-Kerfourn, 1974).

Les témoins de ces glaciations sont généralement indirects et sont lisibles dans la morphogenèse du Massif Armoricaïn. : l'incision des vallées fluviales sur le plateau de

Bretagne Sud (Pinot, 1974 ; Vanney, 1977 ; Lericolais, 1997 ; Menier et al., 2006 ; Jouet et al., 2003 ; Menier et al., 2010) et dans une moindre mesure sur le plateau de la Manche et le Golfe Normand-Breton (Larsonneur et al., 1982 ; Quesney, 1983 ; Simplet et al., travaux en cours), témoigne de la chute du niveau de base associée à l'abaissement du niveau marin au cours des périodes de glaciation.

4.2. Variations eustatiques au Quaternaire

Au cours des temps géologiques, la position du niveau marin est extrêmement variable (Haq et al., 1987 ; Lambeck et al., 2002 ; Miller et al., 2005). Cette oscillation du niveau marin est considérée comme globale et résulte de la variation du volume d'eau dans les océans (glacio-eustatisme) et de la variation du volume des bassins océaniques (tectono-eustatisme) (Miller et al., 2005). Ces paramètres possèdent des périodes d'évolution différentes dont la combinaison conditionne la position du niveau marin à un instant donné.

Le tectono-eustatisme résulte des variations du volume des bassins océaniques en relation avec la disposition des masses continentales ainsi que du volume des dorsales. La modification de ces paramètres s'effectue sur des périodes de temps très importantes (x1 à x10 Ma). A l'échelle du Quaternaire, sa variation très lente ne représente qu'une composante mineure du signal eustatique, bien que sur de longues périodes temps son influence puisse être de plusieurs dizaines de mètres (Miller et al., 2005).

Le glacio-eustatisme est la conséquence de fluctuations du volume d'eau stockée sous la forme de glace au niveau des inlandsis continentaux et dont la plus grande part est localisée au niveau des hautes latitudes (calottes antarctique, Glaciers Nord Américains, Inlandsis Groenlandais). Au cours des périodes froides, le volume d'eau stocké dans les calottes continentales est ainsi retiré du volume d'eau libre conduisant à des chutes du niveau marin. Lors des périodes plus chaudes de l'interglaciaire suivant, l'eau libérée par fusion des glaciers continentaux fait remonter le niveau marin.

Les variations eustatiques du Quaternaire reflètent les variations du volume des glaces stockées sur les continents et en particulier aux pôles (Funnel, 1995 ; Lambeck et al., 2002 ; Miller et al., 2005) (Figure 12): du début du Pléistocène marqué par les premières dégradations climatiques, jusqu'au stade isotopique 22 (stade Bavélien), les plus bas niveaux

marins ne seront jamais plus importants que -50 m et associés à des oscillations rapides de 40 Ka. En revanche, les périodes les plus froides du Quaternaire, comprises entre les stades 22 et 2, le niveau marin relatif atteint et dépasse le niveau -100 m sur des durées beaucoup plus longues (100 Ka) (Chappel et Shackleton, 1986 ; Funnel, 1995 ; Lambeck et al., 2002 ; Miller et al., 2005) amenant les marges continentales à l'émersion. Sur les façades maritimes et océaniques françaises, ces baisses importantes du niveau marin sur de longues durées, sont souvent considérées comme le paramètre moteur de l'incision des fleuves côtiers sur le plateau continental par chute du niveau de base (Lericolais, 1997 ; Menier, 2004). Pourtant le lien entre eustatisme et incision des fleuves côtiers ne semble pas aussi simple puisque les incisions disparaissent aux alentours de -50 à -60 m (Pinot, 1974 ; Vanney, 1977 ; Lericolais, 1997 ; Proust et al., 2001 ; Menier, 2004 ; Menier et al., 2006 ; Chaumillon et al., 2008 ; Menier et al., 2010) tandis que les bas niveaux marins du Pléistocène moyen et supérieur auraient atteint l'isobathes -120 m au cours du dernier maximum glaciaire (Weichsélien). Bonnet (1998) considère même que les oscillations à forte amplitude du niveau marin (10⁵ Ka) jouent un rôle négligeable dans l'incision des fleuves du Massif Armoricaïn. Il attribue l'incision des rivières quaternaires à la surrection du Massif Armoricaïn soumis aux champs de contraintes tectoniques de l'Europe du Nord-Ouest.

4.3. Les mouvements verticaux du domaine Armoricaïn

Les études relatives à la morphologie et l'organisation des réseaux de drainage du Massif Armoricaïn ont permis de mettre en évidence le rôle de la tectonique dans la morphogenèse des architectures fluviales du Pléistocène (Bonnet, 1998 ; Bonnet et al., 2000 ; Baize et al., 1998).

4.3.1. Evolution topographique de la péninsule Armoricaïne

Bonnet (1998) démontre la compartimentalisation de la péninsule Armoricaïne le long d'accidents structuraux majeurs réutilisant les structures armoricaines pré-existantes tant en mer qu'à terre (direction cadomienne N70, hercynienne N110-N130, et permo-triasique N140-160). L'analyse du relief a ainsi mis en évidence l'occurrence de mouvements verticaux différentiels croissant du sud est vers le nord-ouest (Bonnet, 1998 ; Bonnet et al., 2000 ; Brault et al., 2004). Le différentiel d'altitude est repéré au niveau des terrasses fluviales du Pléistocène moyen, surrelevées de 50 à 90 m dans le nord-ouest (Finistère, Léon, Trégor) par rapport aux zones basse de l'est du Massif Armoricaïn (Bonnet, 1998 ; Figure 16). Ainsi le

Plateau Ouest Armoricaïn constitue une zone haute fortement dissequée par le réseau hydrographique et basculée vers le sud-est contrastant avec les zones basses et peu incisées de la Dépression de Rennes et des Surfaces d'Applanissement Marines de la Manche et de Bretagne Sud.

Cette surrection différentielle est aussi observable en repérant l'altitude actuelle des dépôts relatifs à l'inondation reuvérienne (Brault et al., 2004). Cette période d'inondation (environ à 2.7 Ma), correspond à un niveau marin atteignant la côte à +60 m au dessus du niveau marin actuel (Hardenbol et al., 1998 ; Miller et al., 2005). Par comparaison de l'altitude actuelle de ces dépôts avec l'altitude du niveau marin du Reuvérien (+ 60m), il est alors possible d'estimer le décalage causé par les déformations postérieures (i.e plio-pléistocènes). C'est de cette manière qu'ont été estimées des valeurs de surrection comprises entre +12 et +40 m le long de l'accident Quessoy/Nort-sur-Erdre (Brault et al., 2004 ; Figure 16).

Cette compartimentalisation est mise en relation avec une déformation grande longueur d'onde associée au contexte géodynamique en convergence des plaques Africaines et Européennes. Le flambage lithosphérique de la plaque Européenne résultant de cette convergence conduit à la surrection et au basculement du Plateau Ouest Armoricaïn. Les réseaux de drainage portés en altitude contrebalancent cette surrection par l'encaissement et la réorientation de leur cours. Ainsi le système de drainage pléistocène apparaît sécant sur le réseau mio-pliocène antérieur. En terme d'âge, la chronologie d'incision est relativement mal contrainte mais la datation des plus hautes terrasses de la Vilaine conduit à estimer un âge d'incision compris entre 700 et 500 Ka (Complexe Cromérien) (Monnier et al., 1981 ; Van Vliët-Lanoë et al., 1997).

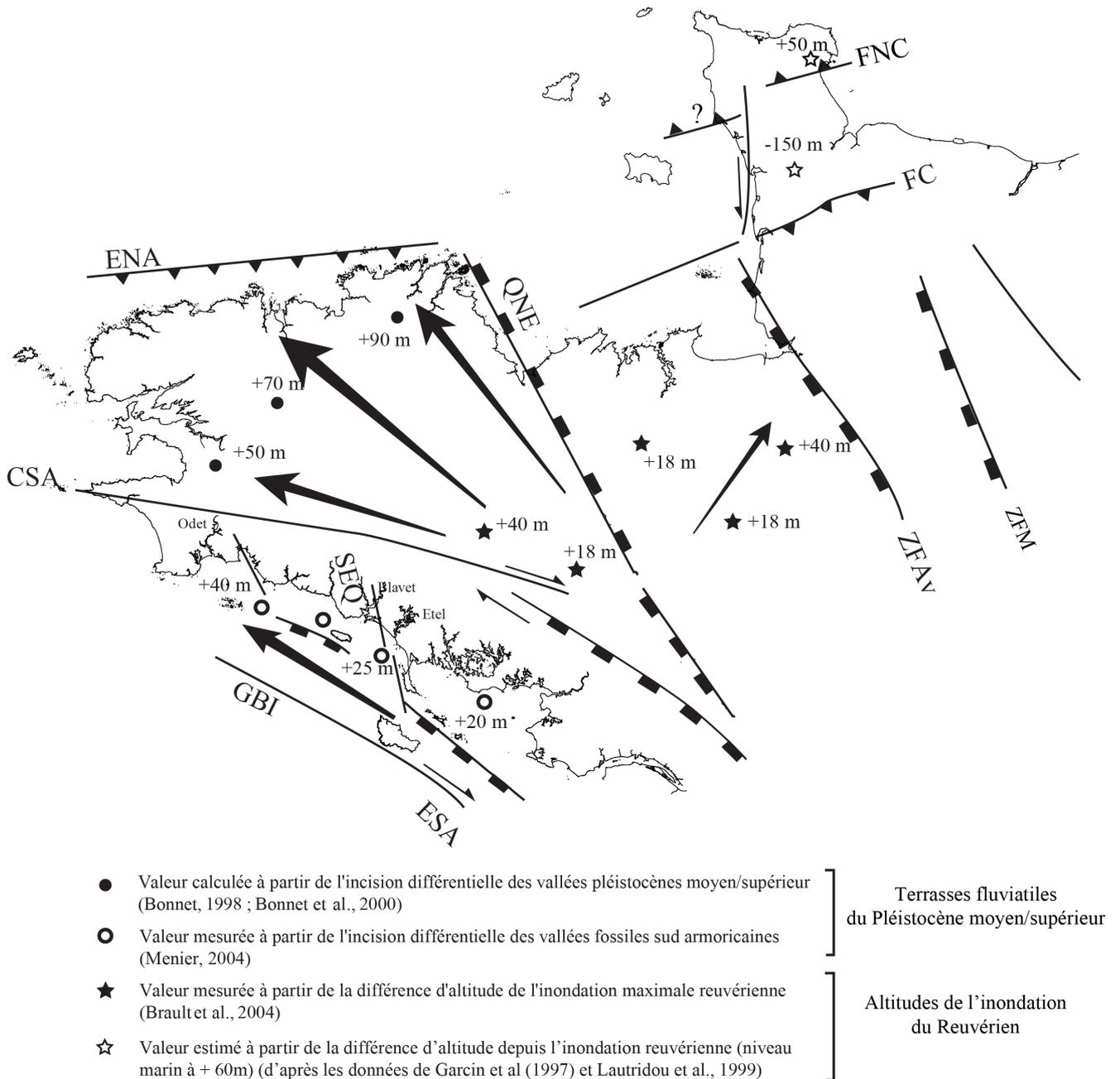


Figure 16 : Quantification de la surrection différentielle au sein du Massif Armoricaïn (modifié d'après Bonnet (1998), Guillocheau et al. (2003) et Menier (2004)). Les informations structurales sont reprises de Bonnet (1998) et Lagarde et al., (2000) : CSA : Cisaillement Sud Armoricaïn, ENA : Escarpement Nord Armoricaïn, ESA : Escarpement Sud Armoricaïn, FC : Faille de Coutance, FNC : Faille du Nord Cotentin, GBI : Glacis-plaine de Belle-Ile, QNE : Accident de Quessoy/Nort-sur-Erdre, SEQ : Faille de Scorff-Etel-Quiberon, ZFAV : Zone Faillée d'Avranche, ZFM : Zone Faillée de Mayenne (modifié de Bonnet, 1998, Guillocheau et al, 2003 ; Brault et al., 2004 ; Menier, 2004).

4.3.2. Les marqueurs de l'évolution topographique de la péninsule du Cotentin

Dans le Cotentin, les déformations plio-pléistocènes sont marquées par plusieurs faits :

- les sables marins reuvériens (Grès de Marchésieux) n'ont été préservés qu'au sein du Centre Cotentin dans une zone décakilométrique ENE-WSW limitée au nord par la faille Nord Cotentin et au sud par la faille de Coutance (Figure 16). Le différentiel d'altitude de ces niveaux est d'environ 200 m entre le nord Cotentin (La Pernelle, +110 m NGF, Lautridou et al. (1999)) et le bassin de Marchésieux (environ -150 m NGF, Garcin et al. (1997)). Selon la même logique que Brault et al. (2004), en considérant un haut niveau Reuvérien à +60 m NGF (Hardenbol et al., 1998 ; Miller et al., 2005) ce différentiel d'altitude traduirait une surrection du nord Cotentin de + 50 m tandis que le Centre Cotentin se serait abaissé de 210 m environ depuis cette période (Figure 16).

- Le remplissage des bassins plio-pléistocènes présente des indices de déformations synsédimentaires dès le Reuvérien (Pliocène) et jusqu'au Tiglien (Pléistocène) (Baize, 1998) marquées par l'épaississement des séries des bordures vers le centre des bassins.

- l'analyse de la sismicité récente indique un régime de contrainte en compression de direction NO/SE se traduisant par un raccourcissement dans cette direction et une extension dans la direction NE/SO (Lagarde et al., 2000 ; Amorèse et al., 2002). Les failles N70 fonctionnent donc en jeu inverse tandis que les bassins du Centre Cotentin s'effondrent le long d'accidents grossièrement NO/SE (N120-140).

- Au cours du Pléistocène inférieur, la surrection se limite au Nord et au Sud Cotentin. Le Centre Cotentin est subsident durant cette période (Baize, 1998). A partir du Pléistocène moyen, la surrection se généralise à tout le Cotentin (Baize, 1998 ; Lagarde et al., 2000). Les propriétés morphologiques du réseau de drainage montrent une évolution le long de cette topographie étagée (Baize, 1998 ; Baize et al., 1998). Les incisions présentent un caractère plus immature sur les hauts topographiques, comparativement à la zone basse. Cette évolution traduit la réponse du réseau de drainage au déséquilibre produit par des mouvements verticaux différentiels accommodés le long des failles N70 (Baize et al., 1998 ; Lagarde et al., 2000).

- Chapitre 2 -
Présentation des données et méthodologie
d'interprétation

1. Etude de l'enregistrement stratigraphique

1.1. Introduction- Historique succinct des investigations sismiques en Bretagne

Depuis les années 60, la démocratisation des dispositifs de sismique légère a permis d'acquérir une très grande quantité de données sismiques au large des côtes françaises (Figure 17). A l'origine, ces campagnes étaient destinées à l'exploration globale de la marge depuis l'étude structurale des socles anciens (Lefort, 1975) jusqu'à l'étude des dépôts mésozoïques et cénozoïques (Horn et al., 1966 ; Bouysse et Horn, 1968, 1971 ; Vanney et al., 1972 ; Pinot, 1974 ; Delanoë et al., 1972 ; Delanoë et al., 1975 ; Delanoë et al., 1976 ; Delanoë et Pinot, 1977 ; Delanoë, 1988).

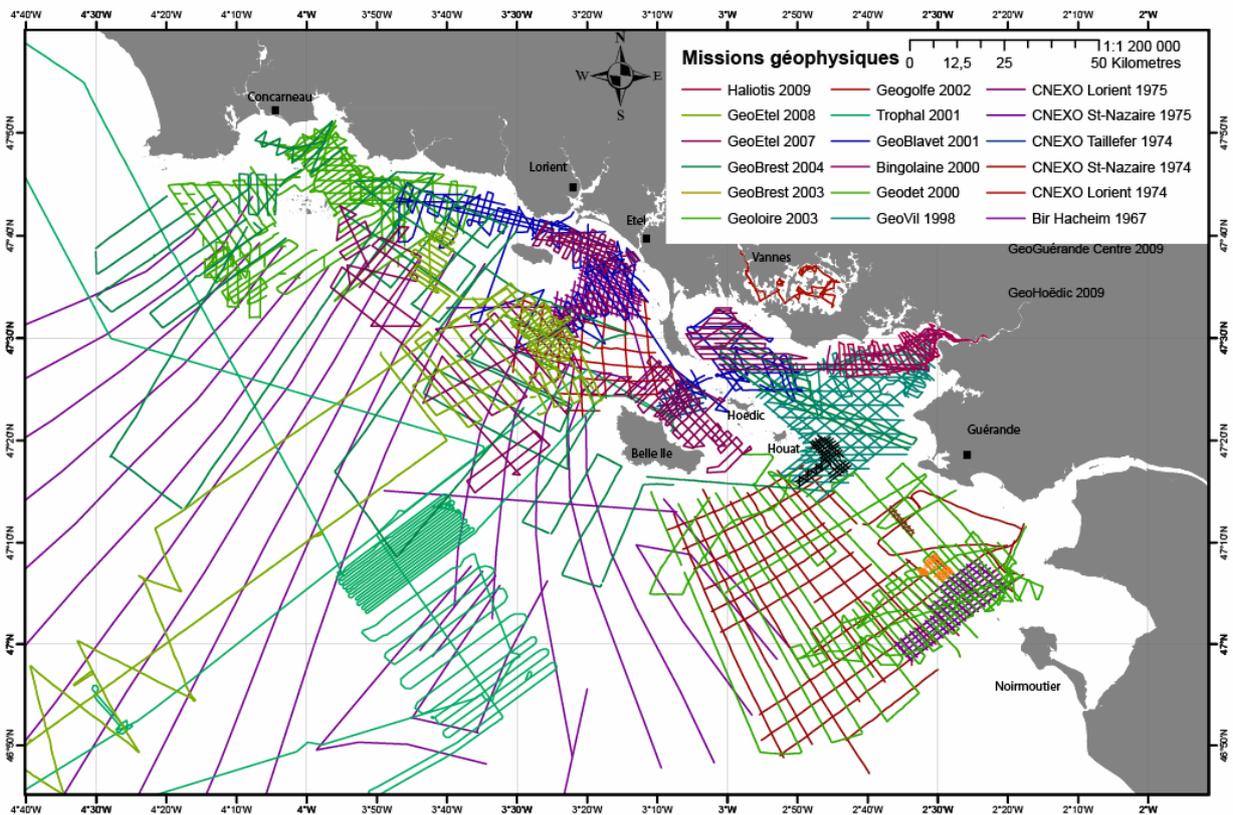


Figure 17: Carte générale des campagnes d'acquisitions sismiques réalisées sur le Plateau Sud Armoricaïn (Atlas Bretagne sud – coordination D. Menier, 2011). Les données exploitées dans cette étude sont les données des missions GéoEtel07, GéoEtel08 et PER.

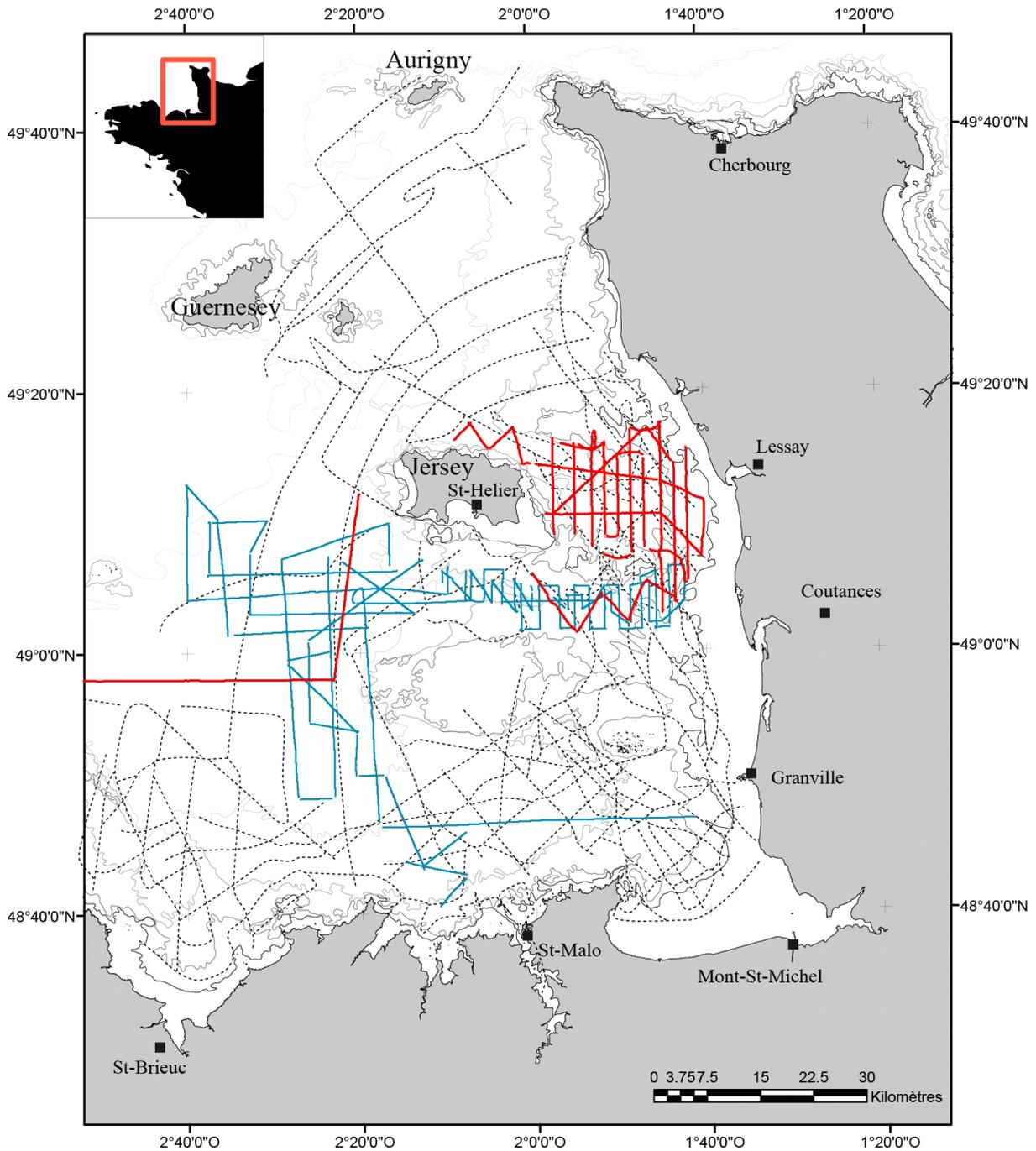


Figure 18 : Carte générale des campagnes d'acquisitions sismiques réalisées dans le Golfe Normand-Breton. Le plan de positionnement en pointillés correspond aux données utilisées par Quesney (1983). Les données exploitées dans cette étude correspondent aux missions Basecrehou95 (tracé rouge – acquisition IFREMER) et GéoErou8 (tracé bleu – acquisition Université de Bretagne Sud/IFREMER)

L'ensemble de ces données a notamment permis de réaliser les premières synthèses cartographiques des réseaux de paléovallées quaternaires en Bretagne Sud (Horn et al., 1966 ; Bouysse et Horn, 1968, 1971 ; Pinot, 1974 ; Delanoë et al., 1972, 1975 ; Delanoë et Pinot, 1977 ; Delanoë, 1988) et en Manche (Giresse et al., 1972 ; Larsonneur et al., 1982 ; Quesney, 1983).

2. L'enregistrement sédimentaire et sa méthodologie d'interprétation

Il sera fait état dans cette partie des concepts généraux permettant de décomposer et de classer l'enregistrement sédimentaire et les objets géologiques interprétés à l'issue de l'analyse des données de sismique réflexion haute résolution. Son but n'est pas d'être exhaustive mais de préciser succinctement les notions et concepts sédimentologiques employés dans cette étude. Le lecteur cherchant plus de précisions pourra se référer à la synthèse réalisée par Rabineau (2001) sur les concepts et définitions de la stratigraphie séquentielle ainsi que sur l'évolution de ses idées dans le temps.

2.1. L'enregistrement sédimentaire

L'empilement stratigraphique reflète l'interaction de trois paramètres majeurs faisant varier l'épaisseur de la tranche d'eau au sein du bassin aussi bien à l'échelle locale qu'à l'échelle régionale (Figure 19):

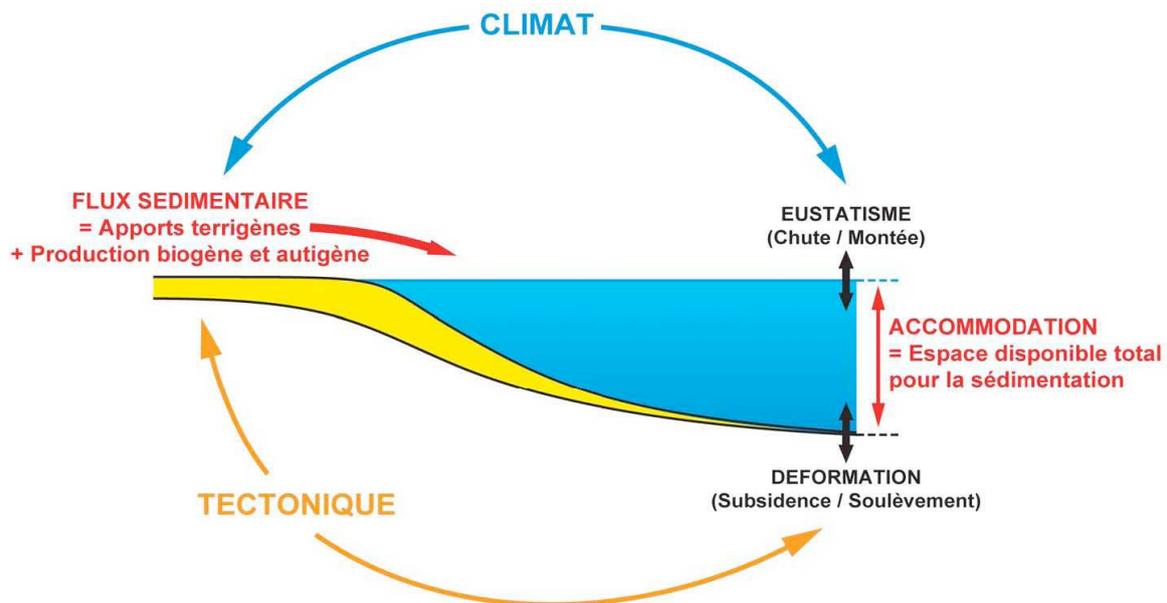
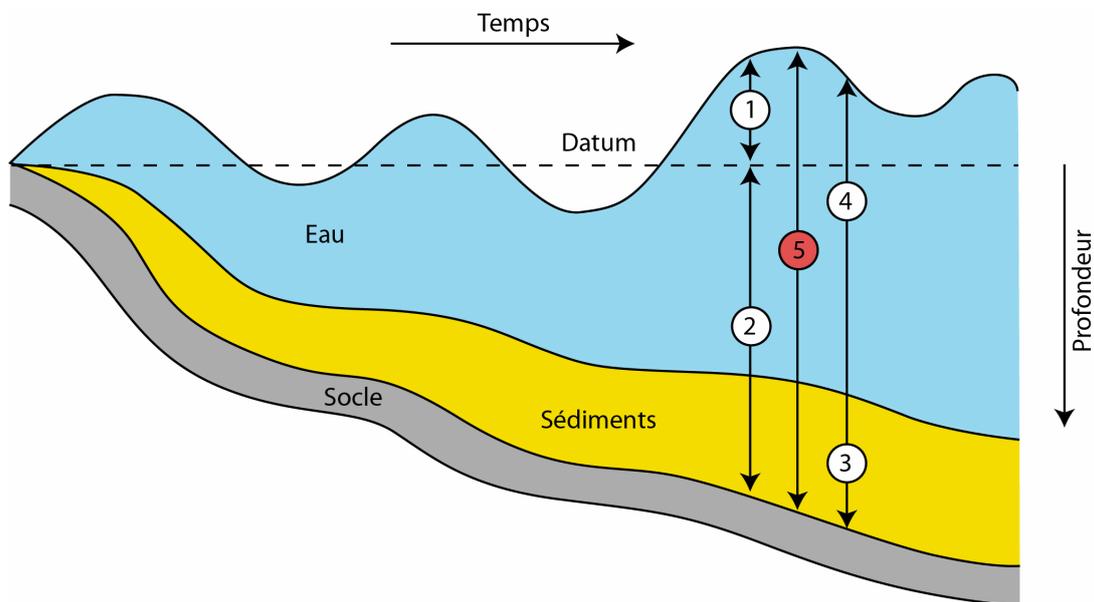


Figure 19: Paramètres de contrôle de la sédimentation

- La subsidence : elle détermine la géométrie et le volume des bassins par leur déformation, notamment par les variations verticales de la position du substratum. Elle est contrôlée par le contexte tectonique de la zone étudiée (marge passive, bassin cratonique, etc.). Plus ou moins localement, ce forçage tectonique peut contrôler l'architecture interne des dépôts par déformation du bassin pendant la sédimentation mais aussi postérieurement (plis et failles).

- L'eustatisme : il correspond aux variations considérées comme globales du niveau marin absolu, c'est-à-dire mesuré par rapport à un point fixe et externe au système de dépôt (par exemple le centre de la Terre). Son évolution dans le temps modifie l'épaisseur de la tranche d'eau dans le bassin (i.e. niveau marin relatif : entre le substratum du bassin et le niveau marin absolu - Figure 20) produisant ainsi une migration des environnements de dépôt au sein du bassin. A long terme (x1 à x100 Ma), l'eustatisme peut être influencé par les contraintes géodynamiques globales (tectono-eustatisme) par variation du volume des bassins océaniques (dilatation des dorsales) ainsi que par la croissance et la décroissance des inlandsis (glace continentale). Dans le cadre de notre étude (Fin du Néogène et Quaternaire soit x10 Ka à x1Ma), son évolution est surtout influencée par le climat, modifiant la quantité d'eau stockée au niveau des inlandsis polaires et continentaux (glacio-eustatisme).



- 1: Niveau marin
- 2: Subsidence
- 3: Epaisseur de sédiments (accommodation effective)
- 4: Profondeur (accommodation libre)
- 5: Niveau marin relatif ou **ACCOMMODATION TOTALE**

Figure 20 : Les différentes notions relatives au niveau marin et à son évolution (Homewood et al., 2000)

- Le flux sédimentaire : son évolution est complexe et influencée par de nombreux paramètres. Les variations climatiques font évoluer le flux sédimentaire par la modification des modalités d'érosion/transport propres au type de climat (aride/humide) mais aussi par la production de sédiments authigènes (sédiments d'origine chimique) et/ou biogènes (sédiments d'origine biochimique). Le forçage tectonique, peut quant à lui, influencer le flux sédimentaire par la mise à l'affleurement de matériaux supplémentaires susceptibles d'être érodés et transportés vers le bassin.

Par leurs variations (dans le temps et dans l'espace), l'interaction de ces trois paramètres contrôle la variation d'espace disponible pour accumuler du sédiment dans le bassin sédimentaire, et donc nécessairement la disposition et la forme des architectures sédimentaires qui remplissent cet espace.

2.2. Notion d'espace disponible à la sédimentation

A un instant t , l'espace disponible à la sédimentation est égal à l'épaisseur de la tranche d'eau entre le niveau marin absolu et le substratum (accommodation totale ou niveau marin relatif), à laquelle on soustrait l'épaisseur de sédiments déjà déposés dans le bassin (accommodation) (Figure 20). Au final, c'est la variation de cet espace qui contrôle l'organisation du remplissage sédimentaire.

A l'échelle du Quaternaire, les variations eustatiques impriment à cette variation une cyclicité du fait de leur rapidité d'évolution, comparativement aux variations tectoniques (subsidence). Ainsi, le niveau marin relatif varie lui aussi de manière cyclique de telle sorte que ces cyclicités sont enregistrées dans l'organisation sédimentaire du bassin.

L'étude des géométries sédimentaires permet donc de reconstituer l'évolution cyclique de cet espace disponible dans le temps et dans l'espace : c'est l'objet du concept de stratigraphie séquentielle.

Remarque : Les systèmes continentaux se situant par définition au-dessus du niveau marin absolu, il a fallu développer un concept inverse de celui d'espace disponible, incorporant le rôle important de l'érosion dans la morphogenèse des bassins continentaux (et en particulier des systèmes fluviaux). C'est la notion de niveau de base, couramment utilisée mais relativement confuse et sujette à débat (Cf. Schumm, 1993). Dans son acceptation la plus générale, le niveau de base correspond à la surface au-dessus de laquelle il y a érosion et en-dessous de laquelle il y a sédimentation (Wheeler, 1964). Au niveau du littoral, le

niveau de base tend à se connecter au niveau de la mer (Schumm, 1993). La variation du niveau marin absolu entraîne la variation du niveau de base dans le même sens. A un endroit donné sur le domaine émergé, une baisse du niveau de base se traduit par l'encaissement des réseaux fluviaux dans le but de se repositionner à l'équilibre par rapport au niveau marin ; sa remontée entraîne l'arrêt de l'incision et le comblement des vallées créées précédemment.

2.3. Conceptualisation du remplissage sédimentaire: la stratigraphie séquentielle

2.3.1. Origine et objectif

La stratigraphie séquentielle a pour origine le monde industriel de la prospection d'hydrocarbures (Vail et al., 1977 ; Mitchum et al., 1977 – AAPG memoir 26). Elle correspond à la conceptualisation des informations révélées par l'étude des enregistrements sédimentaires par la stratigraphie sismique, les données de puits, de carottages et de terrain. L'idée principale est que les remplissages sédimentaires s'organisent selon une succession logique de dépôt, contrôlée dans le temps et l'espace par les variations cycliques du niveau marin relatif. Cette logique est reconnaissable par l'analyse des changements de facies sédimentaires et des caractères géométriques des strates ainsi que par l'identification de surfaces remarquables internes à l'enregistrement sédimentaire. La reconnaissance et l'analyse de ces paramètres permettent une subdivision génétique des dépôts ainsi qu'une détermination des environnements de dépôts. Son application permet de proposer en outre une nomenclature et un cadre commun à l'étude des bassins facilitant ainsi synthèses et comparaisons.

2.3.2. Hiérarchisation de l'enregistrement sédimentaire

L'enregistrement sédimentaire résulte de la succession des cycles de variations du niveau marin relatif. L'ensemble des dépôts mis en place au cours d'un cycle de variation du niveau marin relatif définit une séquence de dépôt (Vail et al., 1977; Posamentier et Vail., 1988). Les séquences de dépôts sont séparées les unes des autres par des surfaces stratigraphiques remarquables marquant généralement le maximum de chute du niveau marin relatif (limite de séquence) (Vail et al., 1977). Cette séquence de dépôt est divisée en cortèges de dépôts sédimentaires marquant les différentes phases de variations du niveau marin relatif au cours d'un cycle de variation compris entre deux limites de séquence. Un cortège de dépôts

correspond à un ensemble de strates génétiquement liées, mis en place au cours d'une phase de variation du niveau marin relatif (chute, intervalle transgressif ou haut niveau). Elle correspond dans ce cas, à la définition d'une unité sismique telle que définie par Mitchenko et al. (1977). Il est possible de reconnaître le sens d'évolution du niveau marin relatif à partir de l'organisation interne des strates (Figure 21). On distinguera :

- le cortège de bas niveau (Lowstand System Track), construit au cours de la chute du niveau marin relatif et dont la base est soulignée par la limite de séquence (Sequence Boundary - Vail et al., 1977),

- le cortège transgressif (Transgressive System Track) mis en place au cours de la remontée du niveau marin. Sa base constitue la surface transgressive (Transgressive Surface - Vail et al., 1977) repérée au niveau de la première rétrogradation des faciès au-dessus des architectures progradantes du cortège de bas niveau,

- le cortège de haut niveau (Highstand System Track) mis en place en fin de remontée et jusqu'au haut niveau marin relatif. Sa surface de base constitue la surface d'inondation maximale (Maximum Flooding Surface - Vail et al., 1977) marquant la rétrogradation maximale des faciès au cours du haut niveau marin relatif.

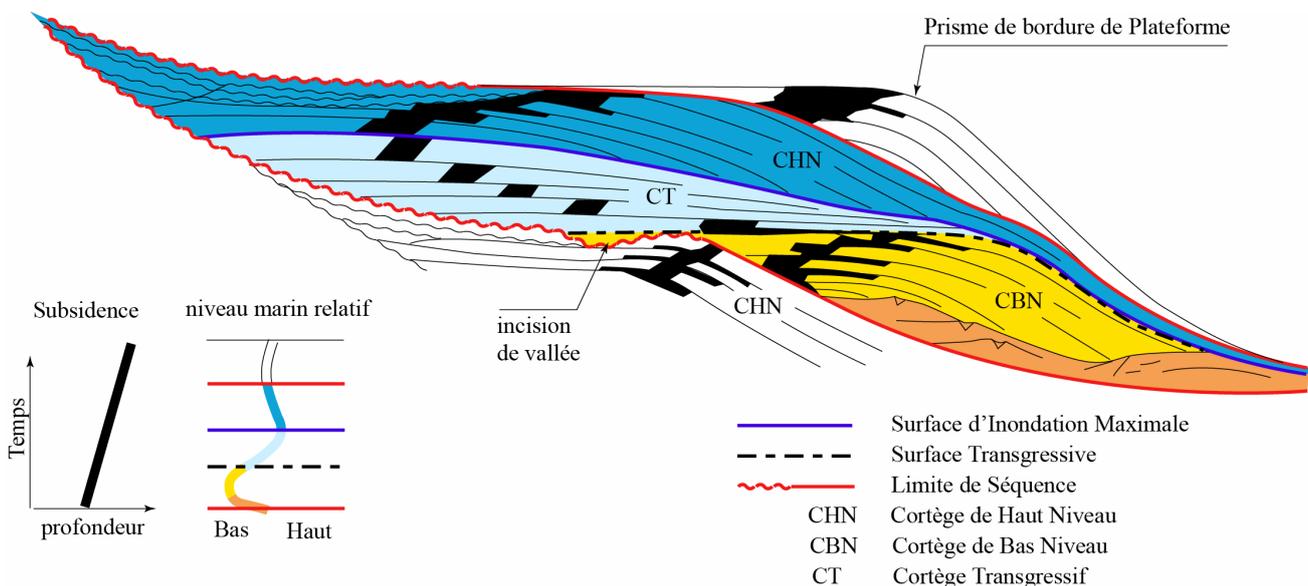


Figure 21 : Organisation des architectures sédimentaires sur une marge passive au cours d'un cycle de variation du niveau marin selon le concept de stratigraphie séquentielle développé par Vail et al. (1977) (d'après Homewood et al., 1999)

Ce concept a connu un véritable essor depuis les années 70/80 au sein des compagnies pétrolières (Vail et al., 1977 ; Van Wagoner et al., 1988 ; Jervey, 1988 ; Posamentier et al., 1988) notamment du fait de l'intérêt prédictif qu'il présente dans le cadre de la prospection de gisements d'hydrocarbures.

Depuis lors, son utilisation a dépassé le cadre purement industriel et de nombreux travaux, notamment basés sur des données de sismique haute résolution (de résolution métrique) utilisent et adaptent ce concept à ce type de données et notamment au niveau des paléovallées fluviales quaternaires présentes sur les plateaux continentaux (Nummedal and Swift, 1987 ; Allen and Posamentier, 1993; Ashley and Sheridan, 1994; Zaitlin et al., 1994; Foyle and Oertel, 1997; Lericolais et al., 2001 ; Dalrymple and Choi, 2007).

2.3.3. L'application de la stratigraphie séquentielle aux vallées incisées

Les principes de stratigraphie séquentielle développés à l'origine à l'échelle d'une marge passive doivent nécessairement être adaptés à l'objet étudié. La stratigraphie séquentielle est applicable aux systèmes récents tels que les vallées incisées moyennant la prise en compte de leurs caractéristiques (Boyd et al., 1989) :

- Leur mise en place (incision et remplissage) s'effectue sur un pas de temps très court (x10 à x100 Ka). Or, les principes de la stratigraphie séquentielle ont été défini sur des cyclicités dont les périodes dépassent le million d'année (Boyd et al., 1989),

- Au cours d'un cycle de variations du niveau marin relatif, les environnements se développant au sein des vallées sont très variés : ils évoluent d'un pôle purement continental (fluviale) vers des environnements mixtes (estuariens) et enfin vers un pôle marin peu profond (avant-côte). Cette évolution drastique des conditions de sédimentation est visible sur de très faibles épaisseurs, les remplissages de vallées étant généralement compris en x10 m et x100 m (Dalrymple et al., 1992 ; Dalrymple and Choi, 2007),

- les agents hydrodynamiques responsables de la morphogenèse sont multiples : érosion fluviale, courants tidaux, action des vagues (Dalrymple et al., 1992 ; Dalrymple and Choi, 2007). Leur action se traduit par des périodes d'érosion. Il est possible d'en reconnaître l'influence dans l'enregistrement sédimentaire grâce à la caractérisation de la topographie des surfaces produite par leur action (Zaitlin et al., 1994) :

- Une vallée est une topographie négative (i.e. érosive) chenalisée dont la base tronque l'ensemble des formations sous-jacentes incluant des marqueurs

régionaux. Le système de chenaux érosifs représente une limite de séquence pouvant être corrélée à une surface d'érosion (ou de non dépôt) visible en dehors de la vallée (par exemple la plaine alluviale). Elle est souvent dénommée par sa signification stratigraphique à savoir une Limite de Séquence (Sequence Boundary – SB) (Figure 22c).

- La dynamique tidale entraîne la création d'une surface de ravinement par l'action de courants alternant et contraires, au cours des cycles de marée successifs. Ce ravinement est notamment matérialisé par la formation de chenaux érosifs, entretenus puis accentués par les cycles de marée. Cette discontinuité est limitée à la zone d'action tidale ; elle ne peut donc pas être corrélée régionalement. Elle est généralement dénommée Surface de Ravinement Tidale (Tidal Ravinement Surface – TRS) (Figure 22c).

- A un instant donné, l'action des vagues sur le fond est limitée à une faible tranche d'eau comprise entre 5 et 15 m. En contexte transgressif, le déplacement de cette limite d'action des vagues est à l'origine d'une surface de ravinement. De part son lien avec les variations eustatiques globales, cette surface présente une extension régionale et est caractérisée par une très grande régularité, abrasant toute les formations balayées par le retrait du trait de côte. Cette surface est appelée Surface de Ravinement par la Houle (Wave Ravinement Surface WRS) (Figure 22c).

- l'origine même de l'incision des vallées est multiple : une chute du niveau de base par chute du niveau marin ou uplift et/ou une augmentation du flux de sédiments en relation avec des modifications des régimes climatiques, augmentant la capacité d'érosion du système fluvial (Schumm, 1993 ; Schumm and Etheridge, 1994)

L'organisation stratigraphique au sein des vallées incisées est caractérisée par des surfaces stratigraphiques qui se différencient par leur origine, leur extension géographique et leur signification chronostratigraphique (Figure 22). L'incision est initiée par la chute du niveau de base ; le remplissage quant à lui peut débuter pendant cette phase de chute mais est généralement principalement mis en place au cours de la transgression marine et de la remontée du niveau de base.

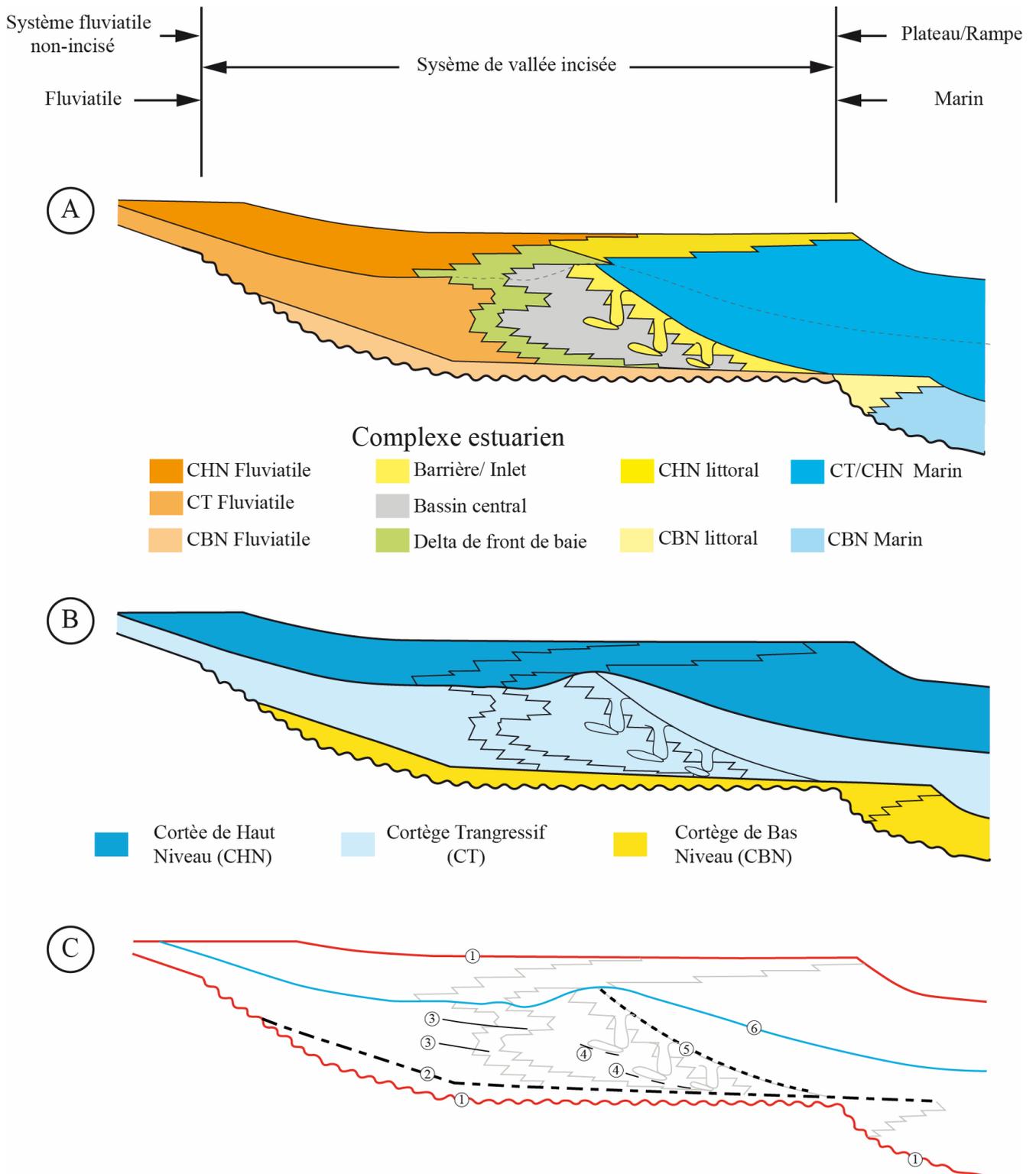


Figure 22 : Transect idéalisé d'une vallée incisée au cours d'un cycle complet de variation du niveau marin relatif. A) organisation des environnements de dépôts. B) organisation des cortèges de dépôts. C) Surfaces stratigraphiques remarquables : 1- Limite de séquence ; 2- Surface Transgressive ; 3- chenal mineur de marée ; 4- Surface de Ravinement Tidal ; 5-Surface de Ravinement par la Houle ; 6-Surface d'Inondation Maximale (Modifié d'après Zaitlin et al., 1994)

3. Acquisition et traitement des données : la sismique réflexion sparker monotrace

3.1 Principe

L'imagerie par sismique réflexion consiste à enregistrer l'écho d'une onde acoustique calibrée et répétée, ayant cheminé à travers le sous-sol afin d'estimer les propriétés physiques de ce dernier. L'onde acoustique se réfléchit au niveau des hétérogénéités du sous-sol telles que les changements de nature lithologique (par exemple une transition argiles/sables), les failles et la stratification, et cet écho est enregistré au niveau de récepteurs. Par conséquent, elle apporte une information tant sur la géométrie des dépôts que sur leur nature lithologique. Connaissant le temps de départ du signal et son temps d'arrivée au niveau des hydrophones, il est alors possible de positionner les réflecteurs en profondeur ainsi que d'en imaginer leur géométrie.

L'ensemble des données exploitées dans cette étude a été acquis grâce à un dispositif de sismique réflexion Haute Résolution de type Sparker (Figure 23). Le dispositif est constitué d'une source, un générateur d'impulsions électriques haute tension (4000V), relié à un peigne étincelleur ou sparker, et d'une seule flûte comportant les hydrophones et formant le récepteur. Le sparker et la flûte d'hydrophones sont tractées à une cinquantaine de mètres à l'arrière d'un bateau navigant à une vitesse moyenne de 5 nœuds soit environ 9 Km/h (Figure 23). Le passage régulier (cadence de tir comprise entre 0.125 s et 1 s) d'un courant haute tension à travers le sparker, produit des arcs électriques entre les brins du peigne. La vaporisation de l'eau de mer par les arcs électriques génère des bulles dont l'oscillation radiale (phénomène de cavitation) donne naissance à l'onde acoustique se propageant alors vers le fond. Le signal réfléchi récupéré sur chaque hydrophone de la flûte est alors sommé permettant ainsi d'augmenter le rapport signal sur bruit et ainsi d'augmenter la résolution. Pour un tir, l'ensemble du signal sommé récupéré en bout de flûte forme une trace sismique. La trace sismique représente le sismogramme reconstitué pour la durée d'enregistrement pendant un tir soit entre 200 et 300 ms de longueur d'écoute. La juxtaposition des traces sismiques constitue le profil sismique de proche en proche.

La fréquence d'échantillonnage d'un tel dispositif est comprise entre 500 et 2000 Hz et la puissance de la source varie entre 25 et 2000 J. Ces paramètres autorisent une résolution verticale métrique et une pénétration maximale de 150 ms en temps double (ms twtt) soit approximativement 100 m. Au-delà, les réflexions multiples masquent l'enregistrement et

l'atténuation du signal devient trop forte. Ce type de sismique Très Haute Résolution est particulièrement adapté à l'étude du plateau interne armoricain ; il présente un bon compromis entre la profondeur de pénétration du signal et la résolution pour ces zones peu profondes et riches en dépôts grossier et diffusifs pour le signal sismique.

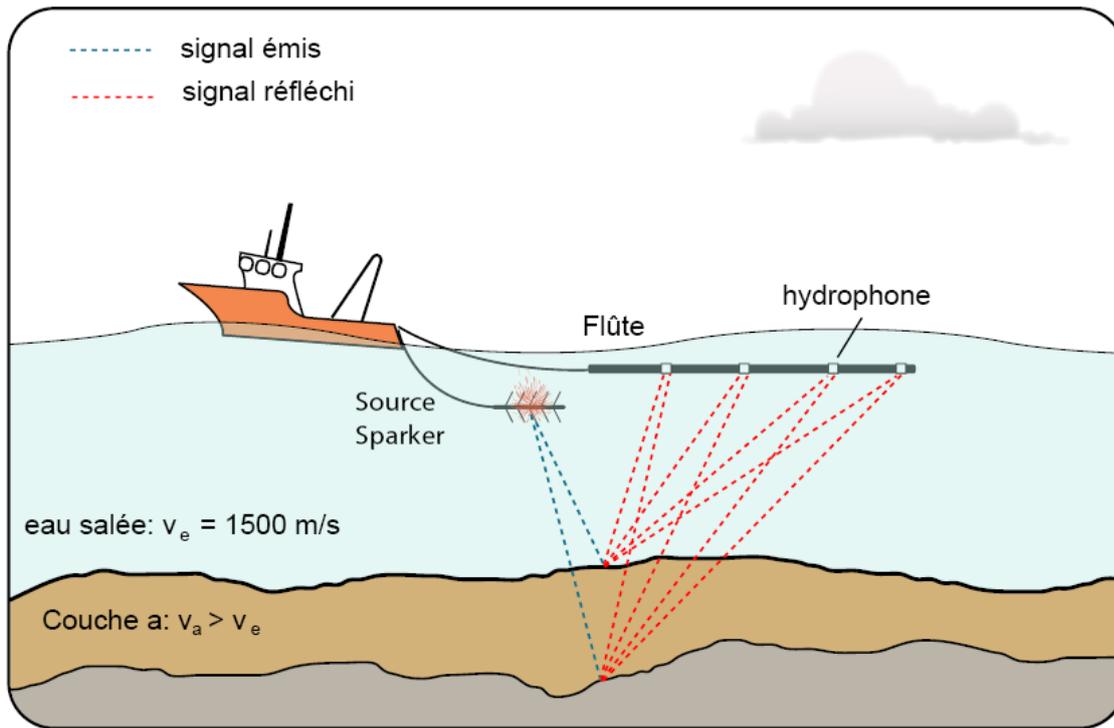


Figure 23 : Principes d'acquisition et description du dispositif de sismique Très Haute Résolution sparker monotrace

3.2. Traitement des données

Une quantité importante de ce travail de thèse a consisté à traiter puis à archiver les données en vue de leur interprétation par stratigraphie sismique.

Les données de sismique brute, présentent déjà une grande quantité d'informations interprétables en termes de signification géologique. Cependant, de nombreux paramètres (par exemple, les conditions météorologiques) induisent un « bruit » dégradant la qualité de l'enregistrement. Il est possible d'en améliorer la lisibilité en agissant sur le signal enregistré. La séquence de traitement utilisée reprend la méthodologie développée dans plusieurs études des marges par sismique réflexion Haute Résolution (Lericolais, 1997 ; Jouet, 2007). Les données acquises pour cette thèse (GeoEtel 2008 et GeoEcrou08) ont été traitées sur le

logiciel Kogeo Seismic Toolkit (Konerding, 2009). La séquence de traitement comprend (Figure 24) :

- l'application d'un gain. Il permet de limiter l'atténuation du signal avec la profondeur par l'augmentation artificielle de l'amplitude du signal

- l'utilisation d'un filtre de houle destiné à atténuer l'oscillation verticale produite par la houle lors de l'acquisition. Il s'agit du module de correction de houle du logiciel SISBISE (IFREMER) adapté au logiciel libre Kogeo Seismic Toolkit (Lericolais, comm.pers). Son application nécessite de repérer par pointé numérique l'interface eau/ sédiment sur le profil alors encore déformé par le signal de houle. Le module de filtre de houle corrige l'ondulation haute fréquence de la houle à partir du pointé automatique et répercute cette correction à chaque trace du profil

- l'ajustement des profils à la bathymétrie corrigée des variations diurnes de marée. Cette étape est particulièrement importante pour les données acquises dans le Golfe Normand-Breton puisque cette zone est soumise à l'un des marnages les plus importants de la planète. Le réflecteur du fond marin a été ajusté manuellement grâce à la fonction Time shift à la bathymétrie issue des cartes marines du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (S.H.O.M). Lorsque la distorsion par l'onde de marée était trop importante le long d'un même profil, celui a été tronçonné et réajusté par segment. De cette manière les profils sont calés par rapport au zéro des cartes marines, soit le niveau de la marée basse la plus basse.

Remarques : La réflexion du signal sismique au niveau des surfaces de discontinuité sismique (stratifications, surfaces d'érosion, changements importants de granulométrie etc.) engendre parfois la création d'artefacts. Ce dernier correspond à une image identique mais légèrement en retard par rapport à la première réflexion, notamment au niveau des interfaces sismiques les plus marquées. Afin d'éliminer, ou tout du moins d'atténuer l'apparition de ces réflexions multiples, une déconvolution prédictive du signal a été tentée. Cependant, son application n'a généralement pas permis d'amélioration significative de l'affichage et ce traitement n'a donc pas été appliqué sur l'intégralité des profils.

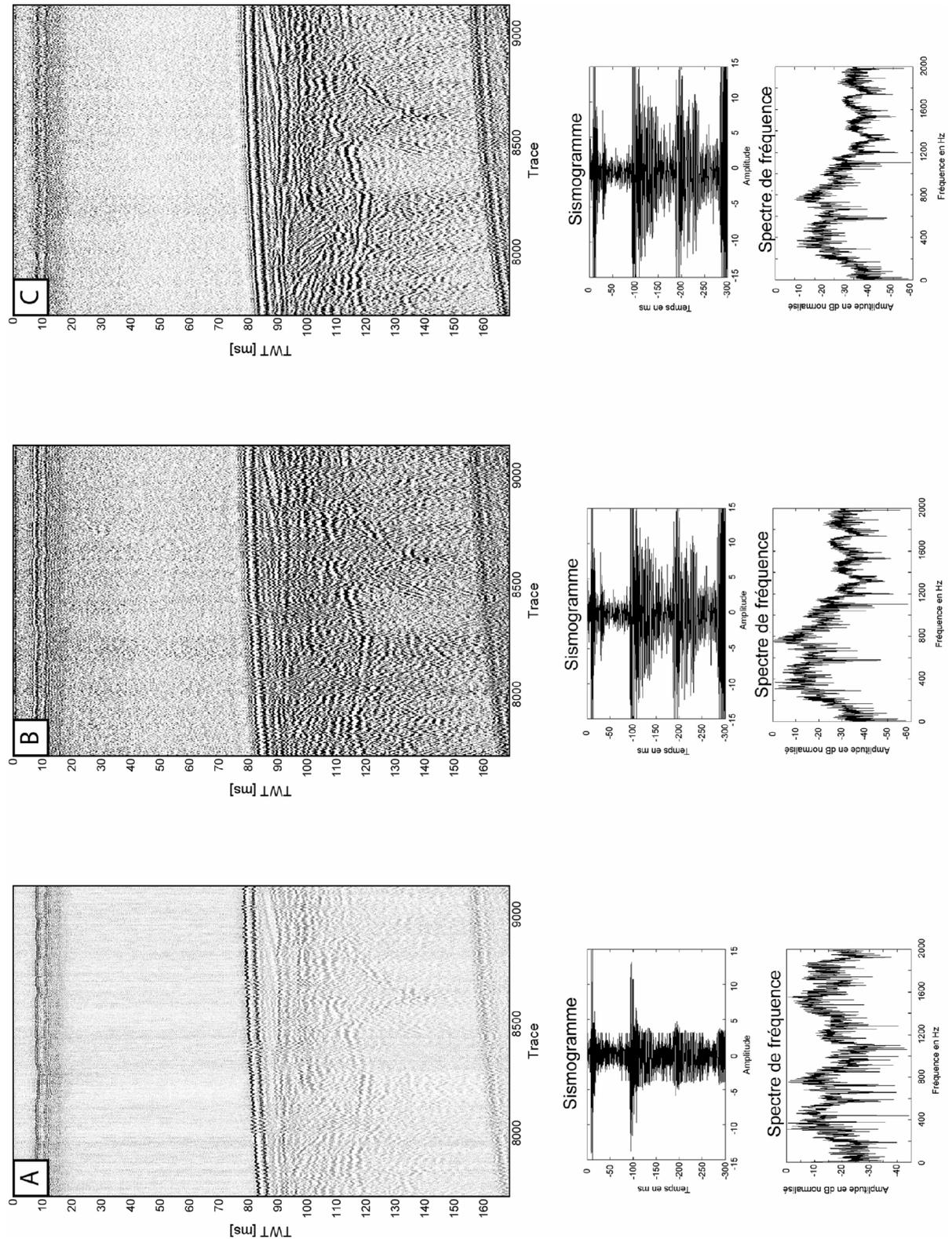


Figure 24: Traitement sismique appliqué à l'un des profils de la mission GeoEtel08 (GeoEtel08_148). A- section brute. B- Application d'un gain automatique instantané, agissant par fenêtre glissante moyennant l'amplitude et application d'un filtre de fréquence à bande passante comprise entre 120 et 1200 Hz. C. Application d'un filtre de ondelette sur le profil B.

3.3. Archivage et valorisation des données

Les sismogrammes peuvent être édités en direct sur support papier. Ils sont aussi archivés au format numérique de type SEGY. L'acquisition au format numérique présente plusieurs avantages par rapport à l'acquisition analogique papier :

- Pérennité des données
- Possibilité de traitement du signal en vue d'une amélioration de la qualité des enregistrements sismiques
- Spatialisation de l'information géophysique

Une fois les profils traités un par un, chaque mission a été archivée sous la forme d'un projet créé sous Kogeo Seismic Toolkit. Les profils sont intégrés manuellement un par un au projet. Pour chaque profil, chaque trace sismique a été associée à sa position (Latitude/Longitude) permettant ainsi de géoréférencer le profil considéré. Il est alors possible d'obtenir le plan de positionnement de la mission.

Afin d'optimiser l'exploitation de l'information sismique d'un point de vue cartographique, la base de donnée ainsi créée a été importée sous un Système d'Information Géographique (ESRI - ArcVIEW) permettant une gestion cartographique des données plus aisée.

3.4. Reconstitution 3D des unités sismiques

La compréhension d'un enregistrement sédimentaire est grandement enrichie par une vision tridimensionnelle de l'agencement des unités sismiques qui le composent. Il a donc fallu extraire cette information 3D à partir des données en deux dimensions issues des profils sismiques. Un profil sismique peut être assimilé à une vue en coupe des sédiments imagés. Les limites d'unité sismique qui correspondent à des surfaces 3D, apparaissent donc sous la forme de réflecteurs en 2D (intersection de la surface avec le plan vertical du profil). L'acquisition d'une grille de profils sismiques, pour laquelle les profils se croisent, permet donc de reconstituer la topographie des limites d'unité sismique pour peu que l'on puisse extrapoler sa profondeur entre les profils.

Pour chaque surface, nous avons suivi la chaîne de traitement suivante :

- Géoréférencement de la trace de la surface sur l'ensemble des profils sismiques 2D par pointé numérique (Kogeo Seismic Toolkit). Le réflecteur ainsi pointé est repéré en XYZ où Z est exprimé en ms TWTT. On obtient ainsi la structure en « fil de fer » de la surface

pointée. Cette armature tri dimensionnelle est exportée de Kogeo Seismic Toolkit vers un logiciel de Système d'Information Géographique (SIG) (ArcMap - ESRI)

- Interpolation des pointés numériques géoréférencés, par la méthode des TIN (Triangulated Irregular Network) sous le module 3D analyst d'ArcMap. Cette méthode d'interpolation permet d'obtenir une surface vectorisée en trois dimensions de la surface considérée. Les horizons pointés sont conservés et forment l'armature du Modèle Numérique de Terrain de telle sorte que seules les zones situées entre les profils sont interpolées. D'autre part, la méthode d'interpolation par triangulation permet d'accommoder l'anisotropie des mesures induite par la répartition des données, les valeurs étant toute alignées puisque issues de profils sismique 2D.

- Conversion du format TIN vers le format raster de la surface 3D. Selon les missions, la résolution du raster est définie au cas par cas en fonction de l'espacement des profils sismiques acquis.

Les surfaces obtenues correspondent à des cartes d'isochrones. Les cartes d'isopaques de sédiments ont été réalisées par soustraction deux à deux de ces cartes d'isochrones.

4. Méthodologie d'interprétation : la stratigraphie sismique

4.1. Subdivision de l'enregistrement sédimentaire par stratigraphie sismique

L'analyse par stratigraphie sismique consiste à repérer des ensembles cohérents de réflecteurs afin de les interpréter en termes de processus géologiques puis d'environnements de dépôts. Les concepts de base de cette méthode ont été énoncés par l'école EXXON dans le mémoire de l'American Association of Petroleum Geologists numéro 26 (Mitchum et al., 1977 a, b ; Vail et al., 1977 a,b,c). Il s'agit dans un premier temps de délimiter les ensembles cohérents de réflexions (découpage en unités sismiques) assimilés à des groupes de strates génétiquement liées. Dans un deuxième temps, la description des géométries internes de réflexions (faciès sismique) de chaque unité sismique individualisée, conduit à une interprétation en termes de processus géologiques puis d'environnements de dépôts.

La stratigraphie sismique a été développée à partir de sismique conventionnelle pétrolière, de résolution décamétrique. Par conséquent son application nécessite de garder à l'esprit la différence d'échelle qu'il existe avec la sismique Très Haute Résolution que nous employons ici (Lericolais, 1997). Néanmoins, cette procédure est couramment employée à la

prospection Très Haute Résolution des accumulations sédimentaires des marges et notamment des vallées incisées (Allen and Posamentier, 1993; Ashley and Sheridan, 1994; Foyle and Oertel, 1997; Lericolais, 1997; Lericolais et al., 2001; Proust et al., 2001; Féliès and Lericolais, 2005; Chaumillon and Weber, 2006; Menier et al., 2006; Chaumillon et al., 2008; Menier et al., 2010).

4.1.1. Définition des unités sismiques

Cette première étape consiste à décomposer l'enregistrement sismique en sous-ensembles cohérents appelés unités sismiques. Mitchum et al. (1977b) définit l'unité sismique comme « une succession relativement conforme de réflexions visibles sur une section sismique 2D, interprétées comme des stratifications génétiquement liées ; cette succession est limitée à son sommet et à sa base par des surfaces de discontinuités marquées par la terminaison des réflecteurs et interprétées comme des discordances ou leurs extensions latérales concordantes ». Il s'agit donc dans un premier temps de décrire les terminaisons de réflecteurs matérialisant les limites des unités sismiques. Il existe trois types de terminaisons (Figure 25 A et B) :

- obliques : à la base de l'unité sismique, les réflecteurs peuvent former un biseau progradant (ou downlap) ou aggradant (onlap) ; au sommet de l'unité sismique, les réflecteurs biseautés sont nommés toplap,
- parallèles : on parle alors de concordance, ou de para-concordance si le contact est érosif,
- en troncature d'érosion

Dans la première définition de Mitchum et al., (1977), le concept d'unité sismique est directement lié à celui de séquence de dépôt qui représente sa « réalité » physique par le fait que les réflexions se produisent aux interfaces de changement de propriétés physiques du sédiment : les groupements de réflecteurs sismiques cohérents sont dans ce cas l'expression sismique de stratifications sédimentaires génétiquement liées.

Cependant, l'interprétation en termes de processus de dépôt nécessite d'acquérir une vision tridimensionnelle de l'organisation interne des réflexions. Cette vision 3D est obtenue par la description de l'organisation géométrique des réflexions d'une même unité sismique sur plusieurs profils sismiques illustrant l'unité considérée sous différents angles. La reconstitution est d'autant plus efficace que la grille de profil sismique est dense et que l'on dispose de profils sécants et non pas uniquement parallèles.

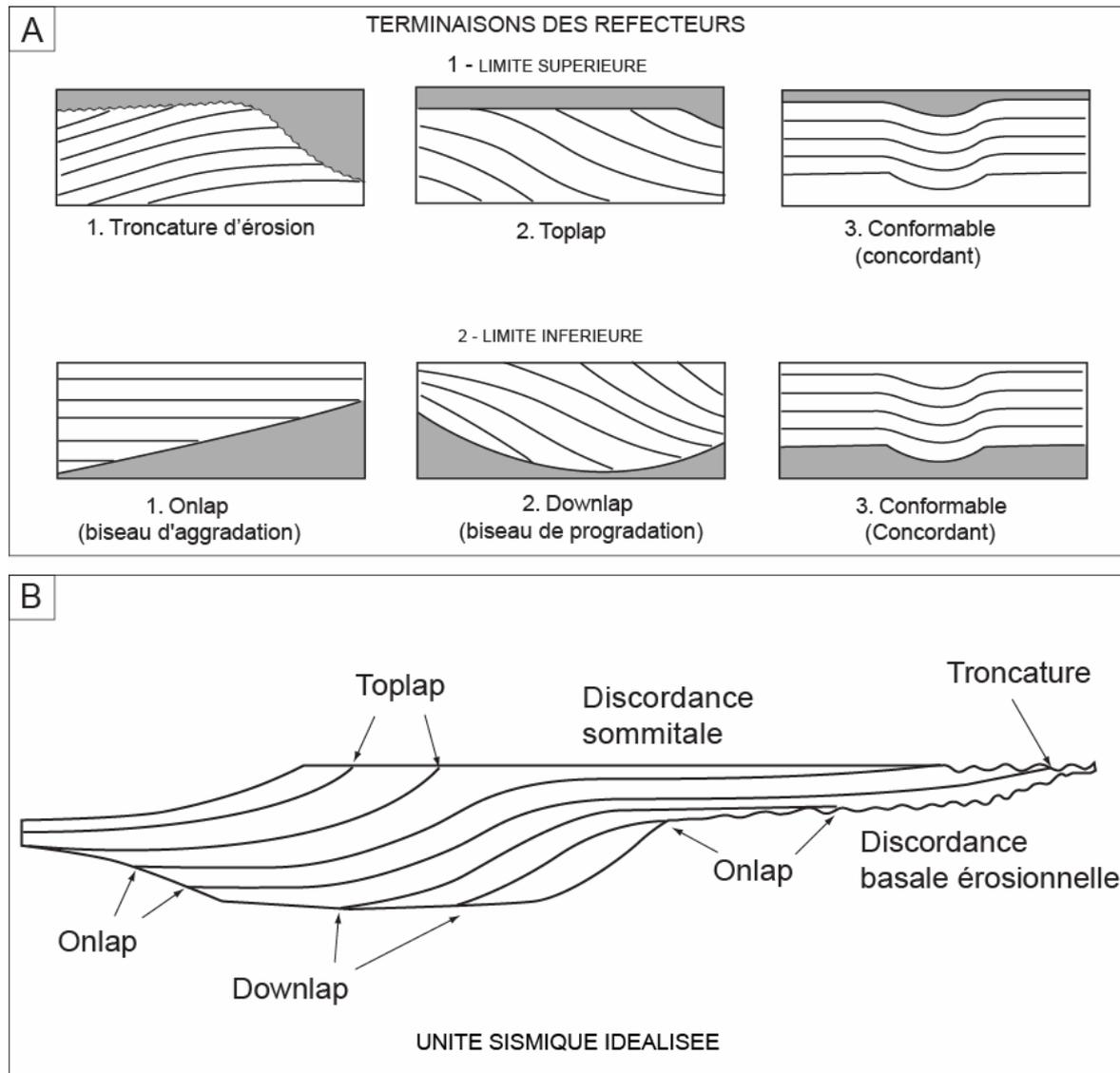


Figure 25 : Définition de l'unité sismique. A) Description des terminaisons sismiques 1) par rapport à une limite supérieure et 2) par rapport à une limite inférieure (d'après Mitchum et al., 1977a). B) représentation des terminaisons au sein d'une unité sismique idéalisée (d'après Mitchum et al., 1977b)

4.1.2. Analyse des faciès sismiques

L'unité de faciès sismique est définie par Mitchum et al., (1977b) comme une unité sismique cartographiable tri-dimensionnellement (par opposition à l'unité sismique définie en 2D), composée de groupes de réflexions dont les paramètres diffèrent des unités adjacentes. L'interprétation géologique des réflexions se base sur la description des caractères de réflexions (amplitude, fréquence et continuité des réflecteurs) mais surtout par la caractérisation géométrique de ces groupements de réflexion (configuration des réflexions)

(Figure 26). Il est alors possible de caractériser la stratification et de reconnaître l'expression de processus géologiques dans le façonnement des architectures sédimentaires et enfin d'y associer un environnement de dépôt (Figure 27).

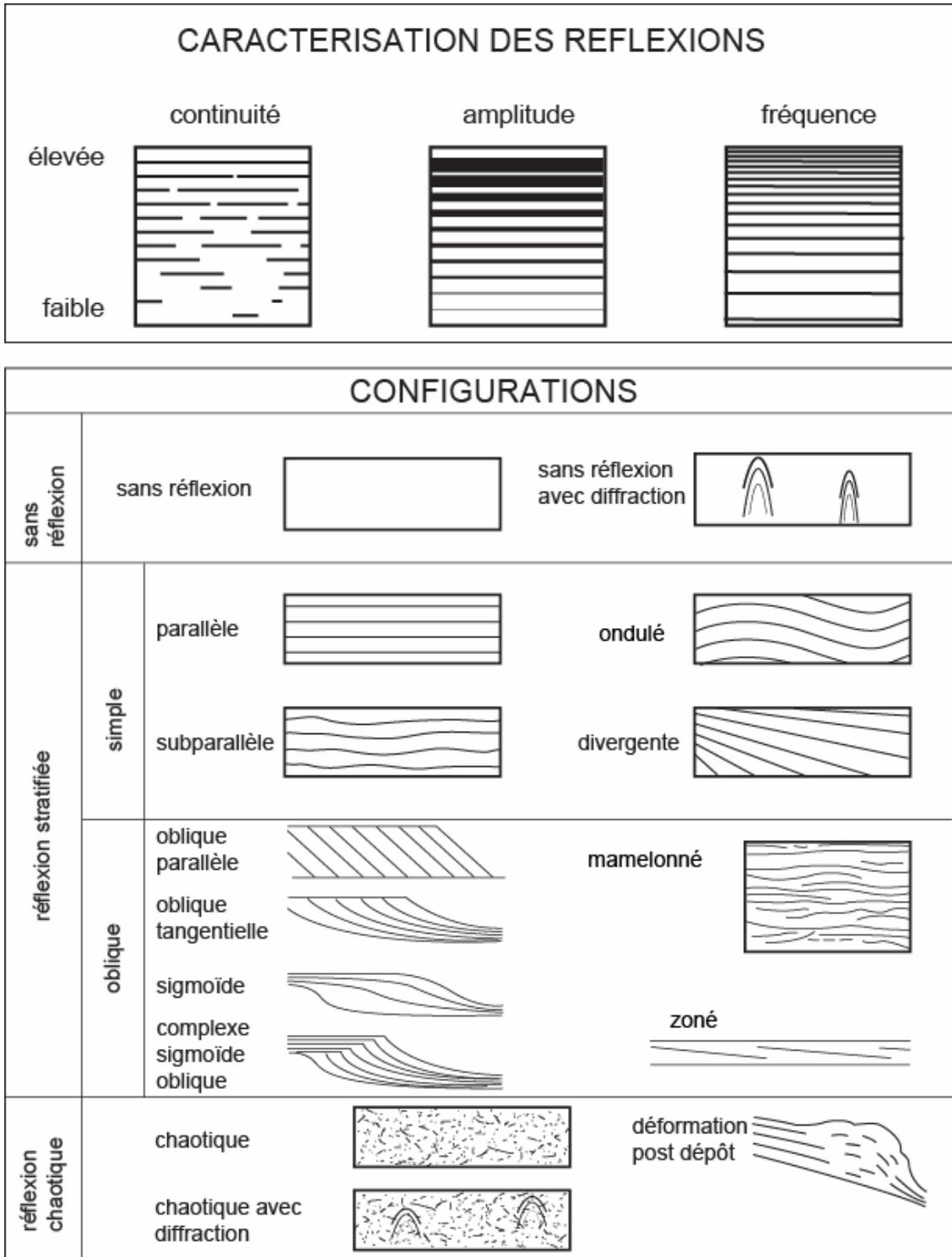


Figure 26 : Description des faciès sismiques et caractérisations des configurations des réflexions (d'après Mitchum et al., 1977b ; Mahieux et al., 1998)

Paramètres du faciès sismique	Interprétation géologique
Configuration des réflexions	- Type de stratification - Processus de dépôts - Erosion et paléotopographie
Continuité des réflexions	- Continuité de la stratification - Processus de dépôts
Amplitude des réflexions	- Contraste de vitesse - densité - Espacement du litage - Présence de fluides
Fréquence des réflexions	- Epaisseur des strates - Présence de fluides
Vitesse d'intervalle	- Estimation de la lithologie - Estimation de la porosité - Présence de fluides
Forme externe et association locale de faciès sismiques	- Environnement de dépôt - Origine des sédiments - Contexte géologique

Figure 27 : Les paramètres de réflexions sismique utilisés en stratigraphie sismique et leurs significations géologiques (Mitchum et al., 1977b)

4.1.3. Signification géologique des réflexions sismiques

Les réflexions sismiques témoignent des changements d'impédance acoustique (produit de la masse volumique du matériau traversé par la vitesse de propagation du son à l'intérieur) présents au sein de l'enregistrement sédimentaire (Lericolais, 1997). Ces changements de propriétés physiques résultent au premier ordre de perturbations dans la continuité (spatiale et temporelle) de l'enregistrement sédimentaire :

- une période de non dépôt ou de perturbation ponctuelle des conditions de sédimentation telle que la stratification sédimentaire,
- une période d'érosion sous la forme de structure localisée (chenal) ou non (surface de ravinement marin),
- une faille qui représente une discontinuité majeure des propriétés physiques du matériau traversé.

Les réflexions sismiques représentent donc de manière indirecte une réalité physique qu'il est alors possible d'associer à des architectures sédimentaires. Les réflexions attribuées à

la stratification peuvent être assimilées à des lignes isochrones. Au contraire, les surfaces érosives (marquées par un réflecteur ou un changement de géométrie des terminaisons de réflexions sismiques) représentent toujours un intervalle de temps plus ou moins long difficilement quantifiable par l'analyse des réflexions sismiques.

5. Prélèvement géologique

De nouvelles données par prélèvement ont été acquises dans le cadre de cette étude. Elles ont toutes été prélevées au niveau de la baie d'Étel sous la forme de vibrocarottages superficiels sur lesquels ont été réalisées quatorze datations ^{14}C . Ces données viennent compléter les nombreux prélèvements à la benne (Chassé et Glémarec, 1976) et les quelques carottes disponibles sur le littoral de Bretagne Sud entre Penmarch' et l'estuaire de la Loire.

5.1. Vibro-carottages et dragages

La réalisation d'un modèle de dépôt est grandement améliorée par l'observation directe des remplissages sédimentaires afin de valider les interprétations basées sur la stratigraphie sismique. Malheureusement, le plateau interne est peu favorable à l'acquisition de carottes de grandes dimensions. La présence récurrente de niveaux grossiers (sables à galets) associée à la faible profondeur empêche l'utilisation de techniques de carottage gravitaire. Sur le plateau interne de Bretagne, une grande partie de l'échantillonnage a été effectué par dragages révélant la nature lithologique des parties superficielles. Une campagne d'acquisition par vibro-carottage a été réalisée en baie d'Étel sur la zone du PER sud Lorient par le bureau d'étude ASTERIE (Cf. Chapitre 3). La technique employée est celle du vibrocarottage permettant le fonçage de carottes au sein de sédiments grossiers.

5.2. Datation ^{14}C

5.2.1. Principe

Dans la nature, le carbone est présent sous la forme de trois isotopes: le ^{12}C (98.89% du carbone) et le ^{13}C (1.11%), tout les deux stables et le ^{14}C (10-11%) qui lui est radioactif. La datation au carbone 14 est basée sur le fait qu'à un instant donné, un organisme vivant présente la même proportion en chacun des isotopes du carbone que l'atmosphère dans laquelle il vit du fait de son métabolisme. A partir de la mort de l'organisme, la quantité de ^{14}C diminue par désintégration radioactive. La vitesse de désintégration est égale à 5568 ans

(Libby et al., 1949) bien que cette valeur ait été plusieurs fois révisée (Libby, 1955; Watt et al., 1961; Mann et al., 1961 ; Olsson et al., 1962; Bella et al., 1968). Connaissant la quantité de ^{14}C présent dans cet organisme de son vivant (10-11 % du carbone total) et en mesurant ce qu'il en reste actuellement, il est alors possible de calculer l'intervalle de temps écoulé entre la mort de l'organisme et aujourd'hui. « Aujourd'hui » signifie en fait l'année 1950, retenue par convention comme origine des âges radiocarbone exprimés en année BP (Before Present).

En tout, quatorze datations ont été réalisées sur coquilles de bivalves d'origines purement marines. Douze de ces échantillons ont été datés par méthode de comptage par scintillation liquide (Polach et al., 1973) à l'Environmental Isotope Laboratory of the University of Tucson, Arizona. Deux échantillons ont été datés au C-14 AMS laboratory of Erlangen (Allemagne) en suivant la méthode conventionnelle par AMS (Accelerator Mass Spectrometry).

5.2.2. Calibration des résultats

L'âge mesuré (ou âge conventionnel) d'un échantillon ne correspond pas à l'âge exprimé en années réelles (ou âge calendaire) ; pour que ces âges soit identiques, il faudrait que le taux de ^{14}C atmosphérique soit constant dans le temps ce qui n'est pas le cas. Le ^{14}C est produit par l'action du rayonnement cosmique sur l'atmosphère. Cette interaction est ponctuellement perturbée par les variations du champ magnétique terrestre ainsi que par l'action des vents solaires sur l'atmosphère. De fait, plus un âge conventionnel est ancien, plus le décalage avec l'âge calendaire est important.

Pour les datations sur organismes marins (cas de notre étude), il faut ajouter à ces perturbations globales, l'effet réservoir de l'océan qui tend à vieillir les âges. Cet effet réservoir est de +400 ans pour l'océan global. A cet effet global s'ajoute un effet local (ΔR) accompagné d'une valeur d'incertitude (R). Par exemple, dans le Golfe de Gascogne, l'effet réservoir a été calculé à 265 +/- 44 ans (Broecker and Olson, 1961 dans Stuiver et al., 2005).

L'utilisation d'un logiciel de calibrage permet d'intégrer tous ces paramètres par le choix de courbes de calibrations adaptées au type de matériel daté (marin, continental ou mixte). Le logiciel utilisé dans cette étude est Calib software v5.0.1. L'ensemble des échantillons datés étant constitués de carbonates d'origine marine (visible à travers la valeur du rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, nous avons utilisé la courbe de calibration Marine04 (Hughen et al., 2004) pour convertir les âges conventionnels en âges calendaires.

- Chapitre 3 -

**L’incision des vallées sur le Précontinent de
Bretagne Sud : exemple de la paléo vallée de la
rivière d’Etel**

The Palaeo Etel River incised valley on the Southern Brittany inner shelf (Atlantic coast, France): high preservation of Holocene transgression within the remnant of a Mid Pleistocene incision?

Guilhem ESTOURNÈS ^{a,b*}, David MENIER ^a, François GUILLOCHEAU ^c, Pascal LE ROY ^d, Fabien PAQUET ^e & Evelyne GOUBERT ^a

^a EA 2219, Laboratoire Géo Architecture, Equipe Géosciences Marines et Géomorphologie du Littoral, Université de Bretagne Sud. Centre Yves Coppens. Campus de Thoannic, 56 000 Vannes, France, guilhem.estounes@gmail.com

^b Lafarge Granulat Ouest, 9 Rue de la Motte, 35770 Vern-sur-seiche.

^c Géosciences Rennes, UMR 6118 du CNRS, Université de Rennes 1, Campus de Beaulieu, Bat.15 35 042 Rennes Cedex, France

^d Institut Universitaire Européen de la Mer, UMR 6538 Domaines Océaniques, Technopôle Brest-Iroise - Place N. Copernic - 29280 Plouzané - FRANCE

^e BRGM - GEO/GBS : Géologie des Bassins Sédimentaires, Bâtiment C1, 2ème étage, bureau 216, 3 av. Guillemin BP 36009 - 45060 ORLEANS CEDEX 2

Abstract:

The study of a dense and regular grid of 59 High Resolution seismic profiles supplemented by 23 superficial vibro-cores has led to propose a detailed sedimentary model of the palaeo Etel River buried valley located on the inner shelf of South Brittany (Atlantic coast, France).

This fluvial valley (S2) lies at a mean depth of -37 m below mean sea level above Palaeozoic meta-sediments (U1) and middle to Late Eocene formations (U2). No fluvial deposits seem to have been preserved. Its sedimentary record reflects the retrogradation of estuarine environments (tidal flats (U3), Tidal Ravinement Surface (S3), and intra to pro estuarine sand bars (U4/S4/U5)) during the Holocene transgression (ca. 9000 to 7500 yrs Cal BP). Open marine environments seal up this estuary with the onset of a flat Wave Ravinement Surface (S5) overlain by thin muddy-sands deposits (U6-F2) interpreted as low-energy

open marine conditions (4250 to 1800 yrs Cal BP). Shoreface sands, made up of coarse sands bodies migrating landward (U6-F3, F4), cover this sedimentary sequence since 1800 yrs cal BP.

A numerical interpolation of the picked seismic horizons was proceed to produce seismic isopach maps of sedimentary units and isobath maps of their boundary surfaces. Furthermore, the isobath map of the basal channel topography has enabled us to calculate some geomorphological features (W/D ratio, mean slope, sinuosity index) that characterized the type of channel pattern. The Etel River geomorphological indexes correspond to a straight channel that involves bed-load transportation processes, potentially associated to braided deposits if the sediment load is sufficient. Compared to the Vilaine River, which braided regime is dated at Mid Pleistocene in several zones, we assume a possible mainly climatic control for river incisions in Southern Brittany linked to drastical changes in climate regimes occuring during the “Mid Pleistocene Transition”.

Keywords: Incised valley; high resolution seismic; inner shelf; Southern Brittany; Pleistocene

1. Introduction

The Quaternary is characterized by strong climatic instabilities resulting in high amplitude sea level oscillations and contrasted climatic conditions between glacial and interglacial periods (Shackleton, 1987). During this period, Western Europe situated at mid latitudes, experienced the alternation between periglacial and humid temperate climate. As a consequence, major rivers recorded strong variations in erosional dynamic and sedimentary loads (Gibbard and Lewin, 2009; Toucanne et al., 2009).

Incised valleys buried in continental shelves and their sedimentary fillings constitute important witnesses of these great variations: their onset is attributed to the combination of high amplitude sea level oscillations, large climates changes and to uplift variations along valley courses (Schumm, 1993; Miall, 1996). Besides, the position of inner shelf incised valleys on the oscillating shoreline zone results in great variations of environment deposits (i.e. on a vertical). This shifting from continental to marine sedimentary conditions (and vice et versa) controls the evolutions of sedimentation and erosion processes within incised valleys on the continental shelves (Ashley and Sheridan, 1994; Zaitlin et al., 1994; Foyle and Oertel, 1997; Dalrymple and Choi, 2007).

On French Atlantic coast, incised valley studies are mainly based on high resolution seismic acquisitions supplemented with superficial cores and propose 2D sedimentary models (Pinot, 1974; Vanney, 1977; Allen and Posamentier, 1993; Lericolais et al., 2001; Proust et al., 2001; Féliès and Lericolais, 2005; Chaumillon and Weber, 2006; Menier et al., 2006; Chaumillon et al., 2008; Menier et al., 2010). As a consequence, these sedimentary models generally do not take into account geomorphological features to precise the conditions of incision of these palaeo-rivers.

The recent acquisition of a regular and dense grid of high resolution seismic profiles, coupled to a Geographic Information System (GIS) software allows us to propose a 3D sedimentary filling model of the Etel river incised valley on the inner shelf of the Armorican Massif. This model is based on a geomorphological study of the channelized surfaces as well as maps of sedimentary units identified in the sedimentary filling. The characterization of the fluvial regime type by quantified geomorphological indexes and their comparison to modern fluvial environments (Rosgen, 1994; Nordfjord et al., 2005) lead us to propose new conclusions about the timing of river incisions on the inner shelf of southern Brittany. Moreover, the Etel incised valley represents a good illustration of tide dominated valley systems (Ashley and Sheridan, 1994; Zaitlin et al., 1994; Foyle and Oertel, 1997; Dalrymple and Choi, 2007) because of the excellent preservation of estuarine facies showed on seismic sections.

2. Regional setting

2.1. Geological setting

Southern Brittany shelf belongs to the Atlantic passive margin. This margin results from the opening of the Bay of Biscay by rifting (Montadert et al., 1979; Olivet, 1996) at the end of the Early Cretaceous (Aptian/ Albian). Its sedimentary cover consists in the setting up of a carbonated dominated shelf which punctually records terrigenous episodes between Late Cretaceous and Late Miocene (Preux., 1978-Puit PENMA 1; Thinon et al., 2008). High amplitude oscillations of the mean sea level during Quaternary, associated to a strong climatic variability, led to a shallow incision of river valleys at the top of these Neogene formations. On the French Atlantic shelf, the valley network tapers below -50 m in depth (Pinot, 1974; Vanney, 1977; Lericolais et al., 2001; Proust et al., 2001; Menier et al., 2010; Chaumillon et al., 2008). In most of cases, the valley fillings correspond to a Holocene transgressive single sequence passing from estuarine to marine deposits (Chaumillon et al., 2008; Sorrel et al.,

2010). Locally, fluvial lowstand deposits are also preserved on the valley floor and flanks (Allen and Posamentier, 1993; Lericolais et al., 2001; Proust et al., 2001).

Below -50 m, river incisions disappear in favour to a widespread regional marine ravinement surface sealed up by metric-scale thick sand layers and megadunes (Bouysse and Horn, 1968; Pinot, 1974; Vanney, 1977; Lericolais et al., 2001).

On the inner Southern Brittany shelf (0 to -50 m), ages of both incisions and sedimentary fillings are still debated. In the Bay of Etel /Bay of Lorient (Fig III.1) the timing of incision is speculative and could correspond to a diachronous surface shaped between Middle and Late Pleistocene. The sedimentary filling is attributed to the post-glacial transgressive system tract and is made up of tidal muddy sands deposits passing upward to marine coarse sand sheets. However, a basal unit interpreted as braided river deposits and locally recognized on the valley floors is assumed to be part of a lowstand system tract of unknown age (Menier, 2004; Menier et al., 2006; Menier et al., 2010).

The better known river system is the Vilaine River which is also the most important in term of drainage area (10000 Km²). Its present-day mouth is located 50 kilometres south-eastward from the Etel river system. The Vilaine River sedimentary filling shows a compound filling constituted with two incomplete sedimentary sequences. The basal sequence is interpreted as a braided river system dated between 600 and 317 Kyrs BP by ESR method (Van Vliet-Lanoë et al., 1997; Brault et al., 2004). The overlying sequence corresponds to an undated sinuous fluvial system (Proust et al., 2001; Menier et al., 2006). These sequences are capped by Holocene estuarine environments passing upward to muddy offshore deposits (Proust et al., 2001; Menier et al., 2006; Sorrel et al., 2010).

2.2. Geomorphological setting of the Bay of Etel

The Bay of Etel is located in the South of the Armorican massif (between latitudes 47°30' to 47°43' N and longitudes 3°10' to 3°25' W), and is bounded to the west by the mouth of the Blavet and the south-east by the Quiberon peninsula (Figure 28). Its drainage area reaches 600 Km². This physiographical unit corresponds to the “internal domains”, while the two other units defined by Vanney (1977) are termed “central domains” and “external domains” on the scale of the South-Armorican plateau. The “internal domains” or “*précontinent Breton*” of Pinot (1974) are situated between the coast and the -50 m isobath, and make up the core-area of this study. It forms the drowned extension of the currently emerged Armorican Massif, topographically marked by the incision of river networks.

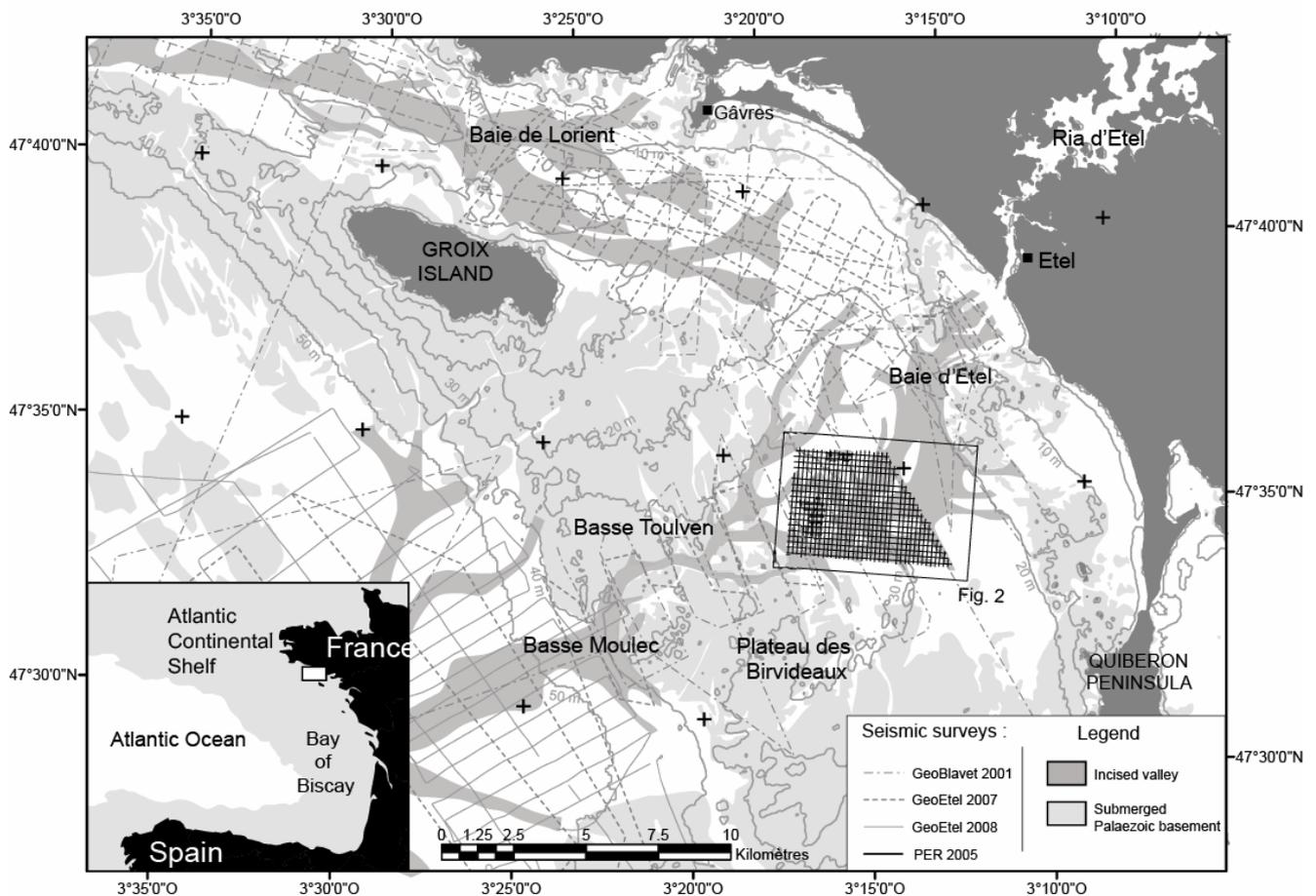


Figure 28: Location map of the seismic surveys carried out between 2001 and 2008 on the southern Brittany inner shelf. Location of paleo valleys networks based on Menier, 2004 and Menier et al., 2006. Distance between bathymetric curves: 10 m (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine). Location of rocky outcrops: S.H.O.M. Projected coordinates system: french Lambert 2 extended

These internal zones, varying in width from 5 to 14 km, comprise two sectors (Figure 28):

- An inshore sector, with water depths shallower than 30 m, made up of bays (Lorient, Quiberon and Vilaine);
- An offshore sector, strewn with islands (Belle-Ile, Groix, Houat, Hoëdic, etc.) and shoals (Plateau de Toulven, Plateau des Birvideaux), acting as obstacles with respect to the dominant south-westerly swell, and separated from each other by incompletely filled “fossil” river valleys (Guilcher, 1948; Pinot, 1974; Vanney, 1977; Menier, 2004; Menier et al., 2006). In the offshore direction, the incised valley networks tapers off below -50 m and passes to a regional flat marine erosional surface defining the central domains (Vanney, 1977).

The Etel River downcuts its valley into the Tertiary formations (sandy calcarenite of Bartonian age) and the Hercynian crystalline basement, and exhibits a NE-SW orientation. Two major drains are highlighted in the upstream half of the network, one at the outlet of the

Etel River, and the other farther to the south-west. The drains run out into valleys ranging in width between 200 m and 1500 m, which follow a sinuous to rectilinear thalweg, and which meet towards the South to form a single channel (Figure 28). At a regional scale, the drainage network is of semi-dendritic type, and widens out towards the north (multiple small well-developed drains). In the south, the network becomes narrower and is characterized by a single valley (Menier, 2004; Menier et al., 2006).

The Bay of Etel is bounded in the north by a sand ridge (beaches and dunes) which extends from Gâvres to the isthmus of Penthièvre (Figure 28). The surface sedimentary cover has been investigated by many campaigns at sea, which are described in the studies of Pinot (1974), Vanney (1977) and Chassé and Glémarec (1976).

3. Methodology

3.1. Seismic data

This study makes use of the 59 sparker profiles acquired by high resolution seismic reflection (156 km) within the framework of the “South Lorient Exclusive Research Project” (referred to here as ERP), obtained by the Lafarge company in 2005 (acquisition by the design office Astérie). This campaign supplements the high-resolution seismic data from the missions GeoEtel 2007 and 2008, as well as GeoBlavet 2001 (Figure 28) acquired by the “Geosciences Marine et Geomorphologie du Littoral” team of the Université de Bretagne Sud, and by the UMR 6118 Géosciences Rennes (University of Rennes 1) carried out on board the CNRS/INSU vessel “Côtes de la Manche”. The data presented in this article were gathered using a monotracer SIG sparker array with a power of 75 J, and were positioned by GPS with metre-scale resolution. These profiles form a regular grid covering an area of approximately 16 km², with rectangular cells having dimensions of 200 m N-S and 150 m E-W (Fig III.2). The interpretation of the seismic reflection data was carried out according to the principles of seismic stratigraphy developed by Mitchum et al. (1977) and Vail et al. (1977) applied to High Resolution seismic.

3.2. Digital Elevation Models creation

The dense regular grid of seismic profiles (Figure 29) allows the reconstitution of the topography of each boundary surface (isobath maps) by interpolation of their picked seismic

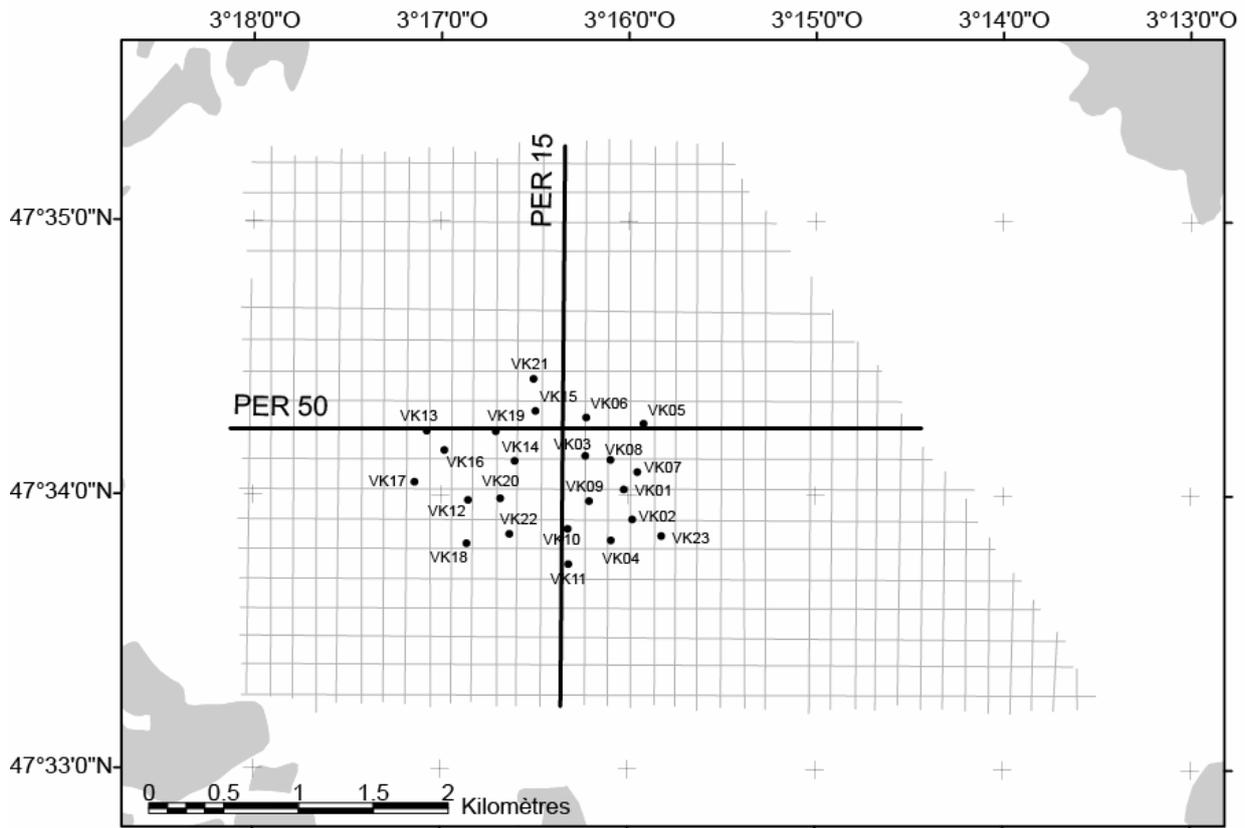


Figure 29: Seismic positioning grid for PER 2005 survey (59 profiles) and the 23 vibro-cores. Bold lines show the location of profiles PER15 and PER50 interpreted on Figure 30.

horizons on 2D seismic profiles. For one surface, the conversion from 2D seismic data to a 3D interpolated surface needs:

- to georeference 2D of the considered surface on each seismic profile (free software Kogeo Seismic Toolkit).

- to interpolate these picked seismic horizons between seismic profiles thanks to a GIS software. We chose a Triangulated Irregular Network (TIN) method in which picked horizons form rigid segments (Caumon et al., 2009). This isochron TIN surface is converted to raster format discretized at a 23 m resolution.

- to convert time TWTT to depth using a P waves propagation velocity of 1500 m.s^{-1} in the water layer and 1800 m.s^{-1} in the soft sediment filling (see Figure 30 for the time to depth conversion calculation). The isochron map in ms TWTT is then transformed into an isobath map expressed in metres.

We produced six isobath maps of the boundary surfaces which have been subtracted two by two to produce five isopach maps of the seismic units.

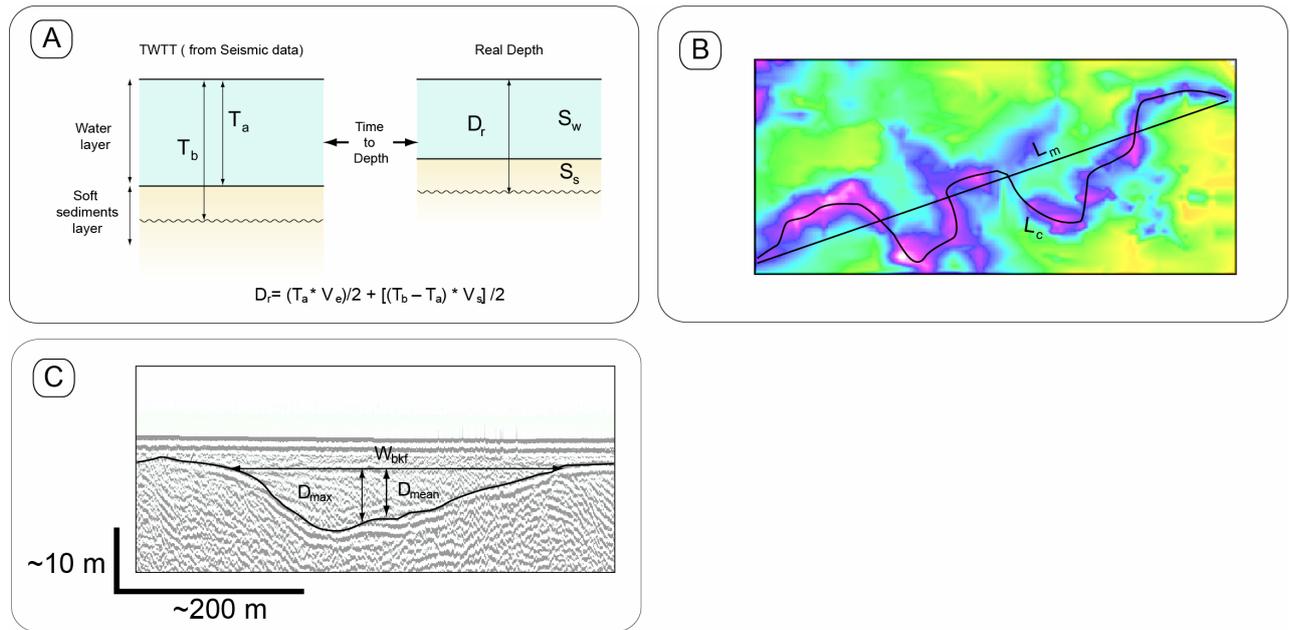


Figure 30: Geomorphological features extracted from DEM based on seismic surfaces. (A) Calculation method for the time to depth conversion of seismic surfaces applied to each cell on each surfaces. D_r = Depth value corrected from sound speed variations in a multilayer system (m below the Lowest Tide Level Lwtl), T_a = Two way travel time between sea floor and Lwtl (ms TWTT), T_b = Two way travel time between a surface in sediments and Lwtl (ms TWTT), S_w = Speed of sound in salted water (m/s), S_s = Speed of sound in soft sediments (m/s). (B) Sinuosity index measure. P = sinuosity index, L_m = Meander length measured between upstream and downstream terminations, L_c = Channel length measured along the talweg. (C) Width / Depth ratio. W_{bkt} = Channel width at bankfull depth, D_{mean} = Mean depth in the bankfull channel.

3.3. Geomorphological indexes

The creation of isobath maps allowed the calculation of basic geomorphological indexes characterizing past sedimentary and erosional processes at the origins of these reconstructed topographies (Nordfjord et al., 2005).

On each interpolated surfaces, we measured depth (minimum, maximum and mean values), mean slope and altitude standard deviation. Channel topographies are characterized by channel sinuosity index (P) (Figure 30) and Width on Depth ratio (W/D) (Figure 30) (Rosgen, 1994; Miall, 1996; Nordfjord et al., 2005). W/D calculations are based on width values measured at bankfull stage and channel mean depth (Figure 30). Due to posterior reincision and poor preservation of terrace levels, bankfull stage is sometimes hardly visible. In litigious cases, width values are taken at the more significant slope break in the perpendicular channel section, suggesting a transition between bankfull channel and flood plain environments.

3.4. Vibro-cores data

3.4.1. *Facies sedimentology*

Twenty-three surficial vibro-cores (maximum 1 m long), collected in the framework of the South Lorient PER (Figure 29), were described in terms of sedimentary facies, making it possible to establish the succession of depositional environments in the two most recent seismic units (Figure 31).

3.4.2. *Foraminiferal content analysis*

Foraminifera were extracted from 8 samples of the VK16 core which is the most complete. Each sample was washed over 45 μ m, 125 μ m, 500 μ m and 2mm sieves and dried in an oven at 45°C. Splitting and picking were conducted to obtain about 300 benthic foraminifera from the 125 μ m residue. Despite this effort, six samples contain between 100 and 300 foraminifera, but these values are statistically reliable for a palaeoenvironmental determination purpose (Fatela and Taborda, 2002). Broken, poorly preserved, pyritised and transported specimens were categorized for each species (Table 4). Identifications were based on various taxonomic sources (Redois, 1996; Murray, 2003; Pérez-Belmonte, 2008) and interpretations of assemblages (Table 5) were carried out using ecological data (Fatela, 1995; Goubert, 1997; Pérez-Belmonte, 2008) or morphofunction method for the sparsely documented species (Severin, 1983; Bernhard, 1986; Duleba et al., 1999; Goubert et al., 2001).

3.4.3. *¹⁴C dating*

Each age determination was carried out on broken shells taken on cores. It yielded twelve ages obtained by liquid scintillation counting at the Environmental Isotope Laboratory of the University of Tucson, Arizona (Polach et al., 1973) and two ages (Erl-12798 and Erl-12799 -Table 6) dated at the C-14 AMS laboratory of Erlangen (Germany) with an AMS device. The conventional ages were then calibrated using the Marine04 curve (Calib software v5.0.1; Hughen et al., 2004), while taking into account the correction for local reservoir effects according to the values obtained for the Arcachon Basin (Broecker and Olson, 1961 in Stuiver et al., 2005), that is to say, $\Delta R = +265$ years and $R = \pm 44$ years. The calibrated ages (calendar) are expressed as time intervals bracketed between two standard deviations (2σ ;

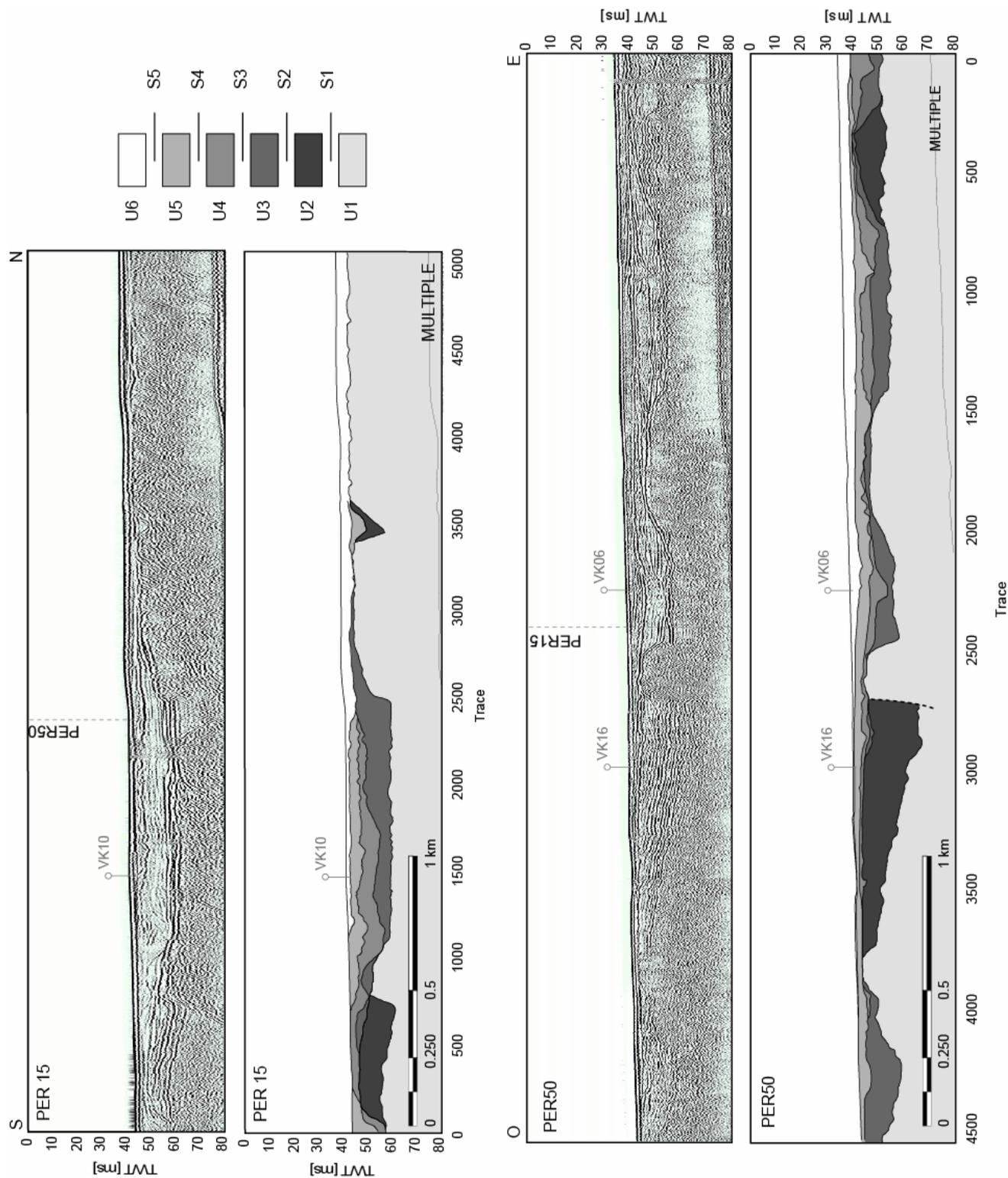


Figure 31: Raw seismic profiles with interpretations in terms of seismic units, stratigraphic surfaces and line drawing (cross sections PER15 and PER50, see location on Figure 2). Location of vibro cores VK10 and VK 16

95.4% confidence; Table 6). Each interval of age is summarized by its median value. These ages have merely an informative value intended to simplify the presentation of the results in the text.

4. Results

4.1. Seismic stratigraphy description of the sedimentary filling

The seismic stratigraphy analysis of the 59 seismic sections reveals the existence of five boundary surfaces delineating six seismic units. Seismic units can be broken down into eleven seismic facies (Table 1).

4.1.1. Boundary surfaces

Surface S1: This surface forms an erosive boundary between the metamorphic basement and the sedimentary cover. It lies at a mean depth of -44 m (Figure 31) and presents a mean slope of 3.6% towards the south-west (Table 2). This surface can not be continuously picked out because of subsequent incisions which renewed the original topography. This latter is staggered by a N160 trending fault and presents a vertical throw of 30 m. This fault escarpment lowers the south-western basement block compared to the north-eastern part (PER 50 - Figure 32), and forms a half-graben structure preserving Lutetian to Bartonian formations (Thinon et al., 2008).

Table 1: Geomorphological parameters of the boundary surfaces.

Surface	Maximum Depth (m)	Minimum Depth (m)	Mean Depth (m)	Altitude Standard Deviation	Mean slope(%)
S6	-36	-25.5	-30	2.2	0.87
S5	-38	-28	-32.5	1.4	0.7
S4	-44	-29	-34	2.1	1.05
S3	-48	-28.5	-36	3.2	1.92
S2	-48	-29	-37	4.2	2.27
S1	-72	-31	-44.5	6.2	3.67

Table 2: Description of the main seismic features of each seismic facies encountered in PER 2005 profiles. This description follows the methodology and terms described in Mitchum et al., 1977

	Seismic facies	Continuity	Amplitude	Frequency	Configuration	Lower reflection terminations	Upper reflection terminations	Thickness (ms)
U6	Fs6b	high to medium	high to medium	low	tangential oblique	downlap	toplap	5
	Fs6a	low	low	high	chaotic	/	truncation	5
U5	Fs5b	medium	high to medium	low	subparallel	concordant	truncation	< 5
	Fs5a	medium to low	medium to low	low	parallel oblique	downlap	toplap and truncation	5 to 10
U4	Fs4c	low	medium	medium	chaotic/oblique	downlap	truncation	5
	Fs4b	medium to low	low	medium	parallel oblique	downlap/onlap	truncation and toplap	5
	Fs4a	low	medium	medium to low	subparallel	concordant/onlap	truncation	5
U3	Fs3b	high to medium	high to medium	low	aggrading oblique	downlap to concordant	truncation	5
	Fs3a	high	high	low	parallel aggrading	concordant/onlap	truncation	5 to 10
U2	Fs2b	medium	medium	low	parallel and folded	concordant/onlap	truncation and toplap	5
	Fs2a	high	high	low	parallel and folded	concordant/onlap	truncation and toplap	10 to 15
U1	Fs1	medium	high	high to medium	chaotic	/	truncation	

Surface S2: This surface incises the top of seismic unit U2 (Figure 31) and locally of U1. It lies at a mean bathymetry of -37 m and presents a mean slope of 2.3% dipping to the south-west (Table 2). The high values of altitude standard deviation indicate a marked topographic ruggedness (Table 2). On seismic sections, it is marked by a pair of continuous reflectors of high amplitude and low frequency (Figure 31). Its mapping reveals a NNE to SSO oriented stream made up of three tributary channels, converging and joining at the south-western part of the studied zone (Figure 32). The evolution of the channel section leads to distinguish four different sectors (a, b, c and d zones - Figure 32) characterized by different geomorphological indexes (Table 3). The convergence of sectors S2a and S2b leads to S2d sector downstream. The S2c sector concatenates with S2d to the south, forming a dendritic channel network (Figure 32). These channels are generally straight except in S2c which presents an obvious sinuous aspect (Figure 32; Table 3). All channel sections show high W/D values (around 100). Two types of sections are represented: (i) S2a and S2c sectors present narrow (380 in width) V shape sections, respectively symmetric and asymmetric while (ii) S2b and S2d sectors are characterized by flat bottom channel associated to steep flanks and large sections exceeding 600 m in width (Table 3).

Table 3 : Geomorphological parameters of channels (see locations of the channels sectors on Figure 5a)

Surface	Section	Mean W (m)	Mean D (m)	Mean W/D	Straight length (m)	Channel length (m)	Sinuosity Index	Channel shape
S3	S3d	515	-4	145	2573	2937	1.1	symetric V shape
	S3c	370	-4	91	3016	4642	1.5	asymetric V shape
	S3b	497	-3	189	2141	2884	1.3	large with multiple internal scours
	S3a	286	-2	131	1789	2226	1.2	asymetric V shape
S2	S2d	621	-4	147	2756	3220	1.2	Flat bottom
	S2c	370	-4	91	3016	4642	1.5	asymetric V shape
	S2b	668	-5	125	1805	1954	1.1	Flat bottom
	S2a	386	-4	99	1811	2082	1.1	symetric V shape

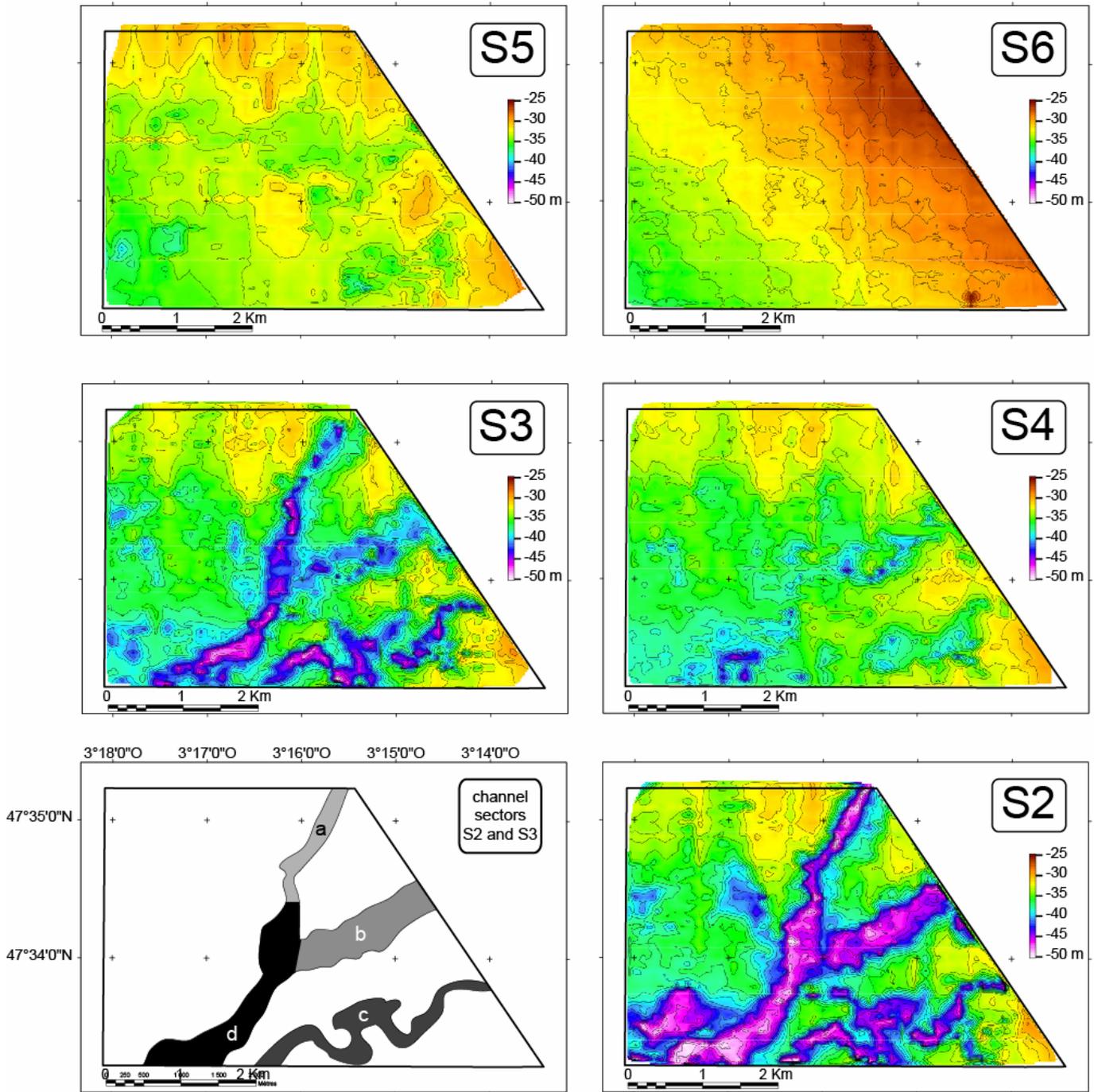


Figure 32: Isobath maps for stratigraphic surfaces picked on the 59 seismic profiles. Time to depth conversion is based on the assumption of a P-wave velocity of 1600 m/s (value for unconsolidated sediments).

Surface S3: This surface lies at a mean bathymetry of -36 m, dipping to the south-west along a mean slope of 1.9% (Table 2). Its seismic signature consists of a simple reflector showing a poor to average continuity with medium amplitude (Figure 31). S3 is totally confined within S2 and presents an almost similar contour line (Figure 32). Its relatively high altitude standard deviation value (Table 2) indicates a topographically rough surface marked by pool morphologies in sectors S3a, b and c (Figure 32). Pools are 3 to 4 m deep, occupying the whole channel width and stretching over several hundredth of meter along channel direction (Figure 32). Pools length and depth increase downstream, getting closer to the basal incision surface S2 but never merges with it. In comparison to S2, W/D values increase due to a moderate narrowing of channel width associated to lower values of bankfull depth (Table 3). Out of the channels, S3 merges with S2 and S1 forming a regular sub planar surface on the basement.

Surface S4: This surface lies at a mean bathymetry of -34 m and is represented by a couple of reflectors of medium amplitude and continuity on seismic sections (Figure 31). It is also characterized by a smooth topography and a two times lower mean slope (1%) compared to S2 and S3 (Table 2). A narrow and shallow channel superimposed over part of the former stream directions (sectors b and d) is discernible (Figure 32). However, unlike S3, this channel does not occupy the whole width of the former channel S2 and its shallow incisions make its contouring difficult. On the other former channel sectors (sectors a and c), S4 appears as a flat erosional surface locally truncated by the overlying surface S5 (Figure 31; Figure 32).

Surface S5: It is the first surface that does not show any localized incision (Figure 32). This surface has the lowest altitude standard deviation value (Table 2) and forms a gentle slope (0.7%) dipping to the south-west. Its mean bathymetry is -32 m and sub-crops in the south-western part of the studied zone. S5 truncates all the underlying deposits as a flat horizontal erosional surface. On seismic profiles, it is represented by a couple of highly continuous reflectors with high amplitude and low frequency (Figure 31).

Surface S6: It constitutes the current sea floor at a mean depth of -30 m, gently dipping to the south-west (Figure 32; Table 2). It seals up the sedimentary filling and does not show any noticeable relief.

4.1.2. *Seismic Units*

Seismic unit U1: U1 is at the base of each seismic profile and forms the substratum that underlies all the other units (Figure 31). It is bounded upward by the surface S1 and its base is hidden by the first acoustic multiple. Its seismic facies appears chaotic at very high frequency, sometimes with very steeply dipping stratification locally folded, as well as many diffraction parabolas (Fs1) (Table 1). This unit has a regional extent and is classically interpreted as the Hercynian meta-sedimentary basement made up of mica schists, amphibolites and blue schist facies of the Groix-Céné Unit (Thinon et al., 2008). This unit is exposed on the sea bed only at one place in the north of the zone, forming a localized outcrop (a few hundred m²).

Seismic unit U2: This unit overlies the erosive surface S1 para-concordantly or through an angular unconformity; its roof is truncated by the erosive surfaces S2 and S3 (Figure 31). Unit 2 is particularly well represented within these half-grabens where reflections indicate isopachous stratifications subsequently folded and tilted towards the east (Figure 31). Its reflectors are locally truncated by the fault escarpment that bounds the half-graben described above (Figure 33). Two seismic facies can be distinguished: (i) the seismic facies Fs2a groups highly continuous reflectors associated to high amplitude and low frequency. (ii) Fs2b facies is equivalent but presents average amplitude and frequency (Table 1). The mean thickness value of U1 reaches 7 m but exceeds 30 m within half-graben and trough structures (Figure 33). Our mapping of this unit fits perfectly with the one made by Thinon et al. (2008) of Middle to Late Eocene deposits. This unit is of regional extent and consists of detrital limestone and more or less dolomitized sands (Gros and Limasset, 1984; Borne and Chevalier, 1986). It has been initially attributed to the Upper Lutetian (Andreieff et al., 1968; Bouysse and Horn, 1968; Delanoë et al., 1975). According to the revision of the biostratigraphic charts, unit U2 would belong to the Lower to Middle Bartonian (Hardenbol et al., 1998 in Guillocheau et al., 2003).

Seismic unit U3: This unit overlies U1 and U2 through the erosive surface S2. This unit is entirely confined within S2 channels and represents 1 to 6 m of sediments, exceeding locally 12 m (Figure 33). It lies in para-concordance or downlaps at the centre of the S2 channels and onlaps the channels flanks (Figure 31). Unlike U2, U3 is neither folded nor tilted suggesting a subsequent deposition to the deformation phase that affects U2 (Figure 31). Stratification is marked by continuous high amplitude and low frequency reflections. U3 is composed of two seismic facies: Fs3a presents horizontal aggrading reflectors passing in the southern part of S2

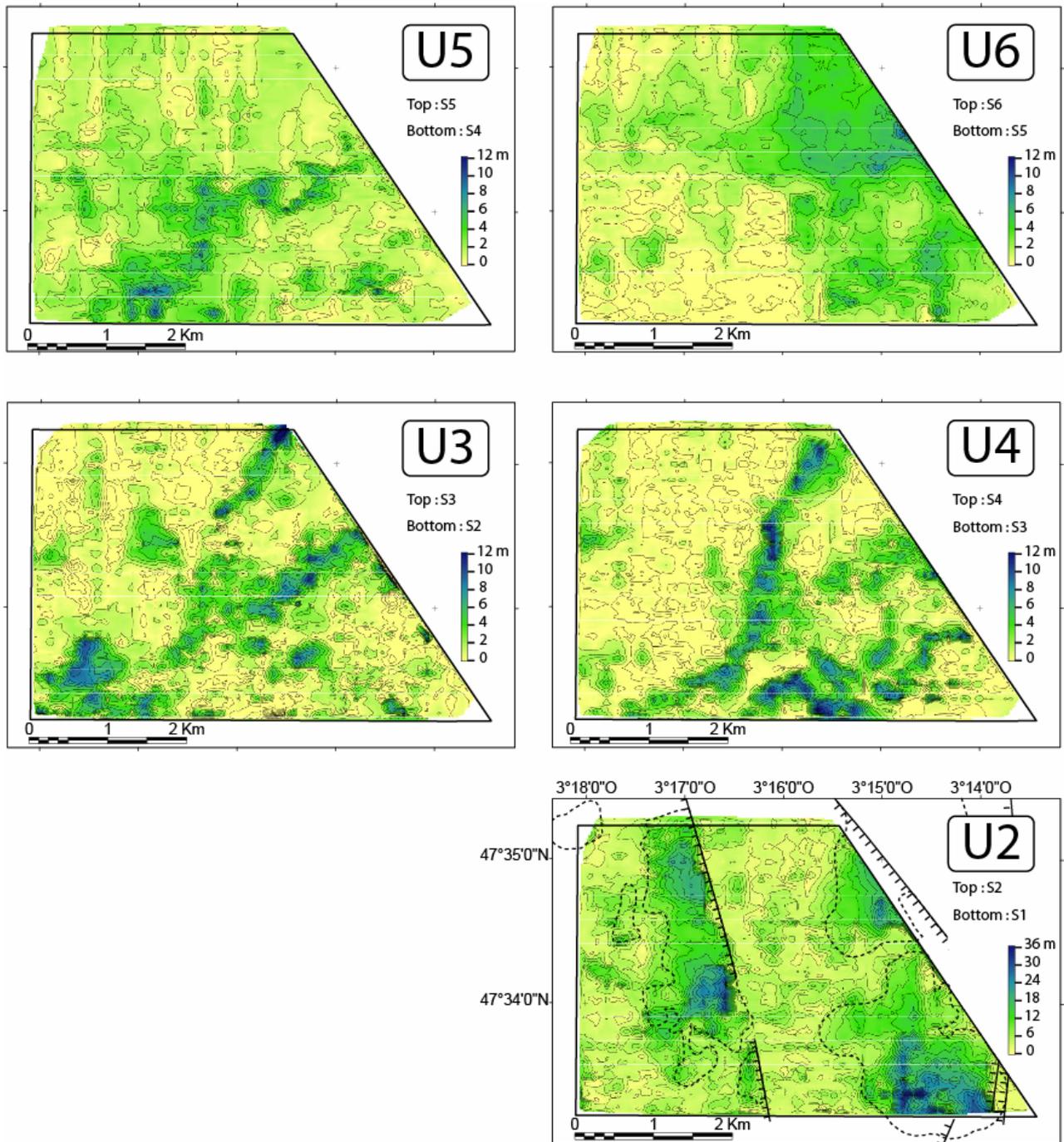


Figure 33: Isopach maps for seismic units constructed by subtracting the top and floor surface depth of each unit. Time to depth conversion is based on the assumption of a P-wave velocity of 1600 m/s (value for unconsolidated sediments). This assumption probably underestimates the thickness of U2 (Eocene carbonated sandstones). On U1 map, dotted line represents Thinon et al.(2008) mapping for Middle to Late Eocene formations.

channel (S2d sector) to sub parallel aggrading and prograding oblique stratifications downlapping on S2 surface.

Fs3a is mainly preserved within the sectors S2a, b and locally c. In the sector S2d, the deposition of U3 proceeds from the convergence of two sand bodies migrating from S2 valley flanks to the centre of the channel (Figure 34). The contact zone is occupied by an internal channel laterally bounded by the convergent front sides of the sedimentary bodies. This channel is not continuously preserved and is often truncated by the overlying erosional surface S3. This symmetrical channel is 100 m wide and reaches 5 m deep; it appears to be maintained while lateral benches continue to grow by aggradation/progradation processes. Downstream, in the southern part of S2d, progradation takes over aggradation in deposits pattern and lead to the progressive decline of the eastern bench. As a consequence, the internal channel tends to move eastward and to enlarge, passing to 200/250 m in width (Figure 34).

Seismic unit U4: This unit fills the S3 channel topography and is bounded upward by the erosive S4 surface and locally by S5. U4 presents an average thickness of 6 m at the centre of the channels but can reach locally more than 10 m (Figure 33). It is made up of three seismic facies showing poorly continuous reflectors with low to medium amplitude and frequency (Table 1). Reflectors terminations vary depending on the geometry of the channels they fill: in the narrower channel sections (S3a), reflectors are para-concordant and onlaps the channel flanks (Fs4a). Elsewhere (S3b, c and d), the filling shows prograding oblique reflections (Fs4b), sometimes associated to chaotic configurations (Fs4c) particularly where channels are the widest (S3b and S3d). The progradation is generally oriented towards the south-east and more particularly in the S3d section where the channel is the widest.

Seismic unit U5: This unit overlies the S4 surface, overflowing a poorly topographically marked channel (S4 - see part 4.1.1) and is truncated at the top by S5 (Figure 31). U5 is made up of two seismic facies (Table 1): Fs5a downlaps on the channel topography of S4 by the progradation towards the east of parallel obliques beddings poorly illustrated on seismic section and is 1 to 6 m thick (Figure 33). Outside of the S4 channel, U5 forms a thin sediment drape less than 3 m thick lying in para-concordance above S4 (Fs5b). This unit subcrops at a few tens of cm under the current sea-bed in the western part of the study area. Its top has been pierced by the vibro-cores carried out on this zone (Figure 31). The poor continuity of reflectors results from a coarse grain size that is confirmed by cores.

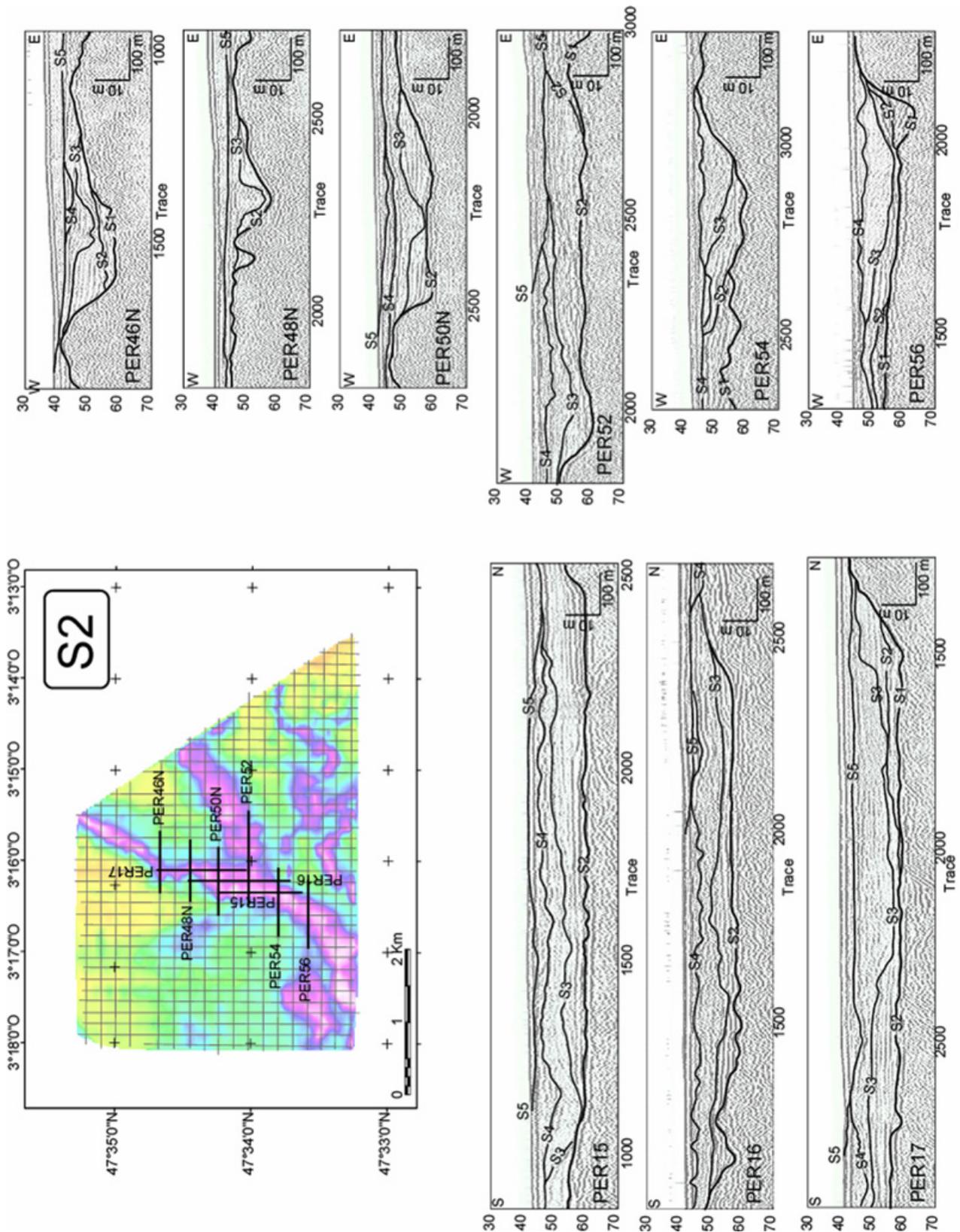


Figure 34: Interpreted cross sections showing the evolution of surface topographies along the palaeo valley. On profiles 46, 48N and 50N, the configuration of reflectors between S2 and S3 revealed the relics of an aggradating channel inside the sedimentary unit (U3). The channelized morphology of S3 lightly erodes the edges of this channel but re used this topography.

Seismic unit U6: This seismic unit corresponds to the uppermost part of the sedimentary record in the study area. It forms a sedimentary wedge which passes progressively from less than 1 m in the south-west to more than 7 m north-east (Figure 33). This sedimentary wedge lies above the sharp horizontal erosive surface S5 (Figure 31). This unit forms megadunes that migrate in a landward direction (Fs6a and Fs6b). The progressive shifting from facies Fs6a to Fs6b does not highlight any change of material nature but reflects changes in the orientation of reflectors.

4.2 Description of the cored surface formation

Vibro cores taken on the area pierce the top of unit 5, the surface S5 and the whole U6 (Figure 31 and Figure 35). The sedimentological description is supplemented with the analysis of foraminiferal content in eight selected zones in the core VK16, constituting a valuable paleoecological proxy (Figure 36; Table 4 and Table 5). Chronostratigraphical constraints are provided by the fourteen radiocarbon dates (Table 6; Figure 35).

4.2.1 Description of sedimentary facies

Sedimentary facies F1: This facies corresponds to the top of the seismic unit U5 and constitutes the first 5 cm at the base of several cores (Figure 35). It consists of gravels grading locally to quartzite pebbles forming a grain supported non-cemented micro-conglomerate with rounded to sub-rounded elements and a silty to muddy matrix. Grains are very poorly sorted, presenting a mean size of 1 cm. Some slightly fragmented to fragmented whitish (decalcified) bioclasts (5 mm maximum) are also present in the matrix, but in small amounts.

The occurrence of well-preserved tests of *Haynesina germanica* (EG1; Table 4 and Table 5) in this facies (Spl-1 - Figure 36) indicates an input of fresh waters and nutrients coming from continental run-off. This continental influence is observed only in facies F1 and would indicate shallow water environments. The well-preserved and reworked assemblages are characterized by the dominance of epiphytic and epifaunal ecological groups and by hardy species (Figure 36). Dated bioclasts propose ages comprised between 20700 and 15800 years Cal BP (Table 6; Figure 35).

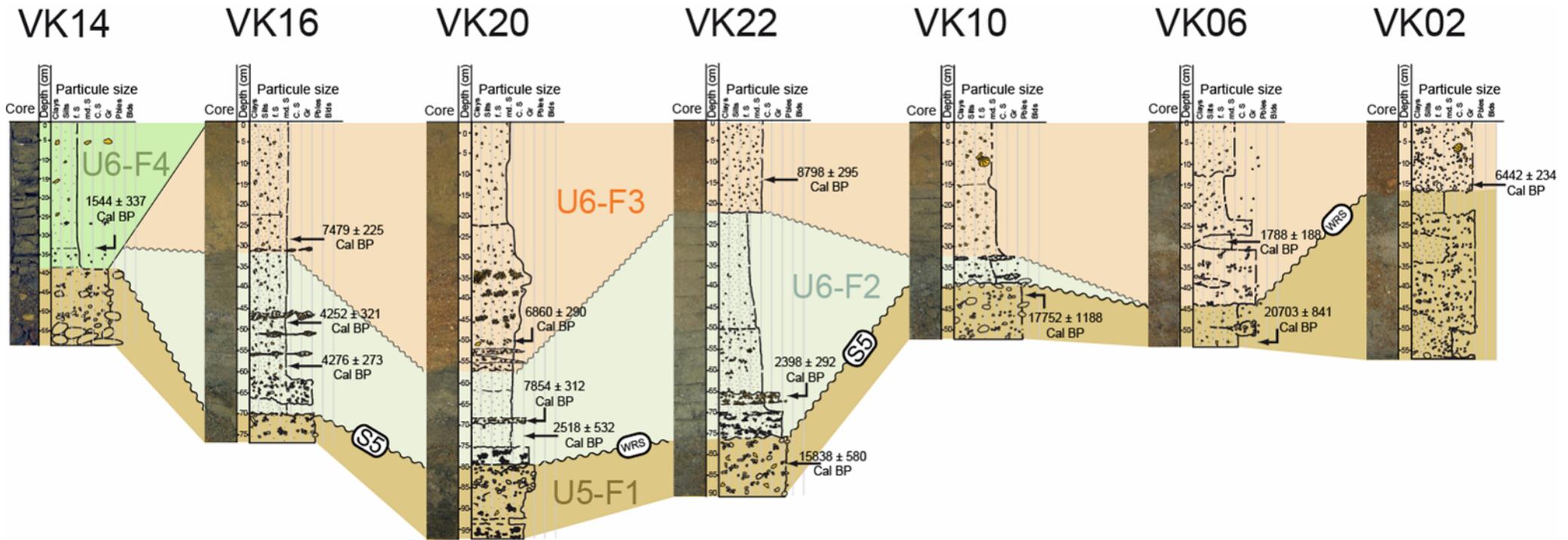


Figure 35 : Correlation of sedimentary facies in cores (see location on Figure 28) and radiocarbon dating results locations. The top of U5 and the whole of U6 are visible on cores as wave ravinement surface S5. A later transgressive surface, not visible at seismic resolution, has been identified on cores between U6-F2 and U6-F3.

Table 4: Faunistic assemblage table showing proportion of each benthic species identified in the core sample

	Species
Dominant (≥20%)	<i>Asterigerinata mamilla</i> (Williamson, 1858)
	<i>Cibicides refulgens</i> de Montfort, 1808
	<i>Elphidium excavatum</i> forma <i>lidoensis</i> Cushman, 1936
Common (10-20%)	<i>Quinqueloculina seminula</i> (Linné, 1758)
	<i>Lobatula lobatula</i> (Walker & Jacob, 1798)
	<i>Ammonia beccarii</i> (Linné, 1758)
	<i>Textularia truncata</i> Höglund, 1947
Accessory (5-10%)	<i>Elphidium gerthi</i> van Voorthuysen, 1957
	<i>Haynesina germanica</i> (Ehrenberg, 1840)
	<i>Elphidium excavatum</i> forma <i>excavata</i> (Terquem, 1876)
	<i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny, 1826
	<i>Gavelinopsis praegeri</i> (Heron-Allen & Earland, 1913)
	<i>Elphidium advenum</i> (Cushman, 1922)
	<i>Bulimina marginata</i> d'Orbigny, 1826
	<i>Planorbulina mediterraneensis</i> d'Orbigny, 1826
	<i>Quinqueloculina lata</i> Terquem, 1877
Rare (1-5%)	<i>Bulimina elegans</i> d'Orbigny, 1826
	<i>Rosalina vilardeboana</i> (d'Orbigny, 1839)
	<i>Miliolinella subrotunda</i> (Walker & Boys, 1784)
	<i>Elphidium excavatum</i> forma <i>selseyensis</i> (Heron-Allen & Earland, 1911)
	<i>Angulogerina angulosa</i> (Williamson, 1858)
	<i>Brizalina spathulata</i> (Williamson, 1858)
	<i>Bulimina elongata</i> d'Orbigny, 1846
	<i>Fissurina lucida</i> (Williamson, 1858)
	<i>Lagena williamsoni</i> (Alcock, 1865)
	<i>Hyalinea balthica</i> (Schröter, 1783)
	<i>Nonion fabum</i> (Fichtel and Moll 1798)
	<i>Triloculinella circularis</i> (Bornemann, 1855)
	<i>Amphicoryna scalaris</i> (Batsch, 1791)
	<i>Cycloforina longirostra</i> d'Orbigny 1846
	<i>Quinqueloculina trigonula</i> Terquem, 1876
	<i>Ammonia tepida</i> (Cushman, 1926)
	<i>Haynesina depressula</i> (Walker & Jacob, 1798)
	<i>Aubignyna</i> sp.
	<i>Elphidium crispum</i> (Linné, 1758)
	<i>Eggerelloides scabrus</i> (Williamson, 1858)
	<i>Lenticulina</i> sp.
	<i>Lagena laevicostata</i> (Cushman & Gray, 1946)
	<i>Favulina melo</i> (d'Orbigny, 1839)
	<i>Elphidium poeyanum</i> (d'Orbigny, 1839)
	<i>Elphidium incertum</i> (Williamson 1858)
	<i>Globigerina bulloides</i> d'Orbigny 1826
	<i>Hoeglundina elegans</i> (d'Orbigny, 1826)
	<i>Patellina corrugata</i> Williamson, 1858
	<i>Bolivina variabilis</i> (Williamson, 1858)
	<i>Neonorbina terquemi</i> (Rzehak, 1838)
<i>Elphidium pulvereum</i> Todd, 1958	
<i>Gavelinopsis nitida</i> (Williamson, 1858)	
<i>Cassidulina laevigata</i> d'Orbigny, 1826	
<i>Cassidulina obtusa</i> Williamson, 1858	
Accidental (<1%)	<i>Adelosina</i> sp.
	<i>Brizalina alata</i> (Seguenza, 1862)
	<i>Elphidium aculeatum</i> (d'Orbigny, 1846)
	<i>Globulina gibba</i> (d'Orbigny, 1826)
	<i>Massilina secans</i> (d'Orbigny, 1826)
<i>Trifarina bradyi</i> Cushman, 1932	
Reworked species	<i>Miliolids</i>
	<i>Cibicids</i>
	<i>Nonionella turgida</i> (Williamson, 1858)
	<i>Spiroloculina circularis</i> Cushman, 1921
	<i>Elphidium clavatum</i> Cushman, 1930
	<i>Elphidium williamsoni</i> Haynes, 1973
	<i>Spirillina vivipara</i> Ehrenberg, 1843
<i>Gyroidina orbicularis</i> d'Orbigny, 1826	
<i>Melonis barleanus</i> (Williamson, 1858)	

Table 5: Definition of the 17 ecological groups. Position of each group in core VK16 is given on Figure 3.

Ecological group	Species
EG 1 <i>Haynesina germanica</i>	
EG 2 <i>Globigerina bulloides</i>	
EG 3 <i>Bolivina</i> + <i>Brizalina</i>	<i>Bolivina variabilis</i> , <i>Brizalina alata</i> , <i>Brizalina spathulata</i>
EG 4 <i>Elphidium gerthi</i>	
EG 5 Others <i>Elphidium</i>	<i>E. aculeatum</i> , <i>E. advenum</i> , <i>E. crispum</i> , <i>E. incertum</i> , <i>E. pulvereum</i>
EG 6 <i>Hyalinea balthica</i>	
EG 7 Infaunal	<i>Angulogerina angulosa</i> , <i>Globulina gibba</i> , <i>Trifarina bradyi</i>
EG 8 Epifaunal (and shallow infaunal)	<i>Aubignyna</i> , <i>Cassidulina</i> , <i>Favulina</i> , <i>Fissurina lucida</i> , <i>Haynesina depressula</i> , <i>Hoeglundina elegans</i> , <i>Lagena</i> , <i>Lenticulina</i> , <i>Nonion fabum</i>
EG 9 <i>Bulimina</i> spp.	<i>Bulimina marginata</i> , <i>B. elongata</i>
EG 10 <i>Quinqueloculina seminula</i>	
EG 11 Others porcelaneous	<i>Adelosina</i> , <i>Clycloforina longirostra</i> , <i>Massilina secans</i> , <i>Miliolinella subrotunda</i> , <i>Quinqueloculina lata</i> , <i>Q. trigonula</i> , <i>Triloculinella circularis</i>
EG 12 <i>Asterigerinata</i> , <i>Gavelinopsis</i> , <i>Lobatula</i>	<i>Astigerinata mamilla</i> , <i>Gavelinopsis praegeri</i> , <i>Lobatula lobatula</i>
EG 13 <i>Cibicides refulgens</i>	
EG 14 Others epiphytic	<i>Neoconorbina terquemi</i> , <i>Patellina corrugata</i> , <i>Planorbulina mediterraneensis</i> , <i>Rosalina globularis</i> , <i>R. vilardeboana</i>
EG 15 <i>Textularia truncata</i>	
EG 16 <i>Ammonia beccarii</i>	
EG 17 <i>Elphidium excavatum</i> gr.	<i>E. excavatum</i> forma <i>clavatum</i> , forma <i>selseyensis</i> , forma <i>excavata</i> , forma <i>lidoensis</i>

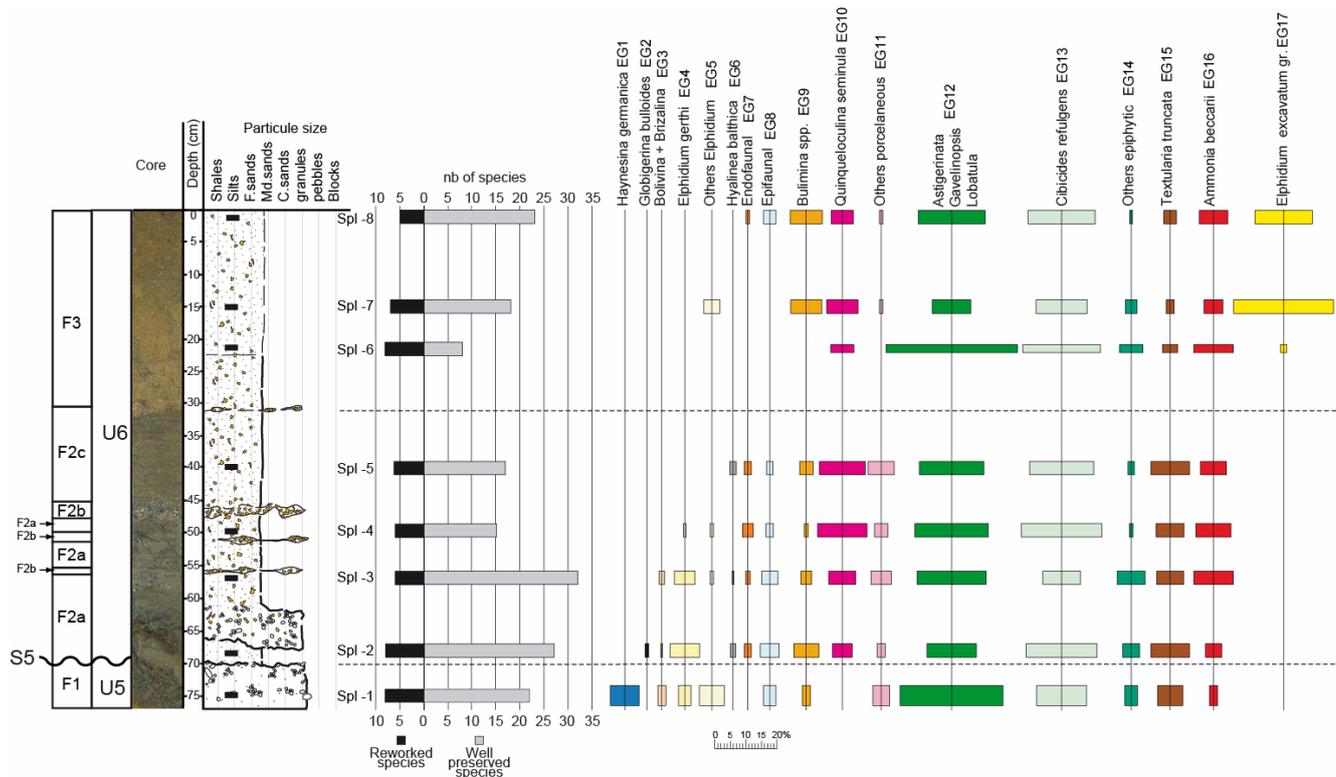


Figure 36: Foraminiferal analysis in term of proportion and representation of the Position of samples used for foraminiferal content analysis of core VK16.

Sedimentary facies F2: This facies often overlies F1, above the erosive surface S5 described on seismic profiles (Figure 35). Its thickness ranges from 10 to 40 cm and constitutes the base of the seismic unit U6. This greyish to greenish coloured facies is made of three sub facies not represented in every core except in VK16. From base to top:

- sub facies F2a is dominated by fine to medium poorly sorted sands (from silts to coarse grains). The abundant bioclastic content ($\approx 20\%$ of the elements) is of very small size (< 1 mm) and has a milky white colour. It is rich in muscovite fragments (< 0.5 mm).

- sub facies F2b consists in bioclastic accumulations 1 to 2 cm thick intercalated as lenses between F2a and F2c. It forms clast-supported accumulations (more than 50% of the elements) of strongly fragmented bioclasts (1 to 2 mm). Such layers are not systematically present in every core, just as the number of layers is also variable from core to core. Dating gives various ages (Table 6), implying an intense reworking of shells.

- sub facies F2c is grossly equivalent to F2a as it forms silty-sand dark deposits. However in detail, fine sands are dominant and grains appear to be well sorted. The bioclastic fraction is completely equivalent to that of F2a.

Foraminiferal content analysis was carried out on four samples: Spl-2, Spl-3, Spl-4 and Spl-5 (location on Figure 36). It is characterized by a relatively high specific diversity according to the occurrence of fifteen ecological groups out of seventeen. Only *Haynesina germanica* (EG1 -Table 4 and Table 5) and *Elphidium excavatum* gr. (EG17 – Table 4 and Table 5) are not encountered in this facies. It indicates relatively calm environments with convenient conditions for the development of a broad micro biodiversity. The assemblages indicate an open marine environment with slowed down currents and well-oxygenated waters, compared with the facies F1. Seagrass and all ecological niches are occupied by benthic foraminifers. The occurrence of *Hyalinea balthica* (EG6) could indicate an influx of cold waters. The water depth could be estimated between -10 to -20 m.

Radiocarbon dates indicate a time span comprised between 4250 and 2400 yrs Cal BP in the F2 facies (Table 6; Figure 35).

Sedimentary facies F3: The current sea floor is constituted by the top of this facies. This facies forms metre-scale thick sandy megadunes overlying an erosive contact at the top of facies F2 and can be easily distinguished by its russet-red colour (Figure 35). It is dominated by poorly sorted medium to coarse sands. Its thickness ranges from 10 to 50 cm on cores. Bioclastic content is abundant and reaches 20% of the total amount of elements. Whole shells

Table 6: Radiocarbon dates for the vibrocores sampled in the Bay of Etel (see Figure 2 for core locations and Figure 6 for location of dated samples from cores). N/A: Not Available

Labcode	Samplecode	Core depth (m)	Sample position in core (m)	Conventional Date (radiocarbon years BP)	$\delta^{13}\text{C}$ ‰	Calibrated age 2 sigma (Cal years BP)	Mean calibrated age (years BP)
14901	VK2 A	-30.3	-30.5	6275 ± 100	0.6	6208 - 6675	6442 ± 234
14902	VK6 A	-29.9	-30.2	2460 ± 60	0.8	1600 - 1974	1788 ± 188
14903	VK6 B	-29.9	-30.4	18105 +335/-325	1.3	19862 - 21543	20703 ± 841
14904	VK10A	-30.9	-31.3	15495 +475/-445	1.1	16564 - 18938	17752 ± 1188
14905	VK16 A	-30.9	-31.2	7255 ± 115	0.9	7254 - 7702	7479 ± 225
14906	VK16B	-30.9	-31.3	4450 +105/-100	0.8	3931 - 4571	4252 ± 321
14907	VK16 C	-30.9	-31.5	4470 ± 85	0.3	4003 - 4548	4276 ± 273
14908	VK20 A	-30.8	-31.3	6635 ± 110	0.8	6570 - 7149	6860 ± 290
14909	VK20B	-30.8	-31.5	7635±155	1	7542 - 8165	7854 ± 312
14910	VK22 A	-31	-31.2	8525 ± 100	0.8	8503 - 9092	8798 ± 295
14911	VK22B	-31	-31.8	14010 +170/-165	1	15258 - 16416	15838 ± 580
N/A	VK14	-30.6	-30.9	2217 ±150	N/A	1207 - 1880	1544 ± 337
Erl-12798	Er-1 VK20	-30.8	-31.6	3062 ±209	N/A	1986 - 3049	2518 ± 532
Erl-12799	Er-2 VK22	-31	-31.7	2931 ±101	N/A	2106 - 2688	2398 ± 292

of bivalves, disarticulated and sometimes coloured, are locally preserved but most of the bioclastic content is finely fragmented (< 1mm) (Figure 35).

In term of foraminiferal content, this facies is illustrated by three samples (Spl-6, Spl-7 and Spl-8). The base is characterized by a low foraminiferal content and by the higher rate of reworked tests (Spl-6). The assemblage is largely dominated by epiphytic and epifaunal species, which are easier to reworked. The two sommital samples (Spl-7 and Spl-8) are characterized by a relatively high specific diversity, but with a low ecological variety. Epiphytic and epifaunal species are dominant and the first occurrence of *Elphidium excavatum* gr. (EG17) is observed in this facies (Figure 35).

Most of the radiocarbon dates of this facies present older ages than in F2 (Table 6; Figure 35) which is the probable indication of an intense reworking of bioclasts. The most recent age is 1800 yrs Cal BP.

Sedimentary facies F4: This facies forms a patchy layer at the scale of the studied zone. It caps a few cores but is rarely preserved. It represents 40 cm in the core VK14 (Figure 35). It is made up of very fine sediments from mud to very fine sands. The only available date indicate an age of 1550 yrs Cal BP (Table.6; Figure 35)

5. Discussion

5.1. Sedimentary processes and stratigraphic significance of seismic units and their boundary surfaces

Seismic unit and boundary surfaces of the study zone can be divided in two groups:

- The basement: it is made up of U1, S1 and U2 which are deformed and tilted
- The sedimentary filling: it is constituted by the stacking of soft sediments seismic units and their boundary surfaces (between S2 and the present day sea floor) within and above of the channelized morphology of S2. It constitutes the core of this article.

Surface S2:

At the scale of the bay of Etel, the dendritic organization of S2 channels (Figure 32; Figure 37a) suggests a fluvial origin acquired during the exposure of the shelf consequently to a sea level lowstand. The palaeo hydrographic network presents a steep slope and high values of W/D ratio (Table 2; Table 3) within straight to sinuous channels (Figure 32). In modern fluvial classification, these geomorphological characteristics correspond to straight river systems involving bed-load transportation processes, potentially associated to braided deposits if the sediment load is sufficient (Schumm, 1985; Rosgen, 1994). Braided deposits are very sparse within Southern Brittany Rivers systems and are not recognised in the Etel System (Menier, 2004; Menier et al., 2006). It is often the case in the proximal part of fluvial systems which would have been erosional, or have acted as a bypass zone (Zaitlin et al., 1994) instead of being a sedimentary accumulation zone. Additionally, the small drainage area of this river (600 Km²) does not allow the mobilization and then the preservation of a large amount of sediments. This is particularly clear when compared to the Vilaine River system a few kilometres south-eastward of our study area, which the drainage area represents more than 10000 Km², and where lowstand deposits are widely recognized (Proust et al., 2001; Brault et al., 2004).

Unit 3:

The first sedimentary sequence (seismic unit U3) observed in the palaeo Etel channel (S2) fills the whole width of the channel and is not observed outside of it (Figure 37a, b). It presents horizontal highly reflective stratifications more common in fine grains deposits (mud and fine sand) than in coarser ones (coarse sand to pebble). Fine sediments aggradation is

generally associated to low-energy environments which would not fit with fluvial deposition in a straight and steep fluvial channel. The channel appears to be passively filled but encompasses minor currents action marked by the presence of the internal aggrading channel within U3 (Figure 34; Figure 37a, b). We then assume a transgressive origin for this unit and relate its deposition to the transgressive drowning of the fluvial channel S2. Such a depositional pattern is commonly encountered in tidal flats architectures: flood tides fill the estuary and allow the sedimentation of fine particle while ebb tides drain out the estuary creating a central drainage channel (Dalrymple and Choi, 2007). According to eustatic charts available on the Brittany coasts (Lambeck, 1987), the mean bathymetry of S2 surface (-37 m) is reached by mean sea level around 9 Kyrs BP (Fig III.9c). This date marks the beginning of the sedimentary filling preserved in the paleo Etel River as no lowstand deposits has been recognized.

Surface S3:

The top of U3 is bounded by the erosional and channelized surface S3. The morphology of S3 can be firstly interpreted as a second fluvial incision superimposed on the former S2 fluvial channel directions (Figure 32; Figure 37a b; Table 3). However, its complete confinement within S2 channels associated to its peculiar morphology presenting pools developed within a straight channel is not in agreement with this interpretation. This erosional surface can correspond to the Tidal Ravinement Surface described by Allen and Posamentier (1993) as the interface between the estuarine tidal flats and the transgressive sandy tidal inlet. This scoured base results from tidal erosion in the narrow tidal inlet at the estuary mouth. Zaitlin et al. (1994) indicate that the Tidal Ravinement Surface (TRS) could effectively be mistaken with a fluvial incised surface (sequence boundary SB) due to its channelized morphology. According to these authors, the differences between the SB and the TRS are that (i) the second is confined within the first and that (ii) the TRS is highly local and cannot be correlated regionally.

Unit 4:

Compared to U3, the seismic signature of this unit appears to be less reflective which can mark a grain sizes coarsening (i.e. coarse sands). What is more, the presence of south-eastward migrating clinofolds indicates a change in the depositional pattern passing from low-energy conditions and passive filling of the channel in U3, to subaquatic dynamic transportation of coarser particles. Nevertheless, this unit is still confined within a channelized

morphology and fills the available space that remains in the original valley (S2) after the deposition of U3 and its subsequent tidal erosion by S3. These migrating sand bodies are interpreted as intra estuarine sand bars (Dalrymple et al., 1992; Dalrymple and Choi, 2007) and mark a retrogradation of the sedimentary environments passing from intertidal position with U3 to subtidal environments in U4.

Surface S4:

This surface constitutes the interface between U4 and U5 forming a poorly discernible channel. The widening of this latter towards the south of the study area (Figure 32) indicates a seaward flow of water. This surface does not present a widespread extension, reusing only parts of the former flow directions (Figure 37b). It therefore better matches with a short interruption or shifts in the deposition (diastem) more than with an unconformity surface in the sense of Nummedal and Swift (1987) involving a substantial break in the geological record. On the Virginia Shelf, Foyle and Oertel (1997) interprets this kind of local scours as estuarine ebb-flood channel-base diastems (EFCBD) developed within the estuarine mouth sand complex and recording minor tidal scouring compared to TRS.

Unit 5:

On seismic profile, U4 and U5 appear to be quite similar in term of seismic signature: both of them form sand bodies migrating eastward. However, U5 is the first unit that is not fully confined within the long-standing trough topography initiated with the onset of S2.

However, this latter still controls the location of S4 smooth channelized surface. U5 overflows the edges of the fluvial channel and lies as a thin sedimentary drape outside of it (Figure 37a and b). The end of the channel confined deposition is assumed to coincide with the complete drowning of the area (Figure 37c). From a palaeo-environmental point of view, cores confirm the seismic based interpretation of coarse grain size deposits for U5. Deposition occurred in shallow water (between -5 and -10 m) but is still influenced by the inputs of fresh water marking the proximity of the land.

What is more, shells dated in U5 between 20700 and 15800 yrs Cal BP present high values of $\Delta^{13}\text{C}$ indicating a marine origin for these carbonated shells (Gupta and Polach, 1985) (Table 6; Figure 35). Sea level is too low at this period (20700 to 15800 yrs Cal BP) in the Bay of Etel to explain the presence of these marine shells (Lambeck, 1987) (Figure 37c).

Ergo, dating results suggest that U5 incorporate alloctonous offshore elements imported in the Bay of Etel during the post glacial transgression indicating an intermediate

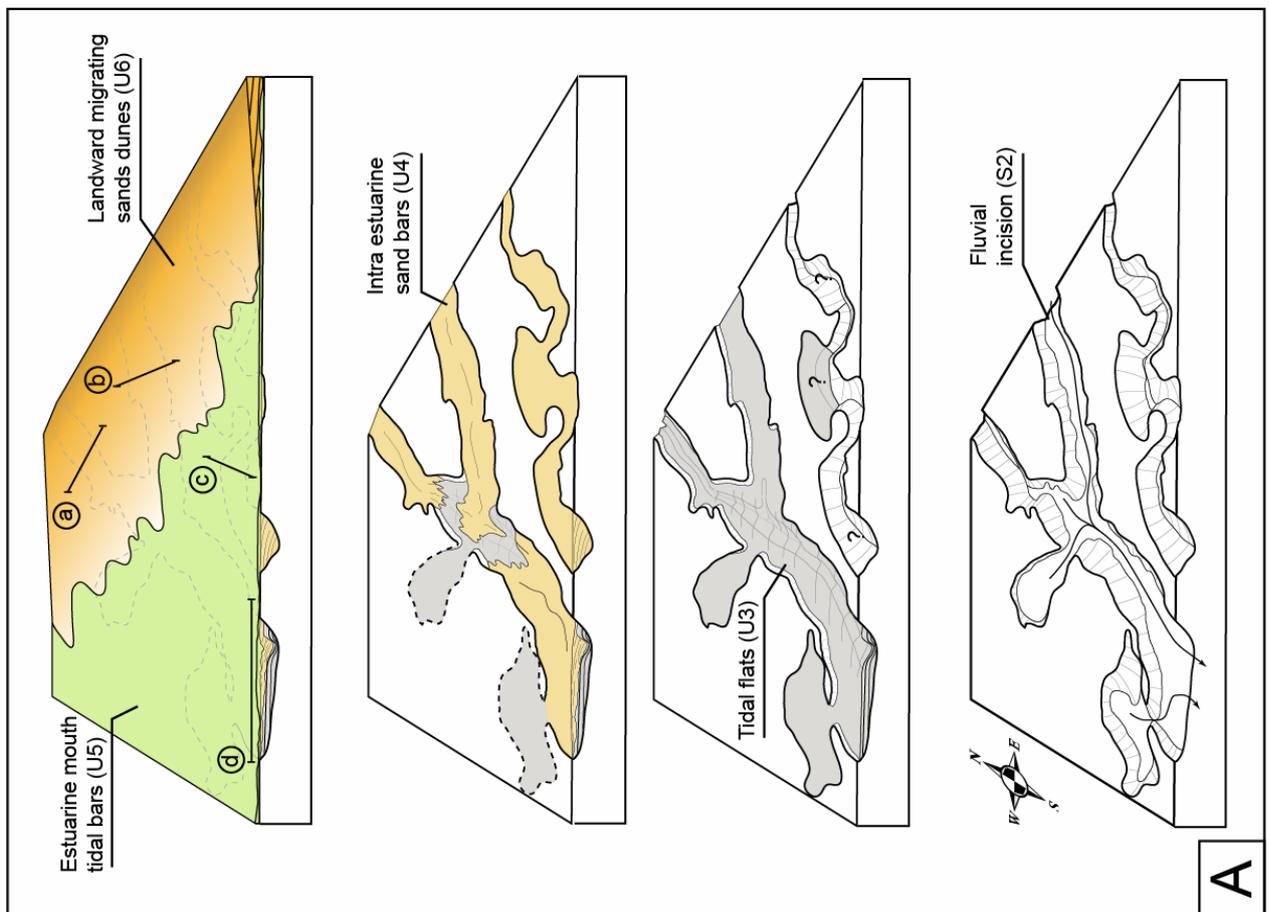
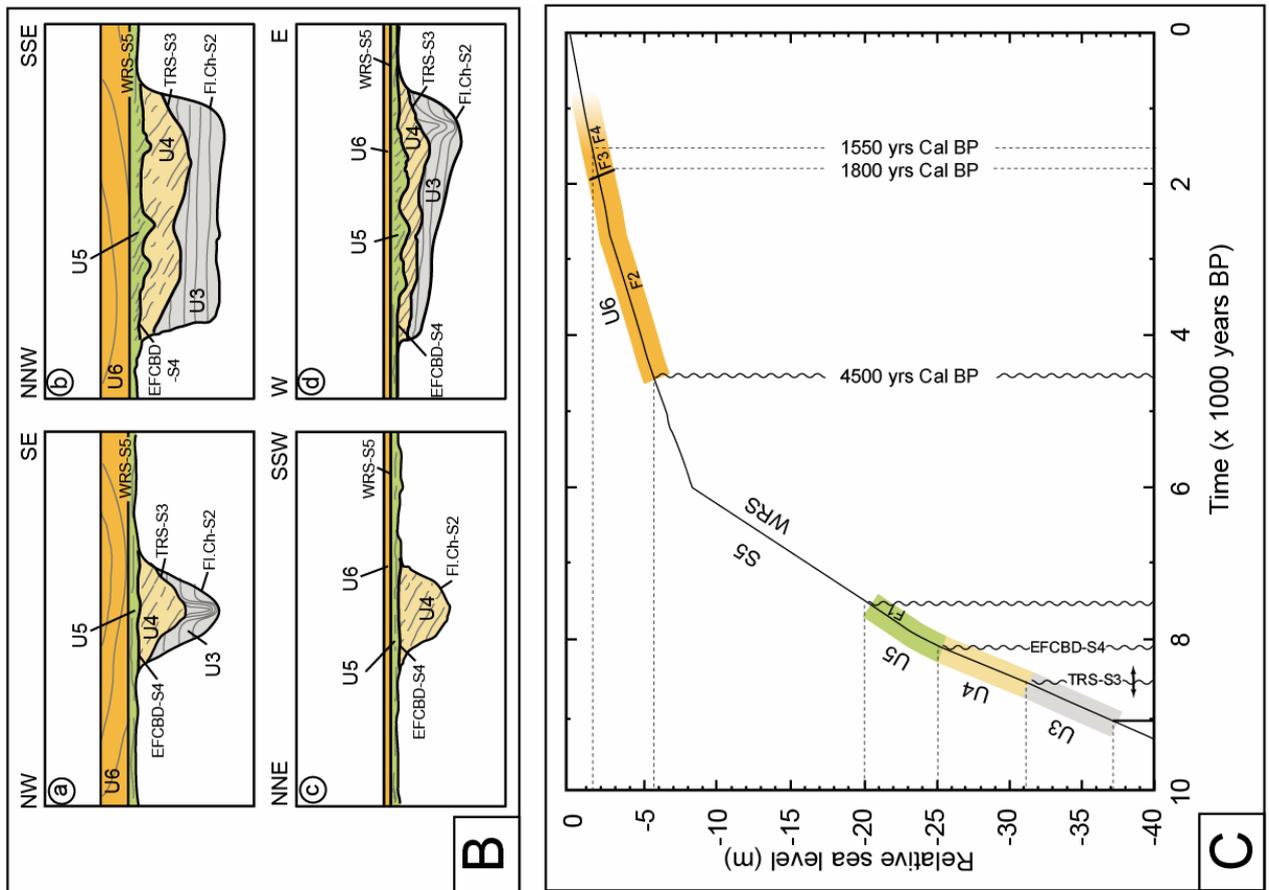
position between estuarine and marine conditions. The estimation of the bathymetry based on palaeontological considerations would suggest a deposition around 7500 yrs BP (Figure 37c). This environment could be interpreted as estuarine mouth tidal bars or ebb tidal delta deposits (Dalrymple and Choi, 2007) at the estuary mouth.

Surface S5:

Contrarily to S3 and S4, the topography of S5 is characterized by the absence of channel geometries (Figure 32; Figure 37b). It erodes the top of the channel filling and laterally the alluvial plain. It then suggests a genetic disconnection with the morphology of S2 reflecting a change in dominant sedimentary process which produced none localized erosion but flat regional ravinement. Such a flat regional erosional surface is interpreted as the result of the shoreface and wave ravinement action zone retreat during sea level rise defining the wave ravinement surface (Allen and Posamentier, 1993; Zaitlin et al., 1994) and marks the passage to purely marine environments.

Unit 6:

The U6 deposits records the landward migration of sand banks marked by significant tangential oblique stratifications well identified on seismic sections (Figure 31 and Figure 34; Table 1). On cores, the base of U6 is made of a thin fine grain horizon (F2) hidden by the high amplitude reflectors of S5 on seismic section. This horizon dated between 4250 to 2400 yrs Cal BP consists in low-energy environments with bathymetry ranging from -10 to -20 m (Figure 37c). These environments are interpreted as pro deltaic marine mud environments (F2a and F2c - Figure 36) punctually recording storms deposits in F2b sedimentary facies. Sedimentary processes drastically change upward with the deposition of the F3 sedimentary facies presenting highly reworked coarse shoreface sands. This change in depositional conditions is also marked by a decrease of the foraminiferal diversity and by the incorporation of numerous allochthonous shell fragments. These poorly sorted sands are dated between the end of F2 (2400 yrs Cal BP) and 1800 yrs Cal BP which is the youngest age obtained from dated samples in F3 (Figure 37c). Locally a fourth facies caps the U6 sequence and consists of mud to fine sands patchy deposits dated at 1550 yrs Cal BP. Unit 6 bound upward the sedimentary filling of the bay of Etel and constitutes the present sea floor punctually reworked by current hydrodynamic conditions.



(Légende page suivante)

Figure 37: Synthesis figure. a) Block diagrams presenting the stage of deposition on the study area. b) Schematic cross sections (location on Fig III.9a) showing the internal organization of the sedimentary filling in each sector of the drainage network. Fl.Ch: Fluvial Channel, TRS: Tidal Ravinement Surface, EFCBD: Ebb-Flood Channel Base Diastem, WRS: Wave Ravinement Surface. c) Position of seismic units and boundary surfaces on the relative sea-level curve proposed by Lambeck (1997) for Brittany coasts.

5.2. Hypothesis about the onset of the basal channel surface S2

In southern Brittany, the onset of the basal incision is poorly known due to a lack of dates in the sedimentary filling of the palaeo valleys. Superficial samples of Late Oligocene sands in the Bay of Concarneau suggest that Odet quaternary fluvial system is superimposed on a former Oligocene incision (Delanoë et al., 1976). Nevertheless, the uncertain positioning of these samples makes this chronostratigraphical pattern quite hypothetical and no evidences of these deposits can be outlined in the Palaeo Etel system.

The recent identification of Miocene sinuous fluvial incisions on the outer shelf (Paquet et al., 2010) rises the question about their connection with the Mio-Pliocene river systems identified by Guillocheau et al. (1998) on the Armorican Massif ashore. However, this patchy river networks appears to be disconnected to the present-day drainage network in the emerged Armorican massif (Bonnet, 1998; Brault et al., 2004) and then a priori offshore. The Palaeo Etel river system appears to be the drowned extension of the present Etel river (Pinot, 1974; Vanney, 1977; Menier et al., 2006) invalidating a Miocene attribution. On the Armorican massif, the setting up of the present day organization of the drainage system is assumed to be no older than 1 Myrs (Bonnet, 1998). Then the incision of the Palaeo Etel River is most probably related to this recent history. The geomorphological analysis of the palaeo Etel River indicates high W/D ratio associated with straight channels convenient with braided river regime. This kind of fluvial regime is generally associated to high water discharge commonly encountered in peri-glacial environments (Miall, 1996). In that extent, this fluvial stream type is highly related to climate forcing. During Quaternary, Brittany encountered several times peri-glacial conditions due to its position at mid latitudes and on the southern boundary of the Fenno-Scandian ice-sheets. The attribution of the river incision based on fluvial channel geometry analysis to one peculiar climatic event remains speculative. It is generally associated with the Late Pleistocene lowering of the sea level on the French Atlantic coast as most of the sedimentary infill is dated to the Holocene (Allen and Posamentier, 1993; Lericolais et al., 2001). However in this case, one can wonder where were incised fluvial systems related to previous glacial cycles during Pleistocene.

Monnier et al. (1981) attribute the upper terrace of the Vilaine River to an ante-Elsterian glacial period (Cromerian complex *sensu lato*) thanks to lithic industry artefacts analysis. Another date has been obtained by Electron Spin Resonance (EPR) dating method in the palaeo Vilaine (Van Vliet Lanoë et al., 1997; Brault et al., 2004). Braided river deposits of the base of this fluvial system are dated at 600 Kyr which is consistent with the Cromerian attribution of the upstream dated terrace (Monnier et al., 1981). Gibbard and Lewin (2009) report that the climate alteration which characterizes the “mid Pleistocene transition”, played a key role in the onset of incision and enlargement of European major rivers. This major climatic transition is notably marked by a lengthening of glacial cycles due to a change of dominant cyclicity passing from 41 Kyr to 100 Kyr. It results in an increase of climatic contrasts between glacial periods which intensify, and interglacial period since the MIS 16 (725 to 650 Kyr) at mid latitudes (Head and Gibbard, 2005). This climatic alteration is associated to an increase of the amplitude of sea level fluctuations, falling below the bathymetric curve -120 m (Head and Gibbard, 2005). What is more, river incisions would have been favoured by bedrock erodability increase: the bedrock has been strongly weakened by more intense peri-glacial conditions during glacial periods and fluctuations of river flow due to long-standing alteration of rain regimes (Gibbard and Lewin, 2009).

Considering (i) the age reported in the Vilaine river studies which are contemporaneous to the mid Pleistocene transition and (ii) the climatic control on the Palaeo Etel river stream type shown by geomorphological analysis which is consistent with landward palaeo drainage system of southern Brittany (Bonnet, 1998), a mid Pleistocene origin for Southern Brittany incisions appears to be possible.

6. Conclusion

Beyond the local interest, this article proposes a time constrained high resolution 3D reconstitution of the organization of a tidal dominated filling emplaced within an incised valley. The sedimentary filling of the Palaeo Etel River consists in the drowning of a sedimentary starved fluvial channel during the Holocene transgression. The sedimentary record shows two phase of filling: (i) the first phase consists in the retrogradation of tidal facies within this channel passing from tidal flat deposits (U3) to estuarine sand bars (U4) both separated by the onset of the Tidal Ravinement Surface (S3). This stage is assumed to start at ca. 9000 yrs BP and finished at ca. 7500 yrs BP considering the mean sea level position on available eustatic curves (Lambeck, 1987). The second phase is coeval with the

total filling of the available space in the channel topography: since this moment (estimated around 7500 yrs BP), the sedimentation is not channelized anymore and the sedimentation is dominated by open marine influences. In a first time, the area is still subdued to tidal processes (S4). Overlying sedimentary deposits are interpreted as brackish highly reworked sand bars belonging to the estuary mouth zone (U5-F1). The onset of the Wave Ravinement Surface (S5) marks the onset of open marine conditions after 4300 yrs Cal BP. Marine sedimentation began with a thin layer of marine sandy muds recording storms events between 4300 and 2500 ans Cal BP (U6-F2) passing upward to landward migrating shoreface sand dunes, installed between 1800 and 1550 ans Cal BP (U6-F3 and F4).

The age of the basal fluvial incision remains speculative in the Palaeo Etel River system. The geomorphological analysis of the channel incision corresponds to a high energy bedload stream associated to high W/D ratios related to great variations in water discharge. In Southern Brittany, such a type of river type is dated in the Vilaine River and dated to 600 Ka. We propose to link this incision phase to the Mid Pleistocene transition which is already known to have initiated the incision and enlargement of Western European major rivers by changing in European climatic dynamic.

Bibliography

Allen, L., Posamentier, H., 1993. Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill; the Gironde Estuary, France. *Journal of Sedimentary Research* 63, no. 3, 378-391.

Andreiff, P., Boillot, G., Gennesseaux, M., 1968. Préréconnaissance géologique du Sud du Massif Armoricaïn: affleurements de dépôts aquitaniens. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series D - sciences naturelles* 266, 1220-1222.

Ashley, G.M., Sheridan, R.E., 1994. Depositional model for valley fills on a passive continental margin, in: Dalrymple, R.W. (Eds.), *Incised-valley Systems: Origins and Sedimentary Sequences*. SEPM Special Publication, 51, 285-285.

Bernhard, J.M., 1986. Characteristic assemblages and morphologies of benthic foraminifera from anoxic, organic-rich deposits; Jurassic through Holocene. *Journal of Foraminiferal Research* 16, no. 3, 207-215.

Bonnet, S., 1998. Tectonique et dynamique du relief: le socle Armoricaïn au Pléistocène. PhD Thesis, Université de Rennes I - Géosciences Rennes, 352 pp.

Borne, V., Chevalier, M., 1986. Tectonique récente, effondrement et remplissages sédimentaires cenozoïques en domaine armoricaïn. Livret Guide Colloque du Comité Français de Stratigraphie, Nantes. 99 pp.

Bouysse, P., Horn, R., 1968. Nouvelles données sur la structure du plateau continental sud-armoricaïn (France). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series D - sciences naturelles 267, 690-693.

Brault, N., Bourquin, S., Guillocheau, F., Dabard, M., Bonnet, S., Courville, P., Esteoule-Choux, J., et Stepanoff, F., 2004. Mio-Pliocene to Pleistocene paleotopographic evolution of Brittany (France) from a sequence stratigraphic analysis: relative influence of tectonics and climate. *Sedimentary Geology* 163, no. 3-4, 175-210.

Broecker, W.S., Olson, E.A., 1961. Lamont radiocarbon measurements VIII. *Radiocarbon* 3, 176-204.

Caumon, G., Collon-Drouaillet, P., Le Carlier de Veslud, C., Viseur, S., Sausse, J., 2009. Surface-Based 3D Modeling of Geological Structures. *Mathematical Geosciences* 41, no. 8, 927-945.

Chassé, C., Glémarec, M., 1976. Atlas des fonds meubles du plateau continental du golfe de Gascogne: Cartes sédimentaires. ICA Brest 10.

Chaumillon, E., Proust, J., Menier, D., Weber, N., 2008. Incised-valley morphologies and sedimentary-fills within the inner shelf of the Bay of Biscay (France): A synthesis. *Journal of Marine Systems* 72, no. 1-4, 383-396.

Chaumillon, E., Weber, N., 2006. Spatial variability of modern incised valleys on the french atlantic coast: comparison between the Charente and the Lay-Sèvre incised valleys, in: Dalrymple, R., Leckie, D., and Tillman, R. (Eds.), *Incised Valleys in Time and Space*. SEPM Special Publication, 85, 57-85.

Dalrymple, R.W., Choi, K., 2007. Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews* 81, no. 3-4, 135-174.

Delanoë, Y., Lehébel, L., Margerel, J., Pinot, J., 1975. La baie de Concarneau est un bassin tectonique dans lequel d'épais dépôts du Lutétien supérieur ont été conservés.. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series D - sciences naturelles* 281, 1947-1950.

Delanoë, Y., Margerel, J., Pinot, J., 1976. En baie de Concarneau, l'Oligocène marin est discordant sur un Eocène ondulé, faillé et érodé, l'Aquitaniien a voilé l'ensemble après une nouvelle pénéplanation. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series D - sciences naturelles* 282, 29-32.

Duleba, W., Debenay, J.P., Eichler, B.B., de Mahiques, M.M., 1999. Holocene environmental and water circulation changes: foraminifer morphogroups evidence in Flamengo Bay (SP, Brazil). *Journal of Coastal Research* 15, no. 2, 554-571.

Fatela, F., 1995. Contribution des Foraminifères benthiques profonds à la reconstitution des paléoenvironnements du Quaternaire récent de la Marge Ouest Ibérique (Marge Nord Portugaise et Banc de Galice). PhD Thesis, Université de Bordeaux I, 281 pp.

Fatela, F., Taborda, R., 2002. Confidence limits of species proportions in microfossil assemblages. *Marine Micropaleontology* 45, no. 2, 169-174.

Féniès, H., Lericolais, G., 2005. Internal architecture of an incised valley-fill on a wave- and tide- dominated coast (the Leyre incised valley, Bay of Biscay, France). *Comptes Rendus Geosciences* 337, no. 14, 1257-1266.

Foyle, A.M., Oertel, G.F., 1997. Transgressive systems tract development and incised-valley fills within a Quaternary estuary-shelf system: Virginia inner shelf, USA. *Marine Geology* 137, no. 3-4, 227-249.

Gibbard, P., Lewin, J., 2009. River incision and terrace formation in the Late Cenozoic of Europe. *Tectonophysics* 474, no. 1-2, 41-55.

Goubert, E., Néraudeau, D., Rouchy, J.M., Lacour, D., 2001. Foraminiferal record of environmental changes: Messinian of the Los Yesos area (Sorbas Basin, SE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 175, no. 1-4, 61-78.

Goubert, E., 1997. Les *Elphidium excavatum* (TERQUEM), foraminifères benthiques, vivant en Baie de Vilaine (Bretagne, France) d'octobre 1992 à septembre 1996 : morphologie, dynamique de population et relations avec l'environnement. Réflexions sur l'approche méthodologique, la lignée évolutive et l'utilisation en paléoécologie. PhD Thesis, Université de Nantes. 186 pp.

Gros, Y., Limasset, O., 1984. La Bretagne méridionale au Cénozoïque -Essai de reconstitution à partir de la bibliographie. Document du BRGM, 80 pp.

Guilcher, A., 1948. Le relief de la Bretagne méridionale de la baie de Douarnenez à la Vilaine. H. PhD Thesis, Paris, La Roche-sur-Yon, 682 pp.

Guillocheau, F., Bonnet, S., Bourquin, S., Dabard, M., Outin, J., and Thomas, E., 1998. Mise en évidence d'un réseau de paléovallées ennoyées (paléorias) dans le Massif Armoricaïn: une nouvelle interprétation des sables pliocènes armoricains. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 327, no. 4, 237-243.

Guillocheau, F., Brault, N., Thomas, E., Barbarand, J., Bonnet, S., Bourquin, S., Estéoule-Choux, J., Guennoc, P., Menier, D., Néraudeau, D., Proust, J., and Wyns, R., 2003. Histoire géologique du Massif Armoricaïn depuis 140 MA (Crétacé à l'actuel)- Geological history of the armorican massif since 140 Myr (Cretaceous-present day). *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris* 40, no. 1, 13-28.

Gupta, S.K., and Polach, H.A., 1985. Radiocarbon dating practices at ANU: Handbook. Radiocarbon Laboratory, Research School of Pacific Studies, Australian National University, Canberra,

Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., De Graciansky, P.C., et Vail, P.R., 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins, in: Graciansky P.C. de. Hardenbol J., Jacquin T. and Vail P.R. (Eds.), *Mesozoic and cenozoic*

sequence stratigraphy of European basins. SEPM Special Publication, 60, 3-13.

Head, M.J., Gibbard, P.L., 2005. Early-Middle Pleistocene transitions: an overview and recommendation for the defining boundary, in: Head, M.J., Gibbard, P.L., London, G.S.O. (Eds.), Early-Middle Pleistocene transitions: the land-ocean evidence. Geological Society of London Special Publications 247, 1-18

Hughen, K.A., Baillie, M.G.L., Bard, E., Beck, J.W., Bertrand, C.J.H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G.S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Bronk Ramsey, C., Reimer, P.J., Reimer, R., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., 2004. Marine04 Marine Radiocarbon age calibration, 0-26 Cal Kyr BP. Radiocarbon 46, no. 3, 1059-1086.

Lambeck, K., 1997. Sea-level change along the French Atlantic and Channel coasts since the time of the Last Glacial Maximum. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 129, no. 1-2, 1-22.

Lericolais, G., Berné, S., Féliès, H., 2001. Seaward pinching out and internal stratigraphy of the Gironde incised valley on the shelf (Bay of Biscay). Marine Geology 175, no. 1-4, 183-197.

Menier, D., 2004. Morphologie et remplissage des vallées fossiles sud-armoricaines : apport de la stratigraphie sismique. PhD Thesis, Université de Rennes I - Géosciences Rennes, 202 pp.

Menier, D., Reynaud, J., Guillocheau, F., Guennoc, P., Bonnet, S., Tessier, B., Goubert, E., 2006. Basement control on shaping and infilling of valleys incised at the southern coast of Brittany, France, in: Dalrymple, R., Leckie, D., and Tillman, R. (Eds.), Incised Valleys in Time and Space. SEPM Special Publication, 85, 37-55.

Menier, D., Tessier, B., Proust, J., Baltzer, A., Sorrel, P., Traini, C., 2010. The Holocene transgression as recorded by incised-valley infilling in a rocky coast context with low sediment supply (southern Brittany, western France). Bulletin de la Societe Geologique de

France 181, no. 2, 115-128.

Miall, A.D., 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York.

Mitchum, R.M., Vail, P., Sangree, J.B., 1977. *Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphy Interpretation of seismic reflection Patterns in depositional sequences*. A.A.P.G, Memoir, no. 26, 117-133.

Monnier J-L., Jumel G., Jumel A., 1981. Le Paléolithique inférieur de la côte 42 à Saint-Malo-de-Phily (Ille-et-Vilaine). *Stratigraphie et industrie*. Bulletin de la Société préhistorique française 78, no.10-12, 317-328.

Montadert, L., 1979. Rifting and subsidence of the northern continental margin of the Bay of Biscay, in: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Washington, 1025-1060.

Murray, J.W., 2003. An illustrated guide to the benthic foraminifera of the Hebridean Shelf, west of Scotland, with notes on their mode of life. *Palaeontologia Electronica* 5, no. 1, 1-31.

Nordfjord, S., Goff, J.A., Austin, J., Sommerfield, C.K., 2005. Seismic geomorphology of buried channel systems on the New Jersey outer shelf: assessing past environmental conditions. *Marine Geology* 214, no. 4, 339-364.

Nummedal, D., Swift, D.J.P., 1987. Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities: some principles derived from Holocene and Cretaceous examples, in: Nummedal, D., Pilkey, O.H., Howard, J.D. (Eds.), *Sea-level Fluctuation and Coastal Evolution*. SEPM Special Publication, vol. 41, 241-260.

Olivet, J., 1996. La cinématique de la plaque Ibérique. *Bulletin des Centres de Recherches, Exploration-Production Elf- Aquitaine* 21, 131-195.

Paquet, F., Menier, D., Estournès, G., Bourillet, J., Leroy, P., Guillocheau, F., 2010. Buried fluvial incisions as a record of Middle-Late Miocene eustasy fall on the Armorican Shelf (Bay of Biscay, France). *Marine Geology* 268. no. 1-4, 137-151.

Perez-Belmonte, L., 2008. Caractérisation environnementale, morphosédimentaire et stratigraphique du Golfe du Morbihan pendant l'Holocène terminal : implications évolutives. Université de Bretagne Sud.

Pinot, J., 1974. Le précontinent Breton entre Penmarc'h, Belle-île et l'escarpement continental, étude géomorphologique. PhD Thesis, Lannion, imprimé, 256 pp.

Polach, H., Gower, J., Fraser, I., 1973. Synthesis of high-purity benzene for radiocarbon dating, in: Rafter, T.A., and Grant-Taylor, T., Proceedings of 8th International Conference on Radiocarbon Dating, Wellington, Royal Society of New Zealand, B36-B49.

Preux, R., 1978. Rapport de fin de sondage Penma-1, Loire Maritime permit, S.N.E.A.P. (Société National Elf Aquitaine Production). BEPH (Bureau Exploration-Production des Hydrocarbures) Open File Report 14-3435. 15 pp.

Proust, J., Menier, D., Guillocheau, F., Guennoc, P., Bonnet, S., Rouby, D., Le Corre, C., 2001. Les vallées fossiles de la baie de Vilaine: nature et évolution du prisme sédimentaire côtier du Pléistocène armoricain. Bulletin de la Société Géologique de France 172, no. 6, 737-749.

Redois, F., 1996. Les foraminifères benthiques actuels bioindicateurs du milieu marin exemples du plateau continental sénégalais et de l'estran du golfe du Morbihan (France). Université d'Angers.

Rosgen, D.L., 1994. A classification of natural rivers. Catena 22, no. 3, 169-199.

Schumm, S.A., 1985. Patterns of alluvial rivers. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 13, no. 1, 5-27.

Schumm, S.A., 1993. River Response to Baselevel Change: Implications for Sequence Stratigraphy. The Journal of Geology 101, no. 2, 279-294.

Schumm, S.A., Ethridge, F.G. (1994). Origin, evolution and morphology of fluvial valleys. *in: Dalrymple, R.W. (Ed.), Incised-valley Systems: Origins and Sedimentary Sequences. SEPM Special Publication, 51, 11-27.*

Severin, K.P., 1983. Test morphology of benthic foraminifera as a discriminator of biofacies. *Marine Micropaleontology 8, no. 1, 65-76.*

Shackleton, N., 1987. Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews 6, no. 3-4, 183-190.*

Sorrel, P., Tessier, B., Demory, F., Baltzer, A., Bouaouina, F., Proust, J., Menier, D., Traini, C., 2010. Sedimentary archives of the French Atlantic coast (inner Bay of Vilaine, south Brittany): Depositional history and late Holocene climatic and environmental signals. *Continental Shelf Research 30, 1250-1266*

Stuiver, M., Reimer, P.J., Reimer, R., 2005. CALIB 5.0.1. <http://calib.org>.

Thinon, I., Menier, D., Guennoc, P., Proust, J., 2008. Carte géologique de la France à 1/250 000 de la marge continentale (Feuille Lorient). Éditions BRGM-CNRS.

Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J., Gibbard, P., Eynaud, F., Giraudeau, J., Turon, J., Cremer, M., Cortijo, E., Martinez, P., Rossignol, L., 2009. A 1.2 Ma record of glaciation and fluvial discharge from the West European Atlantic margin. *Quaternary Science Reviews 28, no. 25-26, 2974-2981.*

Vail, P., Mitchum, R.M., Thomson, I., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 4: Global Cycles of Relative Changes of Sea Level. A.A.P.G, Memoir, no. 26, 83-97.

Van Vliet-Lanoë, B., Bonnet, S., Hallegouët, B., Laurent, M., 1997. Neotectonic and seismic activity in the Armorican and Cornubian Massifs: Regional stress field with glacio-isostatic influence. *Journal of Geodynamics 24, no. 1-4, 219-239.*

Vanney, J., 1977. Géomorphologie de la marge continentale sud armoricaine. PhD Thesis,

Université Paris-Sorbonne, 493 pp.

Zaitlin, B.A., Dalrymple, R.W., Boyd, R., 1994. The stratigraphic organization of incised valley systems associated with relative sea level change, *in: Dalrymple, R.W. (Ed.), Incised-valley Systems: Origins and Sedimentary Sequences. SEPM Special Publication*, 51, 45-60.

- Chapitre 4 -
La sédimentation plio-pléistocène du Golfe
Normand-Breton

Introduction

Situé sur la bordure nord Est du Massif Armoricaïn (Figure 38), le Cotentin est une des rares zones à avoir préservé des dépôts plio-quadernaires. La présence de sédiments équivalents est supposée dans les bassins immergés du Golfe Normand-Breton. Au-dessus de l'isobathe -30 m, le fond marin consiste souvent en l'affleurement de roches magmatiques protérozoïques et de métasédiments paléozoïques (Lefort, 1978) localement recouverts d'une couverture métrique à plurimétrique de sédiments meubles (sables, graviers galets) quadernaires (Hommeril, 1964 ; Quesnel, 1983 ; Walker, 2001). Ces sédiments quadernaires récents sont issus du remaniement in situ d'éléments :

- 1) dégagés et vannés par les forts marnages du Golfe,
- 2) provenant de la dernière transgression marine holocène
- 3) issus de la production de matériaux phycogènes (Walker, 2001).

Entre la baie de Saint-Brieuc et les îles Anglo-Normandes affleurent des calcaires d'âge Eocène moyen (Lutétien supérieur) atteignant localement quelques dizaines de mètres d'épaisseur (Bignot et al., 1968).

Cependant, entre Jersey et la côte occidentale du Cotentin, le bassin des Ecrehou repéré par sismique réflexion directement au sud de l'archipel du même nom (Giresse et al., 1972 ; Quesney, 1983), a préservé plusieurs dizaines de mètres de sédiments (Quesney, 1983 ; Baize, 1998) dont l'âge reste inconnu. Sa position dans l'axe de la zone d'accumulation sédimentaire plio-quadernaire du Centre Cotentin (Figure 3-Chapitre 1) a conduit Baize (1998) et Dugué (2007) à l'intégrer dans les reconstitutions paléogéographiques plio-pléistocènes du Cotentin. Sur la base d'arguments géométriques, le bassin immergé des Ecrehou est alors considéré comme une extension en mer des bassins terrestres préservant à terre la plus longue séquence sédimentaire plio-quadernaire du Massif Armoricaïn.

D'une manière générale, la connaissance du bassin des Ecrehou reste très limitée. A partir de nouvelles données sismiques et d'une analyse de la topographie des fonds marins et de la topographie terrestre, un modèle d'évolution du bassin des Ecrehou peut être proposé, permettant de discuter du lien entre ces bassins et ceux localisés à terre.

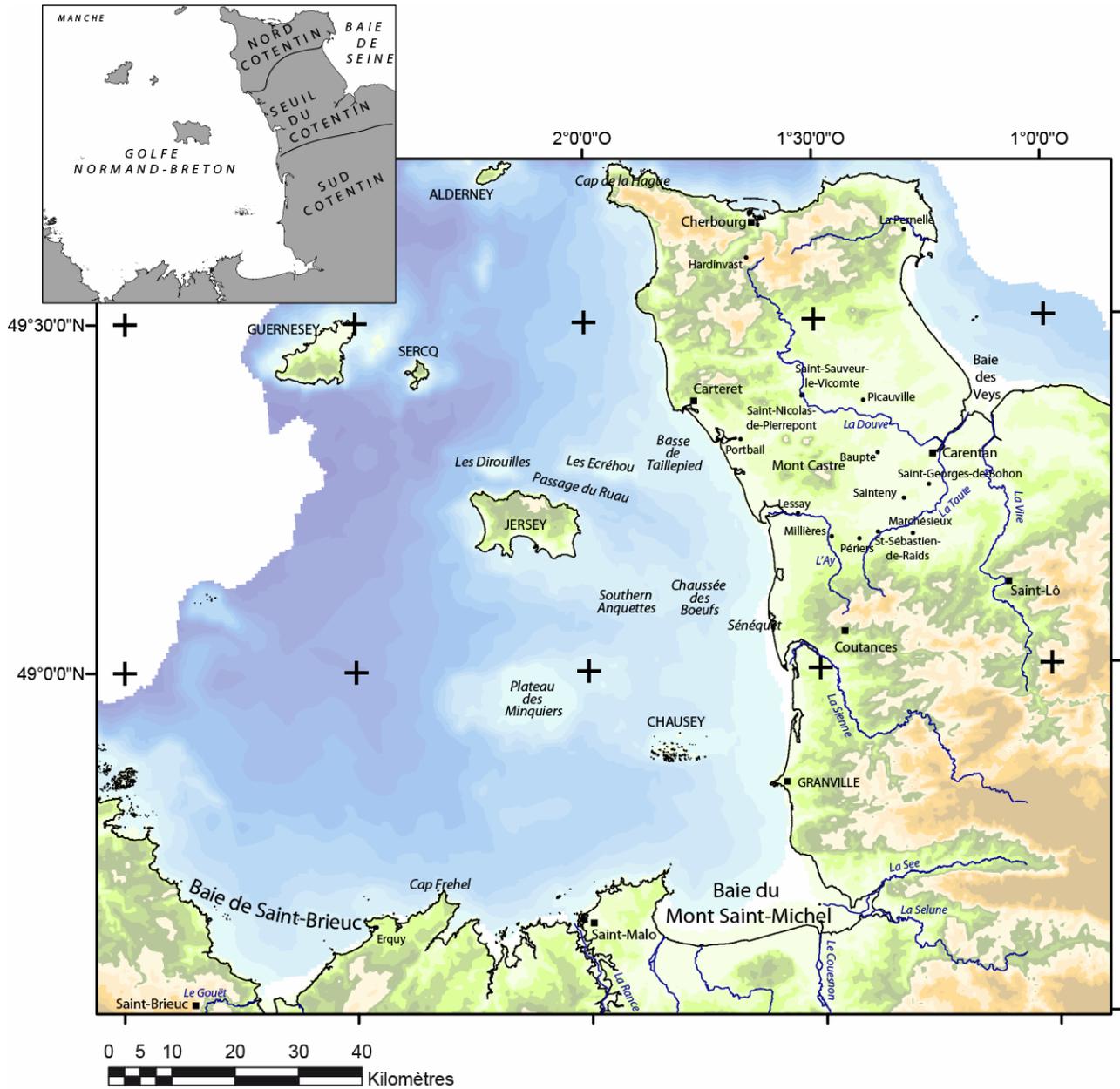


Figure 38 : Carte de localisation des localités citées dans la suite du texte

1. Etat des connaissances

Les données disponibles sur le bassin immergé des Ecrehou sont uniquement des données de sismique réflexion (BaseEcrehou95, GéoEcrou08) et quelques échantillons de surface (Dangeard, 1928 ; Hommeril, 1967). Afin de palier à ce manque d'informations, il est nécessaire de faire une présentation des bassins sédimentaires de la région afin d'observer une éventuelle concordance entre l'enregistrement des bassins à terre et les éléments architecturaux identifiables par sismique dans les bassins immergés.

Dans cette partie seront présentés succinctement, la série préservée à terre, en mer ainsi que le contexte structural de la zone. Cette synthèse se base principalement sur les travaux de Baize (1998) et la synthèse réalisée par Dugué (2007).

1.1. Stratigraphie des dépôts sédimentaires cénozoïques du Cotentin

L'enregistrement sédimentaire cénozoïque des bassins du Cotentin correspond à l'alternance de conditions de dépôt en mer peu profonde et d'épisodes silico-clastiques. Chaque épisode est séparé du suivant par des lacunes relatives à des émergences du Centre Cotentin et marquées par des surfaces d'érosion représentant des intervalles de temps importants comparativement à la durée d'enregistrement (Dugué et al., 2007 ; Figure 40).

1.1.1. Faluns éocènes (Lutétien à Bartonien)

Les sables marins éocènes sont peu affleurant à terre. Ils ont principalement été décrits dans la partie nord du Seuil du Cotentin, sur le plateau d'Orglandes-Picauville (Figure 39) et correspondent à la Formation des Calcaires de Fresville atteignant à cet endroit une vingtaine de mètres d'épaisseur (Figure 40). Des dépôts éocènes ont aussi été reconnus plus au sud par carottage (Le Calvez et Pareyn, 1976) (Figure 39) et tendent à diminuer en épaisseur (5 à 10 m). Ils correspondent à des marnes coquillières devenant plus sableuses verticalement. Ils sont interprétés comme des dépôts d'environnements côtiers organisés en grands corps sableux amalgamés sous influence tidale.

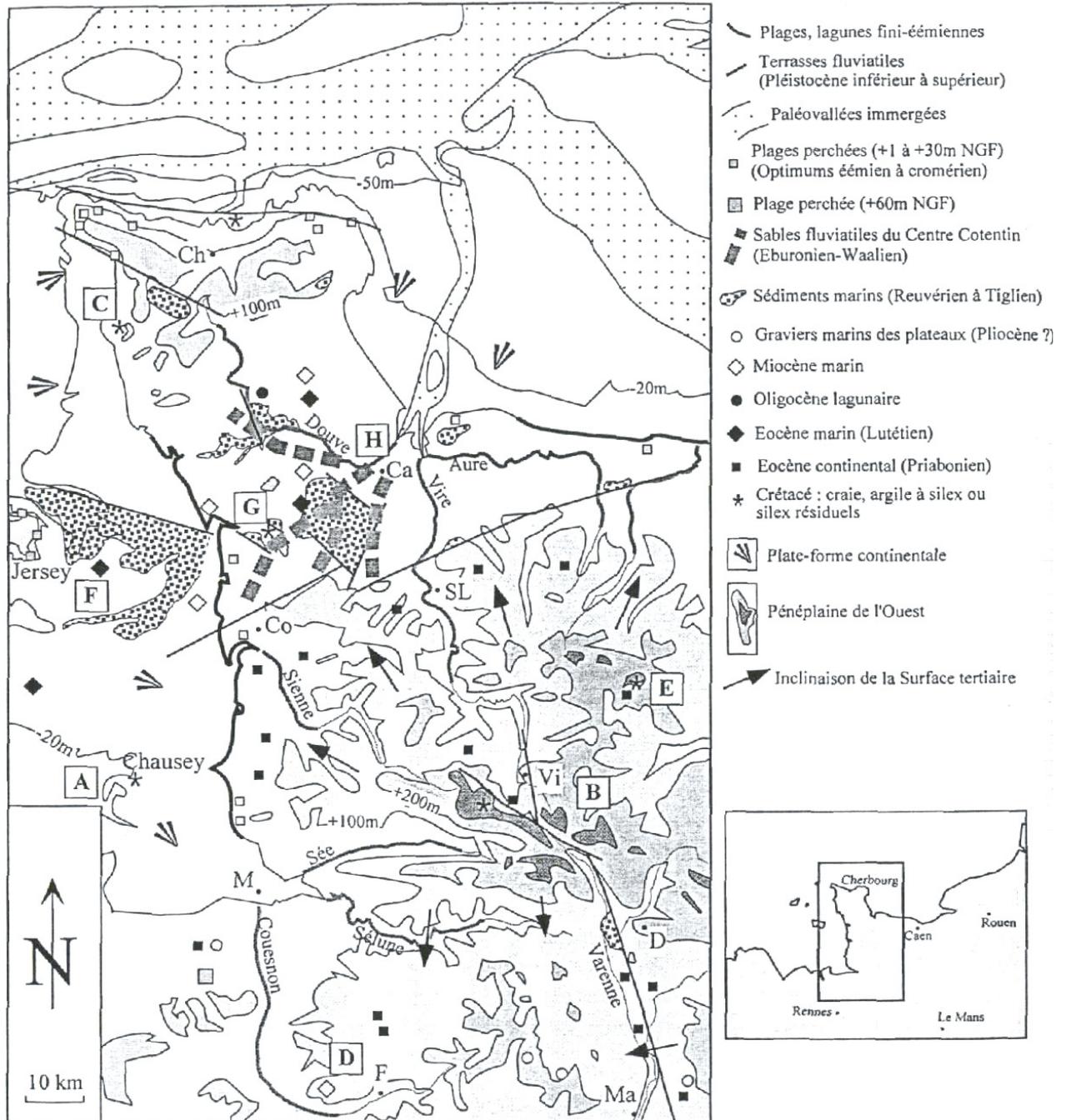


Figure 39: Carte de localisation simplifiée des sédiments cénozoïques de Normandie occidentale et de son littoral (dans Baize, 1998 d'après les travaux de J-P. Lautridou)

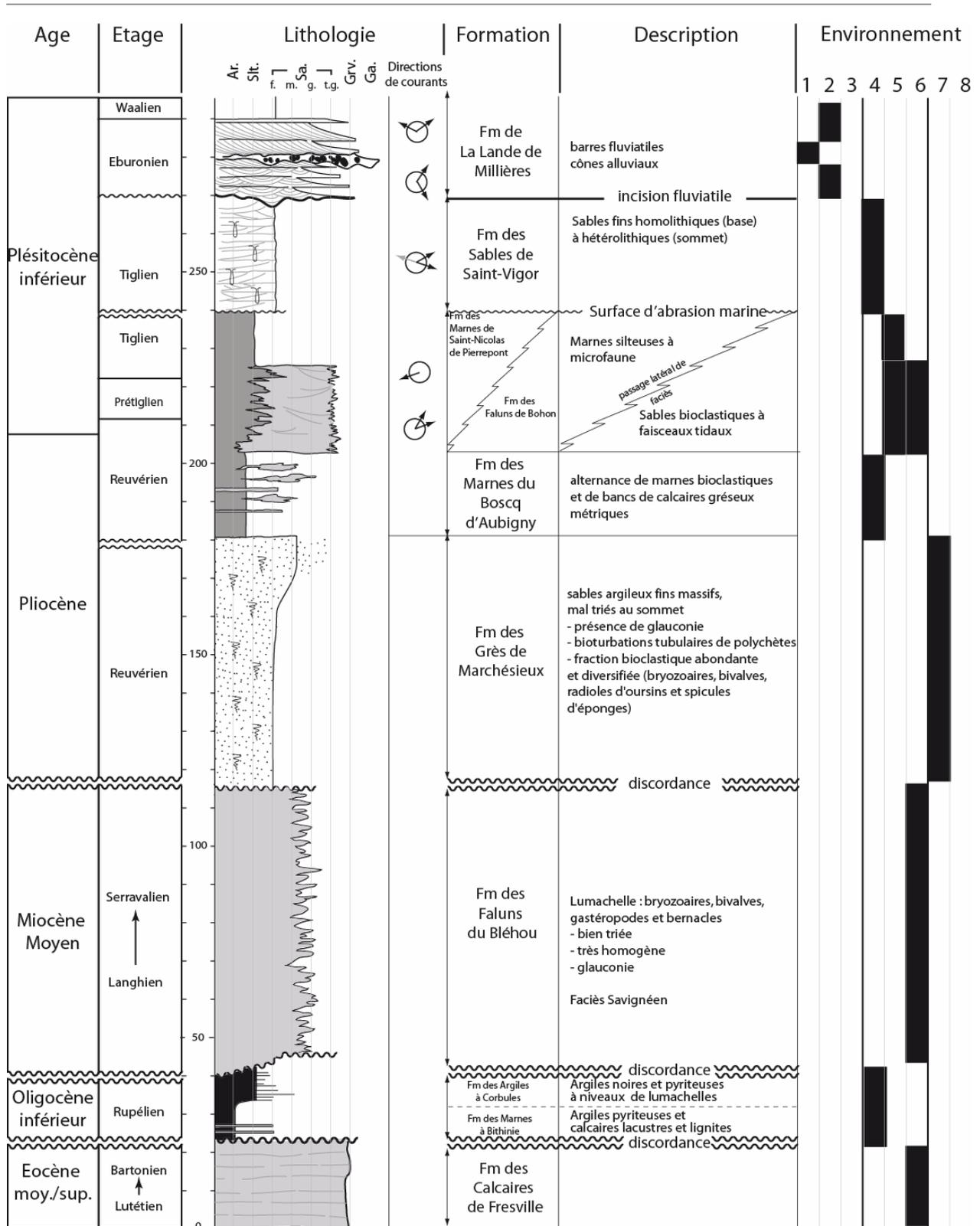


Figure 40: Colonne stratigraphique synthétique de la série cénozoïque préservée dans le Cotentin. Environnement : 1. cône alluvial ; 2. rivière en tresses ; 3. rivière anastomosée ; 4. estuaire ; 5. vasière subtidale ; 6. mégarides tidales ; 7. avant-côte ; offshore supérieur. (Modifié d'après Garcin et al., 1997 ; Baize, 1998 ; Dugué et al., 2000).

1.1.2. Transition Eocène Oligocène

A l'épisode carbonaté Eocène moyen/supérieur succède un épisode silico-clastique à la transition Eocène/Oligocène (Figure 40). Celui-ci n'est reconnu que par forage et présente une extension limitée à quelques zones du Nord Cotentin (Figure 39). Il s'agit d'argiles sombres pyriteuses au sein desquelles s'intercalent des calcaires blancs pulvérulents décimétriques ainsi que quelques niveaux de lignite (Marnes et Calcaires à Bithinies). Verticalement, les argiles noires et pyriteuses incorporent une fraction sableuse et bioclastique marine définissant les « Argiles à Corbules » (Dugué, 2007). L'ensemble ne dépasse pas les 20 m d'épaisseur et leur datation est incertaine (entre le Bartonien et le Rupélien). Ces dépôts témoignent d'environnements peu agités dominés par la décantation des argiles et des conditions anoxiques marquées par la présence de nodules pyriteux. Ils sont interprétés comme traduisant des environnements lacustres à palustres (Marnes et calcaire à Bithinies) progressivement ennoyés avec l'installation de conditions plus franchement marines bien que toujours peu agitées (Argiles à Corbules).

1.1.3. La Mer Helvétique dans le Cotentin

Le ré envahissement du Centre Cotentin au cours du Miocène moyen fait suite à une longue lacune entre l'Oligocène inférieur et le Miocène moyen marquant l'émersion du Cotentin durant cet intervalle de temps. Le dépôt d'une grande épaisseur de sables bioclastiques marque l'incursion dans le Cotentin d'une mer peu profonde et chaude (Figure 42). Ces sables, reconnus par sondages dans le bassin cénozoïque de Sainteny-Marchésieux (Figure 40) sur plus de 80 m d'épaisseur (Formation des Faluns du Bléhou) montre une grande homogénéité comprenant une fraction bioclastique variée (bryozoaires, fragments de bivalves et de gastéropodes, balanes) dans une matrice sableuse bien triée. Ces dépôts sont considérés comme Miocène moyen surtout de part leur affinité avec le faciès Savignéen de la Mer des Faluns Helvétiques de Bretagne et d'Anjou.

1.1.4. La sédimentation plio-pléistocène

La succession plio-pléistocène n'est pas visible dans sa totalité ni sur affleurement, ni par forage. L'épaisseur cumulée maximale de sédiments préservés dans les bassins du Cotentin est estimée à 250 m (Figure 40).

Le remplissage de ces bassins traduit la rétrogradation d'une plateforme marine vers des environnements de plus en plus dominés par les processus tidaux (Figure 40). Vers le sommet, le comblement est matérialisé par la mise en place d'un système fluvial et de cônes alluviaux. La datation des formations reconnues est basée sur l'étude des assemblages polliniques et du contenu micropaléontologique (Brébion et al., 1975 ; Clet-Pellerin et al., 1985 ; Clet-Pellerin et al., 1997 ; Garcin et al., 1997) ainsi que sur des indices de faciès sédimentaires.

Le découpage chronostratigraphique proposé par Baize (1998) et Dugué et al. (2000) distingue de la base au sommet :

a. **Formation des Grès Coquillers de Marchésieux (Pliocène supérieur - Reuvérien).** Il s'agit de dépôts silto-sableux fins à bioturbations verticales très homogènes et ne présentant pas de litages apparents (Figure 40). Dans le forage de Sainteny Marchésieux, ils ont été reconnus sur 70 m d'épaisseur et reposent sur les sédiments néogènes antérieur (Eocène à Miocène moyen). Ils sont interprétés comme des dépôts marins francs, dont la microfaune indique une communication avec l'Atlantique et sont datés de la fin du Pliocène.

b. **Formation des Marnes du Bosq d'Aubigny (Reuvérien - Prétiglien).** Cette formation consiste en une alternance de marnes bioclastiques et de calcaires argileux coquillers et est reconnue sur plus de 50 m dans le sondage de Marchésieux (Figure 40). Par comparaison à la formation sous-jacente des Grès de Marchésieux, cette alternance marno-coquillière témoigne d'environnements moins ouverts aux influences océaniques.

c. **Formation des Faluns de Bohon (Reuvérien - Prétiglien).** L'accumulation bioclastique des faluns de Bohon affleure très localement au nord du Bassin de Sainteny-Marchésieux, au niveau de Saint-Georges de Bohon (Figure 39). Elle a été reconnue par forage sur la bordure orientale de ce bassin mais paraît absente de sa bordure occidentale. Elle est aussi reconnue dans le remplissage du Bassin de Saint-Sauveur-le-Vicomte. Il s'agit d'un calcaire d'accumulation bioclastique friable, incorporant une large fraction détritique (sables et graviers). Les litages subhorizontaux visibles à l'affleurement montrent des directions de courants opposés (ENE puis SO vers le sommet). Ces faciès sont interprétés comme des mégarides subtidales mises en place au niveau d'un domaine de plateforme proximale.

d. Formation des Marnes de Saint-Nicolas de Pierrepont (Prétiglien - Tiglien). Il s'agit de marnes silteuses micacées contenant de grandes coquilles bien préservées. Son épaisseur varie entre 5 et 40 m (Figure 40). Cette formation a été reconnue dans le Bassin de Sainteny-Marchésieux ainsi que dans le Bassin de Saint-Sauveur-le-Vicomte. A Saint-Sauveur-le-Vicomte, cette formation témoigne d'environnements estuariens envahissant une topographie de paléovallée reconnue par sondage électrique vertical (Brébion et al., 1975).

e. Formation des Sables de Saint-Vigor (Prétiglien). Il s'agit de sables azoïques, très bien classés surmontant indifféremment toutes les formations sous-jacentes (Figure 40). Elle présente l'extension géographique la plus importante, s'étendant depuis la bordure occidentale du Centre Cotentin jusqu'à Saint-Vigor. Cette formation est anisopaque et tend à s'affiner d'ouest en est, passant de quelques dizaines de mètres d'épaisseur dans le bassin de Lessay et dans l'ouest du Bassin de Sainteny-Marchésieux, à moins de 10 m dans la partie est de ce dernier. Des blocs allochtones transportés puis largués par les glaces ont été observés au sein de cette formation indiquant un dépôt au cours d'une période glaciaire.

f. Formation des Sables de la Lande de Millières (Tiglien à Waalien) : Dans les bassins de Lessay et de Sainteny-Marchésieux, ces dépôts hétérolithiques argilo-sableux décrivent de vastes gouttières allongées SW-NE et affleurent ponctuellement au niveau de sablières (Sablière de Saint Sébastien de Raid dans le sud du Bassin de Marchésieux, Sablière de Millières dans le bassin de Lessay). Cette formation érode indistinctement les faluns miocènes sous-jacents et le plus souvent les Sables de Saint Vigor.

Sa base est constituée de barres sableuses à grains grossiers très bien triés, montrant des stratifications en auges et obliques (paléocourants orientés au N60 à N110) au sein desquelles s'intercalent des niveaux conglomératiques hétérométriques et polygéniques. L'ensemble constitue le membre inférieur de la Formation des Sables de la Lande de Millières et représente 20 m d'épaisseur (Figure 40). La charge sédimentaire importante et l'incorporation ponctuelle d'éléments grossiers traduisent une mise en place sous climat à forte pluviométrie et probablement froid (cryoclastie). Cet ensemble sédimentaire correspond aux dépôts d'un système fluvial en tresses interrompues ponctuellement par la mise en place de cônes alluviaux peu matures sous climat froid et humide.

Au dessus le Membre Supérieur (environ 5 m d'épaisseur) présente une granulométrie plus fine (silto-tourbeuse) marquant à des conditions de dépôts dominées par la décantation des particules (Figure 40). Ces dépôts sont interprétés comme une évolution du système

fluviale tractif vers le pôle anastomosé (transport suspensif et décantation) sous l'influence d'un changement de climat (tendance au réchauffement). Cette modification climatique permet le développement d'une pédogenèse parallèlement à une réduction de la part de l'érosion mécanique dans la production sédimentaire.

L'ensemble de la formation est donc décrite comme une plaine fluviale en voie de comblement (Baize, 1998 ; Dugué et al., 2000).

1.1.5. La paléogéographie des dépôts plio-pléistocènes du Cotentin: modèle de Baize (1998)

Dans le Centre Cotentin, l'enregistrement débute au cours d'un haut niveau Reuvérien (Pliocène supérieur) par le dépôt de sables argileux fins de la formation des Grès de Marchésieux (Bassin de Marchésieux ; Figure 41a). Ces sables sont interprétés comme des dépôts de plateforme ouverte aux influences marines.

La transition Reuvérien-Prétigien (Plio-Pléistocène) enregistre une rétrogradation des faciès avec l'installation d'une plateforme tidale ouverte sur le Golfe Normand-Breton. L'établissement de ces conditions est marqué par le dépôt des Faluns de Bohon passant latéralement vers l'ouest aux dépôts plus fins des Marnes du Bosq d'Aubigny et de Saint-Nicolas de Pierrepont (Figure 41b). Parallèlement, Baize (1998) fait intervenir des mouvements verticaux le long d'un accident N150 érigeant une barrière littorale sur la bordure occidentale de la péninsule cotentine actuelle, représentée par le Mont Castre et les reliefs de Carteret. Cette remontée de socle sépare un domaine protégé de baie subsidente à sédimentation calme (Formation du Bosq d'Aubigny) et bioclastique dans le fond de baie (Formation des Faluns de Bohon) au niveau du Centre Cotentin (Bassin de Sainteny Marchésieux), d'environnements marins plus ouverts localisés entre Jersey et la côte actuelle (Bassin des Ecrehou). Dans ce modèle, la communication avec les Ecrehou s'opère par l'intermédiaire d'un chenal de marée pouvant correspondre alors à la branche sud des Ecrehou, rempli a priori par des matériaux relativement grossiers.

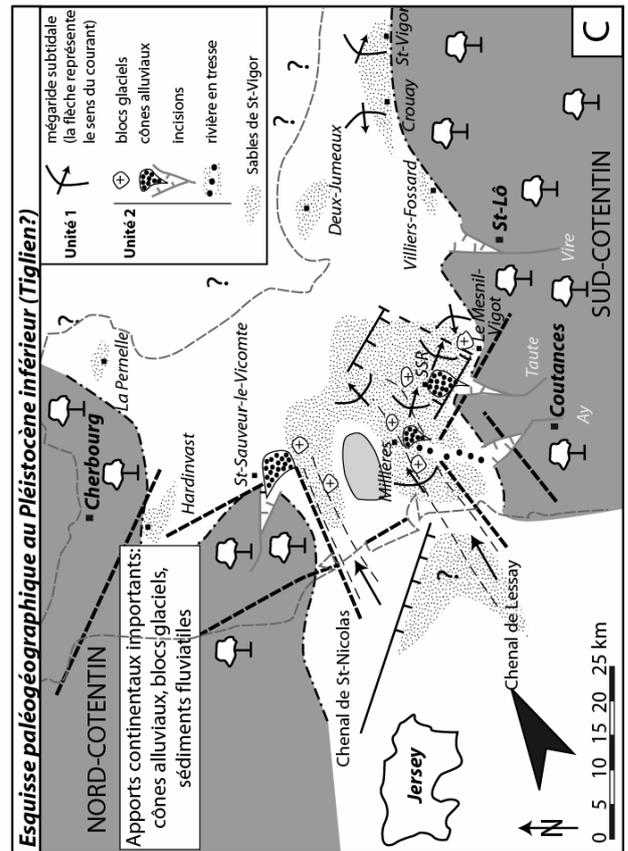
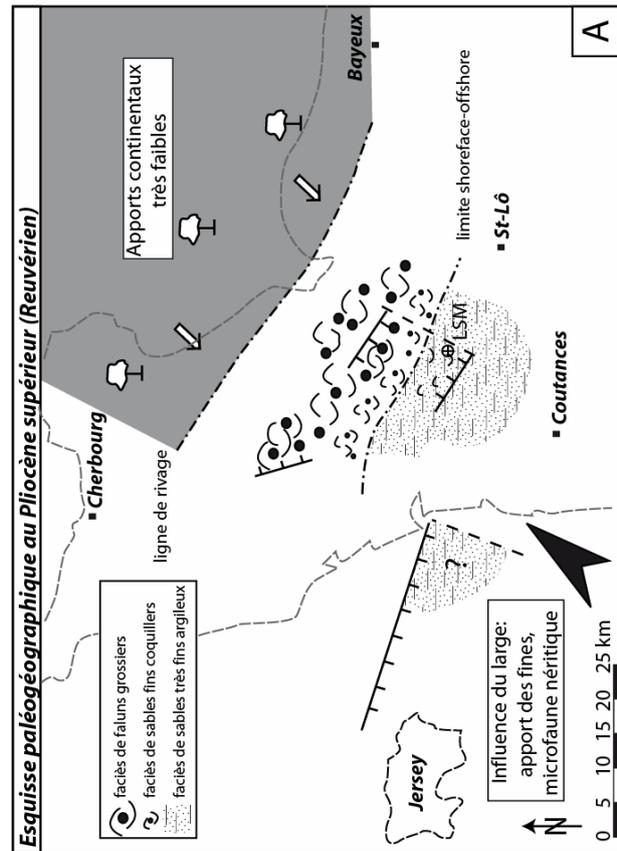
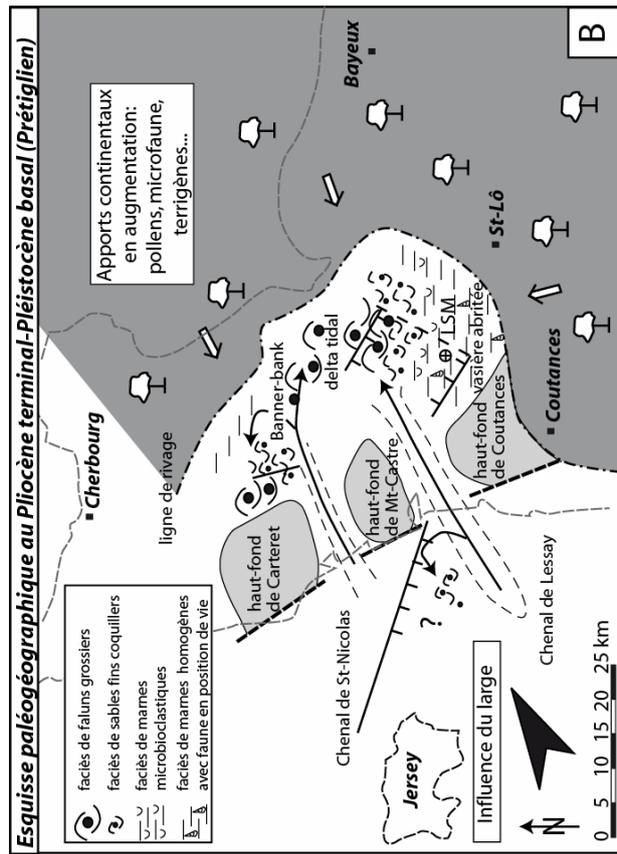


Figure 41: Reconstitutions paléogéographiques du Centre Cotentin du Pliocène supérieur au Pléistocène inférieur (Baize, 1998). a. Mise en place d'une plateforme ouverte au Reuvérien (Fm Grès de Marchésieux). b. Installation d'une baie à hauts-fonds au cours d'une période de bas niveau marin prétigilien (Fm Marnes du B. d'Aubigny, Fm Faluns de Bohon, Fm Marnes de Saint-Nicolas de Pierrepont). c. Transgression des Sables de Saint-Vigor et installation d'une plateforme tidale (mégarides subtidales) au Tigilien. L'esquisse présente également le développement des cônes alluviaux et du système fluvial en tresses (Fm Sables de la Lande de Millières) lors de la régression au sommet des Sables de Saint-Vigor associés à un climat froid.

Enfin au Tiglien (Pléistocène inférieur), le domaine actuellement émergé correspond à un corridor occupé par une vaste plateforme silico-clastique au niveau de laquelle se déposent les sables très bien triés de la formation de Saint-Vigor (Figure 41c). Les mégarides tidales qu'ils comportent progradent en direction du nord-est sur un domaine de plateforme tidale très développé vers l'est (Saint-Vigor, Caen). Le comblement est atteint avec les dépôts des Sables de la Lande de Millières voyant l'établissement d'un système fluvial en tresses dirigé vers la Baie des Veys (Baie de Seine ; Figure 41c). Cette continentalisation est soulignée par l'installation de cônes alluviaux et dépôts de pentes depuis les bordures (Nord et Sud Cotentin) vers le Centre Cotentin à la fin du Pléistocènes inférieur (Eburonien).

Cette participation des bordures marque l'exhaussement du Nord et du Sud Cotentin relativement au Centre Cotentin sous contraintes tectoniques. Ce jeu en touche de piano s'effectue le long d'accidents N70 par réorientation des contraintes (Pareyn, 1980 ; Baize et al., 1998 ; Lagarde et al., 2000).

1.2. Stratigraphie connue des dépôts sédimentaires du Golfe Normand-Breton

La stratigraphie des dépôts sédimentaires préservés entre Jersey et la côte occidentale du Cotentin au large de Lessay est relativement mal connue. Ceci est largement dû au fait que l'échantillonnage des dépôts est peu dense, ancien (Dangeard, 1928 ; Hommeril, 1964 ; Hommeril, 1967) et qu'il s'agit rarement de matériaux en place. La succession sédimentaire reconnue dans le Golfe Normand-Breton est donc très lacunaire.

1.2.1. L'Eocène du Golfe Normand-Breton

La présence d'Eocène est connue de longue date dans Golfe Normand-Breton (Bignot et al., 1968). Bignot et al., (1968) ont réalisé la carte d'extension de ces dépôts attribués au Lutétien supérieur par l'étude des associations micro-paléontologiques. Cette carte se base sur la synthèse des travaux alors disponibles à l'époque et envisageait la limite de la mer lutétienne envahissant le golfe par le nord-ouest depuis le pied de l'île de Jersey et jusqu'aux approches de la baie de Saint-Brieuc. Jersey est envisagée comme l'extrémité occidentale d'un isthme reliant le Cotentin et encadré de golfes s'avancant par le passage du Ruau au nord et sur le haut fond de la Chaussée des Bœufs au sud (Figure 42).

Ces calcaires ont été signalés au niveau du passage du Ruau, au nord de Jersey (Figure 42). Les associations micro- et macro-fauniques reconnues dans les calcaires affleurant au fond du passage du Ruau (Hommeril, 1967 ; Bignot et Hommeril, 1964 cités dans Bignot et al., 1968) les rapprochent des calcaires observés à terre sur le Massif Armoricaïn (Formation des Calcaires de Fresville dans les bassins du Centre Cotentin) et longtemps attribués au Lutétien supérieur. Le démantèlement par les agents hydrodynamiques de ces dépôts en place explique leur présence sous forme de galets roulés et mélangés aux cailloutis superficiels s'étalant à l'est de Jersey depuis l'archipel des Ecrehou jusqu'au passage de la Déroute (Dangeard, 1928 ; Hommeril, 1964 ; Bignot et al., 1968). Pourtant il pourrait ne s'agir que des limites d'affleurements actuelles des calcaires ne présentant alors qu'une valeur paléogéographique partielle, remodelée par la tectonique post paléogène et par l'érosion (Le Calvez et Pareyn, 1976 ; Dugué, 2007).

1.2.2. *Le Miocène Moyen*

Au large de Gouville-sur-Mer, des plaquages de faluns ont été reconnus sur l'estran entre 0 et -4 m « côte des cartes marines » (CM) (Figure 42) (Hommeril, 1964). Ces faluns sont essentiellement constitués de bioclastes de mollusques, de bryozoaires et de balanes cimentés par une matrice calcitique microcristalline et vacuolaire. La présence de *Bittium reticulatum* var. *miocaenicum* Peyrot, marque une affinité avec le faciès Savignéen (Hommeril, 1964). Ces dépôts seraient les témoins du large bras de la Mer Helvétienne traversant le Centre Cotentin au cours du Miocène moyen (Langhien-Serravalien). Baize (1998) n'écarte pas l'hypothèse de la présence de tels dépôts au sein du remplissage de la branche sud du Bassin des Ecrehou de part sa proximité avec le platier de Gouville-sur-Mer.

1.2.3. *Le remplissage du Bassin des Ecrehou*

Le remplissage du bassin des Ecrehou n'a pas été échantillonné et sa stratigraphie n'est connue que grâce à l'imagerie sismique de la zone (Giresse et al., 1972 ; Quesney, 1983 ; Baize, 1998 ; Cette étude). Giresse et al. (1972) puis plus tard Quesney (1983) considèrent un remplissage en grande partie éocène moyen voire même miocène. De part les discontinuités identifiées au sein du remplissage permettant d'individualiser des séquences emboîtées, la présence de sédiments quadernaires était envisagée (Quesney, 1983). Aucun lien avec la sédimentation pléistocène à terre n'avait encore pu être réalisé.

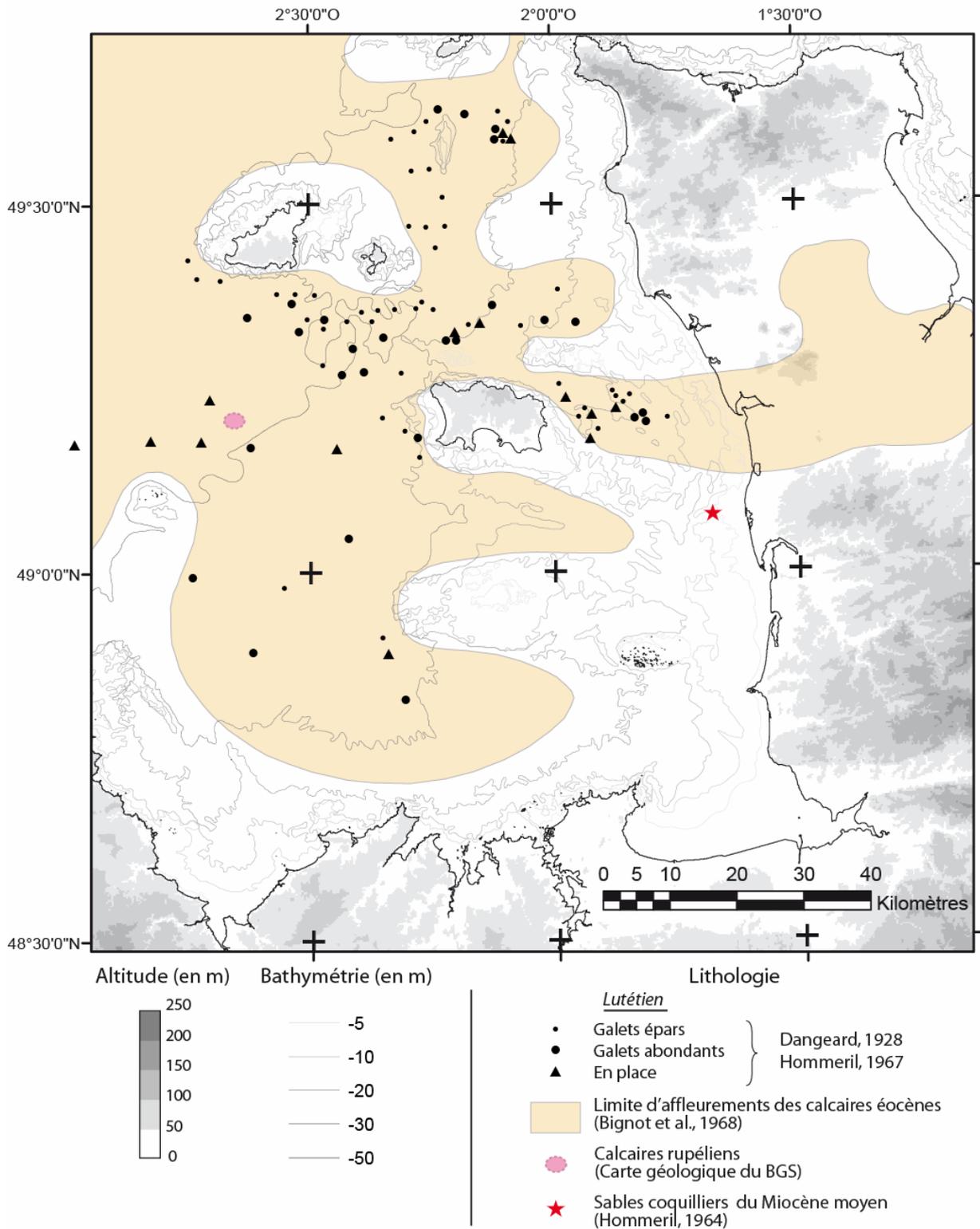


Figure 42: Cartographie de la répartition des affleurements connus des dépôts paléogènes (Eocène moyen/supérieur et Oligocène inférieur) et néogènes (Miocène moyen) dans le Golfe Normand-Breton.

Il faut attendre l'étude en détail des bassins du Centre Cotentin par Baize (1998) (Cf. paragraphe 1.3) pour qu'un modèle sédimentologique incorporant le bassin immergé des Ecrehou soit proposé : ce dernier est alors considéré comme une extension en mer des bassins préservés à terre. Il est interprété comme un héli-graben contrôlé par une faille à vergence sud, constituant la bordure nord du bassin. Sur la base d'arguments géométriques, Baize (1998) envisage une origine plio-quadernaire par comparaison avec les bassins quadernaires reconnus dans le Centre Cotentin.

1.2.4. La couverture meuble superficielle

Les sédiments meubles superficiels forment une couverture peu épaisse mais présente dans tout le Golfe Normand-Breton (Cf. Chapitre 1 partie 3.2.2). Cette couverture consiste en une pellicule métrique silico-clastique (sables, graviers, galets) localement très carbonatée (maërl et bioclastes de lamellibranches, balanes etc.) (Hommeril, 1967, Quesney, 1983, Walker, 2001) (Cf. Chapitre 1 - Figure 8). Elle est surmontée ponctuellement par des dunes hydrauliques sableuses et sablo-coquillières localisées à l'abri des îlots rocheux du Golfe ou fixées sur les points d'affrontement des courants tidaux, de la houle et de la topographie du fond rocheux (Walker, 2001).

Entre Jersey et la côte occidentale du Cotentin, cette couverture est constituée de sables et graviers, ainsi que de maërl représentant plus de 70% des dépôts meubles dans sa partie ouest, à l'approche des côtes du Cotentin (Hommeril, 1967). Entre Jersey et la côte occidentale du Cotentin (Passage de la déroutte, Chaussée des Bœufs, Archipel des Ecrehou), Walker (2001) décrit des corps sableux plus ou moins bioclastiques d'une dizaine de mètres d'épaisseur et de quelques kilomètres de longueur (Banc de l'Ecrevière, Banc du Château et Banc Nord Le Marié) accrochés à l'arrière des îlots rocheux et reposant sur la couverture meuble sablo-graveleuse. Selon Quesney (1983), cette couverture meuble constitue un prisme littoral s'épaississant vers la côte et s'étendant entre le Havre de Lessay et la baie du Mont Saint-Michel. Il ne dépasserait pas 5 m d'épaisseur.

1.3. Cadre tectonique

La préservation des sédiments dans le centre Cotentin semble intimement liée au cadre structural de la zone. Les sables marins n'ont été préservés qu'au sein d'une bande déca kilométrique orientée ENE-OSO et limitée par des zones de failles (Pareyn, 1980 ; Baize et al., 1998 ; Figure 43c). Les dépôts fluviatiles du Pléistocène Inférieur (Fm de la Landes de

Millière-Tiglien) scellent ces dépôts tout en réempruntant la direction structurale majeure que délimite la zone d'accumulation sédimentaire plio-pléistocène antérieure.

La compréhension de l'organisation des dépôts tant à terre qu'en mer nécessite donc de définir le cadre morphostructural de la zone ainsi que sa relation avec le régime général de contrainte de la zone Cotentin / Golfe Normand-Breton.

1.3.1. Contrôle tectonique à l'échelle régionale

La péninsule du Cotentin est marquée par le jeu de nombreuses failles réutilisant les directions structurales héritées de l'histoire ante-cénozoïque. Trois directions structurales peuvent être individualisées (Figure 43a) :

- La direction majeure Cadomienne N65 à N80 segmente la péninsule du Cotentin en trois plateaux étagés (Nord, Centre et Sud Cotentin)

- Une direction structurale, orientée au N145-150 (permo-triasique) soit parallèle à l'accident Quessoy-Nort/Erdre. Dans le Cotentin, elle limite des reliefs locaux (barrière du Mont Castre) et forment des relais structuraux entre les accidents cadomiens. Vers le sud-ouest, c'est cette direction qui délimite la morphologie actuelle du Golfe Normand-Breton et se prolonge en corridor au niveau du Bassin de Rennes.

- Une direction hercynienne (N110-120), peu exprimée, formant des relais structuraux entre les failles et mieux représentée dans le Golfe Normand-Breton.

1.3.2. Contrôle tectonique à l'échelle des bassins

La sédimentation plio-pléistocène est circonscrite à d'étroits et profonds grabens (Pareyn, 1980 ; Baize, 1998 ; Baize et al., 1998 ; Dugué et al., 2000) utilisant les directions structurales N110-120 (direction Hercynienne) et N70 (direction Cadomienne). Outre la préservation de ces sédiments dans des fossés limités par failles, quelques indices de déformations synsédimentaires ont été observés au sein du remplissage lorsque celui-ci affleure.

La structuration de la plateforme tidale du Centre Cotentin montre une polarité visible à travers l'évolution latérale des faciès. Ainsi cette plateforme semble montrer de manière récurrente (au Reuvérien puis au Prétiglien) un pôle proximal au nord-est et un pôle plus distal vers le sud-ouest (Baize, 1998). Cette polarisation résulte de la topographie à ces époques, structurée par le rejeu normal et transpressif des accidents N120 (Lagarde et al., 2000).

Dans bassin de Lessay, les Sables de Saint-Vigor (Tiglien) scellent les failles bordières N120 et tendent à s'épaissir depuis les bordures vers le centre du bassin (Baize et al., 1998). Cette tendance anisopaque est aussi observée dans la sédimentation postérieure des Sables de la Landes de Millières (Pléistocène inférieur, Eburonien) et est accompagnée par la mise en place de cônes alluviaux progradant des bordures vers le centre du Bassin de Lessay. Cette progradation de cônes alluviaux est interprétée comme l'enregistrement de l'activité des bordures faillées du bassin (Baize, 1998 ; Baize et al., 1998).

Jusqu'au dépôt des Sables de Saint Vigor, la direction structurale principale correspond donc à la réactivation des accidents de direction hercynienne ONO-ESE. Cependant, ces sables tidaux, puis les sables fluviaux sus-jacents (Fm des Sables de la Lande de Millière) présentent une disposition générale plutôt orientée NE-SO suggérant alors l'influence régionale prédominante de la direction N70 cadomienne, elle aussi en jeu normal et probablement transpressif (Lagarde et al., 2000). L'origine de cette réorientation est cependant inconnue.

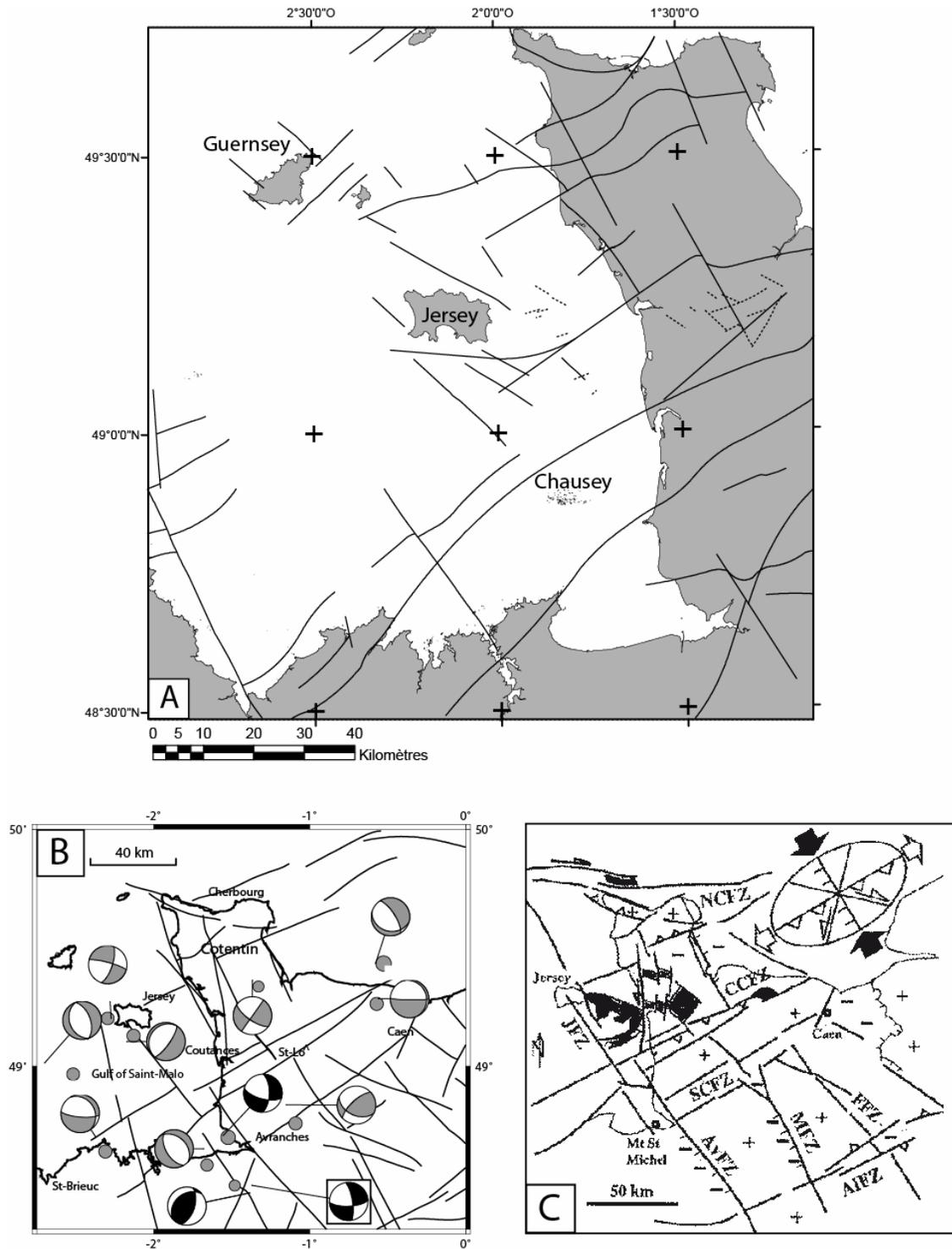


Figure 43 : A. Localisation des failles au toit du substratum ante-mésozoïque dans le Golfe Normand-Breton (Lefort (1978)) et en Normandie Occidentale (Gresselin (1990) dans Baize (1998)). Les failles en pointillés correspondent aux accidents structurant les bassins du Cotentin d'après Baize (1998) ou reconnus dans cette étude en mer; B. Solutions focales des mécanismes aux foyers des séismes récents (1983-1998) de Normandie Occidentale (sphères focales foncées : solution de bonne qualité) (Amorèse et al., 2000) ; C. Schéma structural simplifié et tenseur de contrainte régional (Lagarde et al., 2000).

2. Les grands traits morpho-structuraux

2.1. La topographie du Cotentin

L'ellipse de déformation réalisée à partir des marqueurs de déformation locaux (Baize et al., 1998) et de l'analyse sismo-tectonique des séismes (Amorèse et al., 2000 ; Lagarde et al., 2000) montre une direction actuelle de raccourcissement NNW-SSSE s'intégrant dans le régime de contrainte relatif à la convergence Europe/Afrique post-éocène (Figure 43b; Vignerresse, 1988 ; Grellet et al., 1993 ; Baize et al., 1998 ; Amorèse et al., 2000 ; Lagarde et al., 2000). Dans ce régime de contrainte, les failles N70 fonctionnent en failles inverses (Figure 43c; Lagarde et al., 2000). Leur influence dans la morphogenèse plio-quadernaire peut être estimée par l'observation des décalages de niveaux repères selon les zones (Baize, 1998). C'est le cas des dépôts marins de la transition Pliocène/Pléistocène inférieur : entre les graviers marins du Nord Cotentin de La Pernelle et Hardinvast (Pareyn, 1980 ; Baize, 1998) et la base de la Fm des Sables de Vigor, la différence d'altitude témoigne d'une surrection différentielle avoisinant les 300 m (Cf. Chapitre 1 - Figure 16).

Les failles N70 segmentent ainsi l'ensemble de la péninsule du Cotentin qui présente une topographie en plateaux étagés : le Centre Cotentin constitue une zone topographiquement basse dont l'altitude moyenne est inférieure à 30 m et est encadrée par la zone haute du Nord Cotentin (80 m) au nord de la Zone Faillée du Nord Cotentin (ZFNC), et du Sud Cotentin (120 m) au sud de la Zone Faillée du Centre Cotentin (ZFCC) (Figure 44). Ces plateaux sont compartimentés par le jeu cénozoïque des failles anciennes et héritées de l'histoire protérozoïque, paléozoïque et mésozoïque de direction ENE-OSO à NO-SE (Baize et al., 1998 ; Lagarde et al., 2000 ; Amorèse et al., 2000).

Ces failles accommodent la déformation par effondrement selon la direction d'étirement maximal, limitant de petits grabens (grabens de Lessay, de Sainteny-Marchésieux et bassin de Saint-Sauveur-Le-Vicomte).

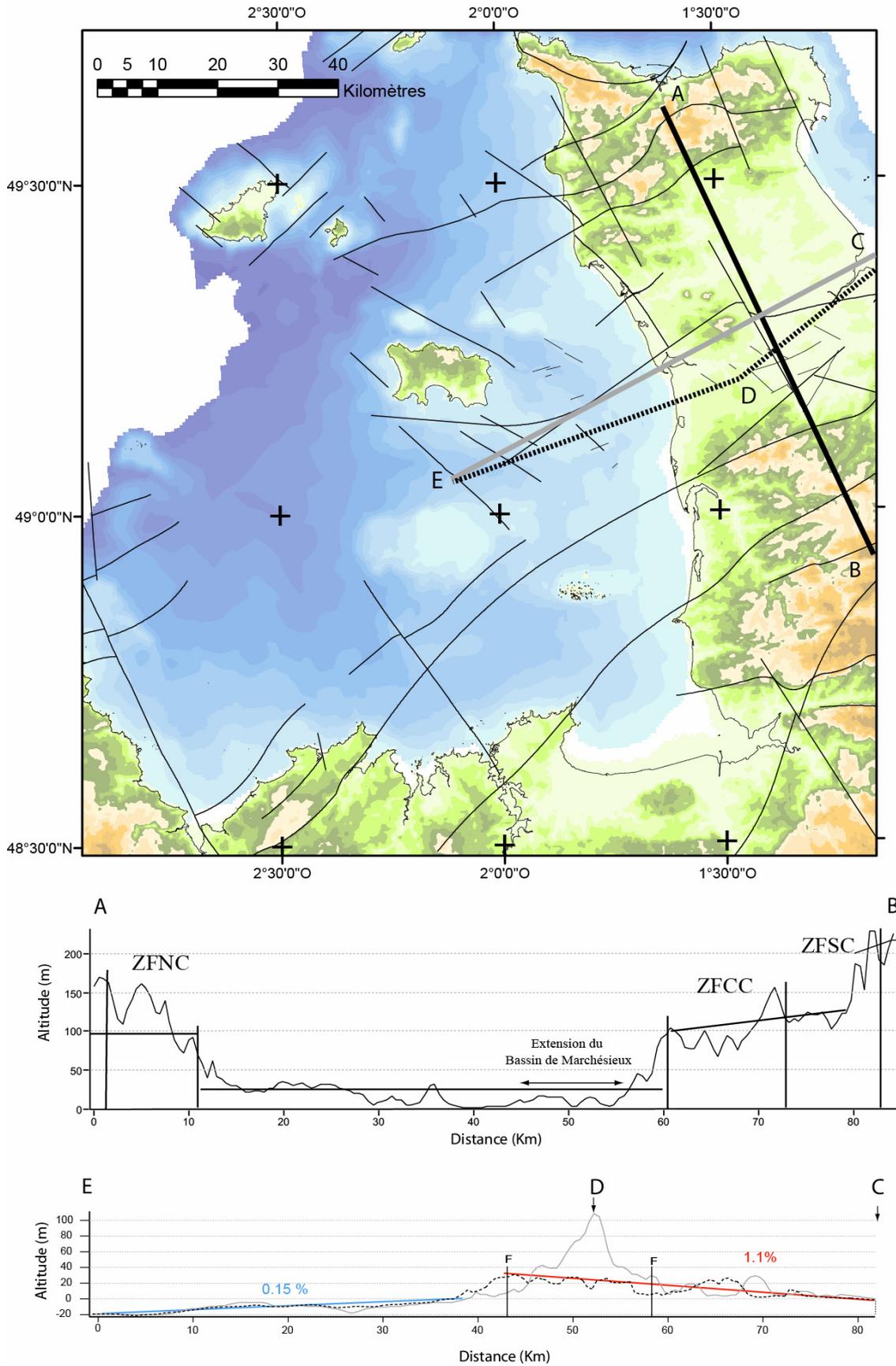


Figure 44 : Profil topographique réalisé à travers la péninsule du Cotentin (coupe AB) et montrant la transition topographique terre-mer (coupes CE et CDE).

La régularité topographique du Centre Cotentin traduit un relief mature par opposition aux zones hautes sur lesquelles la dissection du réseau de drainage apparaît plus intense et localisée (Baize et al., 1998). Cette compartimentation de l'incision des réseaux de drainage traduit l'uplift différentiel entre des zones en surrection (Nord et Sud Cotentin) et une zone stable à subsidente (Centre Cotentin). L'étagement de la topographie se met en place dans un contexte néotectonique régional en compression NO-SE post-éocène (Grellet et al., 1993 ; Amorèse et al., 2000 ; Lagarde et al., 2000).

Dans ce contexte géomorphologique, le Centre Cotentin correspond à une plaine alluviale formant un isthme entre le Golfe Normand-Breton (Manche Occidentale) et la Baie des Veys/Baie de Seine (Manche Orientale). Les réseaux de drainage actuels (Douve, Vire, Taute et Ay) qui s'y écoulent sont généralement dirigés vers le nord-est en direction de la Baie des Veys. Seul l'Ay et la Sienne s'écoulent du sud vers le nord puis s'incurvent à 90 degrés pour se jeter dans le Golfe Normand-Breton au niveau du Havre de Lessay (Baize et al., 1998). La zone haute reliant le Nord Cotentin et le Sud Cotentin que constitue le relief du Mont Castre forme une ligne de crête grossièrement orientée NNO-SSE.

2.2. La bathymétrie des fonds du Golfe Normand-Breton

Le littoral occidental du Cotentin est caractérisé par la présence d'îles et archipels (Jersey, Chausey, Les Ecrehou, les Minquiers) et de nombreuses basses et hauts-fonds (Basse des Bœufs, Basse de Portbail, Basse de Taillepied, Chaussée des Bœufs). Cet ensemble morphologique définit un plateau qui s'étend depuis la côte occidentale du Cotentin et duquel émergent les îles et archipels du Golfe Normand-Breton. Sa longueur avoisine la cinquantaine de kilomètres et sa bathymétrie ne dépasse pas l'isobathe -10 m (CM) formant un glacis d'avant côte. Il présente une pente très faible (entre 0.1 et 0.2 %) orientée vers l'ouest (Figure 44). Cette surface d'aplanissement est en outre reconnue régionalement depuis la Baie de Seine (Alduc, 1979 ; Quesney, 1983) jusqu'en Baie de Lanion vers l'ouest (Alduc, 1979 ; Quesney, 1983 ; Bonnet, 1998) recoupant toutes les formations ante-quadernaires et est particulièrement visible au toit des zones asédimentaires. Cette extension régionale pourrait correspondre à l'expression d'une surface de ravinement marine acquise au cours des oscillations de forte amplitude du niveau marin au cours du Quaternaire. Cette éventualité a d'ailleurs déjà été évoquée par Quesney (1983) qui la décrit comme une surface de ravinement transgressif diachrone (i.e. « Pléistocène voire antérieurement ») et fonctionnant pour la dernière fois en temps que telle lors de la transgression holocène. Cette surface est,

d'autre part, entretenue par la dynamique de marée. Localement les grand bancs tidaux (Banc de Sercq, Banc du Château, Banc de l'Ecrevière) (Cf. Chapitre 1-Figure 8) viennent sceller cette surface d'abrasion entre -5 et -30 m (Quesney, 1983 ; Mhammdi, 1994 ; Walker, 2001).

Ce plateau est régulièrement interrompu par des dépressions topographiques orientées est-ouest (Passage du Ruau, prolongement de la Chaussée des Bœufs) atteignant des bathymétries plus importantes pour rejoindre la dépression du large qui constitue l'essentiel de la topographie du Golfe Normand-Breton. Les fonds marins sont tantôt constitués par le socle protérozoïque et paléozoïque asédimentaire, tantôt couvert par une pellicule métrique de sédiments meubles (Quesney, 1983 ; Walker, 2001).

A l'ouest du promontoire défini par les îles, la pente du fond marin augmente (0.4 à 0.5%) pour atteindre des profondeurs plus importantes et se stabilise alors aux alentours de -45 m (CM).

2.3. La transition terre-mer

A terre, la topographie actuelle présente un étagement le long des failles N70 (Figure 44). En mer, cette direction structurale est beaucoup moins visible. Le fond du Golfe Normand-Breton présente une évolution topographique transversale est-ouest. L'avant côte comprise entre la bordures occidentales de Jersey et du plateau des Minquiers correspond à une zone de plateau très faiblement incliné vers l'ouest à une profondeur moyenne n'excédant pas -10 à -15 m (CM), régulièrement interrompu de dépressions topographiques orientées est-ouest (Au pied des Ecrehou, entre Jersey et les Minquiers, entre les Minquiers, Chausey et la Baie du Mont Saint Michel). Ainsi, la topographie actuelle met en évidence un découplage entre la structuration à terre et en mer au niveau du littoral entre le Cotentin et le Golfe Normand-Breton. Ce découplage pourrait s'expliquer par la présence d'une faille/zone de faille située à proximité du littoral occidental (Baize, 1998 ; Lagarde et al., 2000).

L'organisation actuelle du réseau hydrographique du Cotentin est marquée par une ligne de partage des eaux située en bordure du littoral occidental passant sur une ligne Carteret/Mont Castre/Coutances. A l'est de cette ligne, le seuil du Cotentin correspond à une plaine alluviale très faiblement inclinée vers l'est en direction de la Baie des Veys à une altitude variant entre 20 et 0 m (Figure 44). Le Mont Castre constitue une très importante rupture dans la topographie plane du Centre Cotentin (plus 100 m contre une moyenne de 27 m pour le centre Cotentin).

La réalisation d'une coupe topographique est-ouest et terre mer montre une asymétrie des pentes importante de part et d'autre de la ligne de crête : elle est en moyenne de 1.1% vers l'est à l'est et de 0.15 % vers l'ouest à l'ouest (Figure 44-coupes CE). Cette asymétrie s'accompagne d'un décalage vertical atteignant au minimum une trentaine de mètres (Figure 44).

Si cette rupture s'observe à terre, comment se prolonge-t-elle vers l'ouest et notamment entre la côte du Cotentin et l'île de Jersey où des bassins ont été identifiés (Giresse et al., 1972; Quesney, 1983; Baize, 1998) ?

3. Description des bassins du Golfe Normand-Breton entre Jersey et le Cotentin

Le pointé sismique des profils des missions Basecrehou95 et GeoEcrou08 (Figure 45) révèle l'existence de deux systèmes sédimentaires séparés par une remontée de socle formant un seuil topographique. La communication entre ces deux bassins ne paraît pas évidente a priori, nécessitant une description séparée de ces deux ensembles sédimentaires. On distingue ainsi :

- A l'ouest de ce seuil, le bassin des Ecrehou (BE), de forme grossièrement parallélépipédique, est profond (plus de 100 ms TWTT) et large (250 Km²). Il s'étire selon une direction est-ouest entre le littoral du Cotentin et la côte orientale de Jersey/Passage du Ruau. (Partie 3.1.)

- Au sud-est de ce seuil, l'incision est plus localisée formant un chenal reconnu depuis le sud de Jersey jusqu'aux approches du Havre de Lessay (Chenal de la Chaussée des Bœufs ou CCB) (Partie 3.2.).

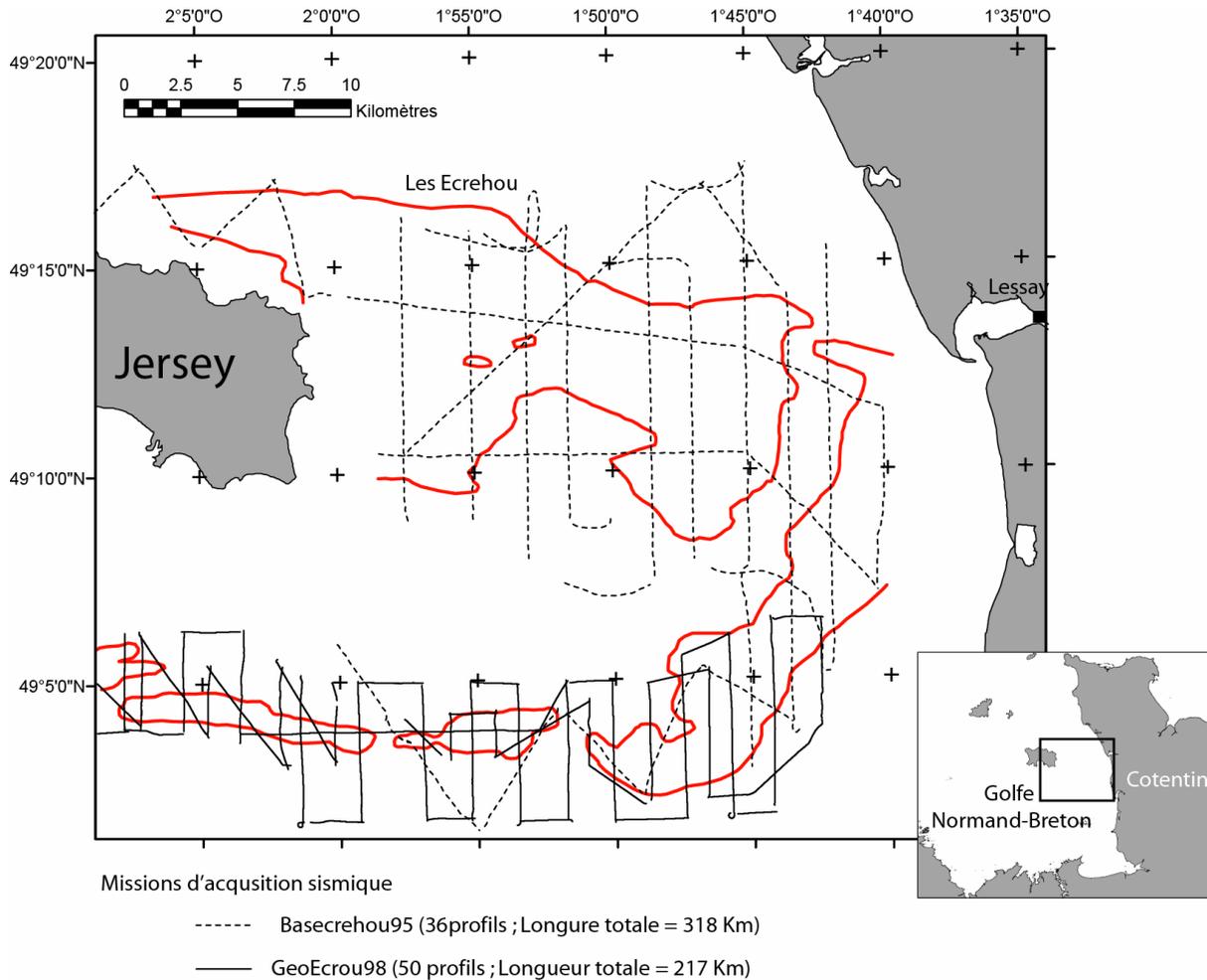


Figure 45 : Plan de positionnement des profils de sismique réflexion sparker des missions Bascrehou95 (IFREMER) et GeoEcrou98 (UBS/IFREMER). En rouge : limites des bassins

3.1. Description du Bassin des Ecrehou

Le Bassin des Ecrehou est imagé par la mission de sismique réflexion Bascrehou95. Les enregistrements sismiques mettent en évidence deux ensembles distincts à savoir un socle (U0) dont le toit déprimé (Sbe1) constitue la base du bassin sédimentaire des Ecrehou. Après une description en termes de stratigraphie sismique du socle (U0), la forme du bassin définie par la topographie de Sbe1 sera présentée. Enfin, les unités et surfaces sismiques identifiées dans le bassin des Ecrehou seront décrites en termes de stratigraphie sismique. Ne possédant aucune indication quant à la nature du sédiment, l'ensemble des épaisseurs correspond à des valeurs d'isochrones exprimées en milliseconde temps double (ms twtt noté pour alléger le texte en ms). Une valeur de propagation de 2000 m/s (vitesse de propagation dans des sédiments sableux compactés) permet d'approximer l'épaisseur (unité sismique) ou la

profondeur (bathymétrie). De même, l'origine des isochrone (0 ms) a été recalée sur l'isobathe 0 m des cartes marines (CM).

3.1.1 Description par stratigraphie sismique du substratum du Bassin des Ecrehou

a. Unité 0 – U0 :

La base de ce faciès n'a pu être imagée. Deux faciès sismiques ont pu être distingués au sein de cette unité.

Le faciès Fs0 est composé de réflexions chaotiques à transparentes, sans organisation interne et présentant localement des hyperboles de diffraction. Ce faciès constitue le substratum du bassin et affleure largement dans la zone en bordure du bassin, constituant alors le fond marin actuel. Son toit est alors très régulier et plan.

b. Surface 1 – Sbe1:

Cette surface marque l'interface entre l'unité U0 et les formations sus-jacentes. Elle présente une topographie chenalisante complexe et correspond à la base du bassin. Elle est matérialisée par quelques réflecteurs relativement continus à forte amplitude marquant un fort contraste d'impédance acoustique de part et d'autre de cette surface.

3.1.2. Sectorisation morphologique du Bassin des Ecrehou

Une reconstitution 3D de la topographie de Sbe1 a été réalisée en interpolant le pointé sismique de cette surface sur chaque profil. Sa topographie montre une grande hétérogénéité de la morphologie du bassin selon une direction est/ouest. Il nous a donc paru nécessaire de le décomposer en zones caractérisées par la géométrie des bordures, le relief du fond du bassin et l'épaisseur des sédiments préservés (Figure 46) :

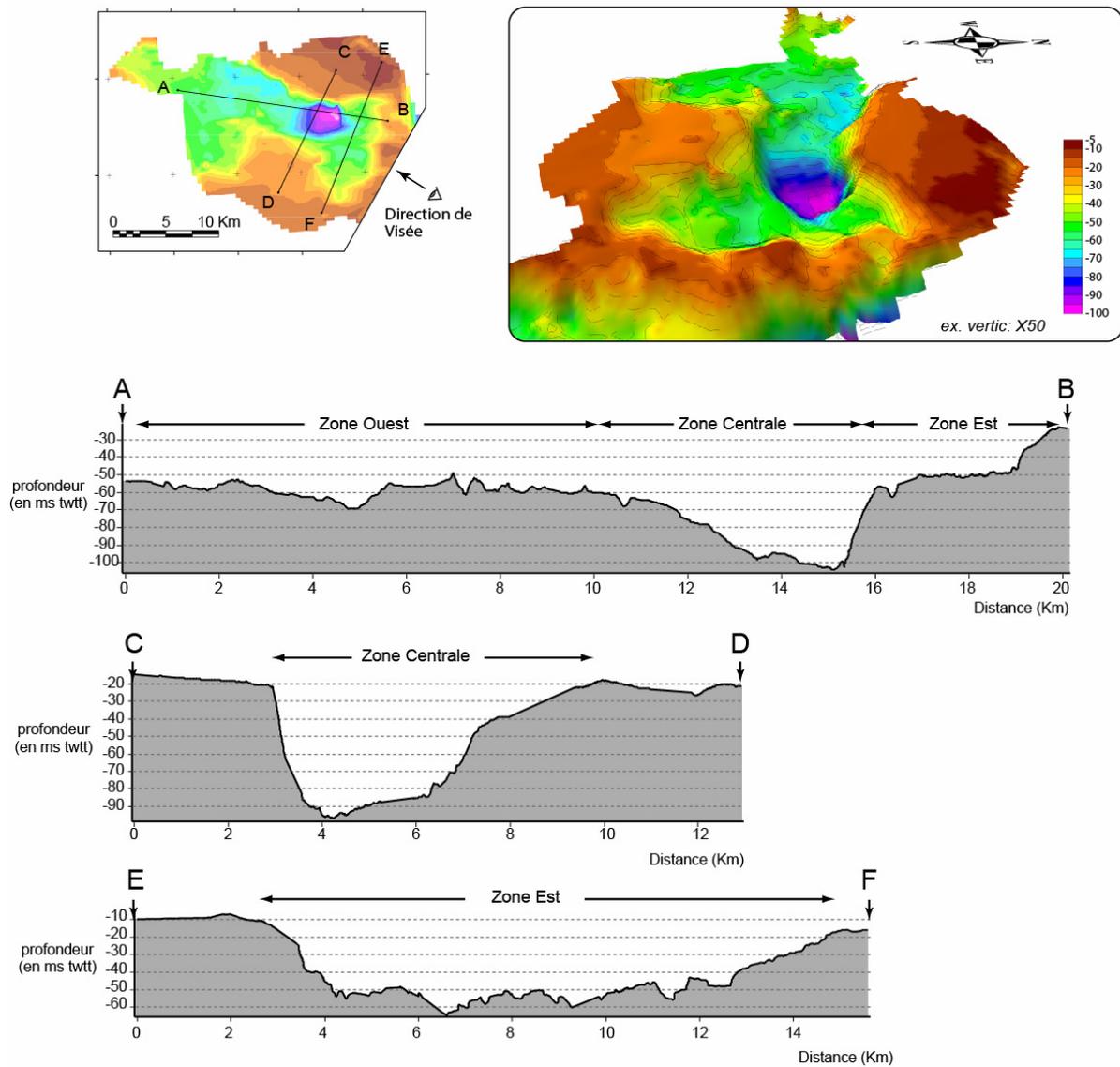


Figure 46: Zonation morphologique du Bassin des Ecrehou (l'abscisse correspond aux isochrones, exprimées en ms twt)

a. La Zone Ouest

La nature des bordures ouest et sud-ouest de cette zone n'a pas été imagée par la sismique. La dépression de S1 est ici très large, atteignant plus de 10 Km entre la bordure nord et la limite sud du bassin. Une section nord-sud du bassin révèle une asymétrie topographique marquée. La bordure nord est très rectiligne et orientée au N120, suggérant un contrôle par faille déjà évoqué par Baize (1998). Dans le détail pourtant, aucune faille n'a pu être formellement identifiée (en tous cas au dessus du premier multiple) la pente de cette bordure ne dépassant pas 7%. La bordure sud consiste en un plan sub-horizontale (Figure 46 – coupe AB), en pente faible vers le nord (0.5°). La couverture sédimentaire s'épaissit d'ouest en est passant de moins de 10 ms TWTT au Ruau à plus de 40 ms TWTT au pied de la faille septentrionale.

b. la Zone Centrale

Selon une coupe nord-sud, la largeur du bassin diminue comparativement à la Zone Ouest, évoluant alors entre 5 et 6 km. La bordure nord consiste en un escarpement de 80 ms aligné selon la direction N120 dans la continuité de la Zone Ouest. La bordure sud ne présente pas d'indice de contrôle par faille et consiste en un plan incliné de 2° vers le nord (Figure 46 - coupes AB et CD). L'ensemble délimite un couloir asymétrique, orienté N120. Le fond est localement concave et constitue les zones les plus profondes du bassin.

c. la Zone Est

Cette zone constitue la terminaison orientale du Bassin des Ecrehou. Ses bordures sont marquées par l'onlap du remplissage sédimentaire sur le socle U0. Aucune direction préférentielle n'est notable dans l'orientation des bordures, celles-ci étant matérialisées par la rupture de pente d'une troncature d'érosion du toit du socle (U0) (Figure 46 - coupes EF et AB). Le passage de cette zone à la zone centrale est formé par un plan incliné vers l'ouest (pente maximale = 4%) atteignant l'isobathe -80 ms TWTT.

En résumé, le BESS présente une forme complexe et compartimentée formant un entonnoir ouvert vers l'ouest. La compartimentation semble associée d'une part aux directions structurales majeures de la zone (N120) et d'autre part à une dynamique érosive s'intensifiant de l'ouest vers l'est. Cette compartimentation est-ouest s'accompagne d'une forte asymétrie du profil topographique.

3.1.3. Description du remplissage du Bassin des Ecrehou par stratigraphie sismique

L'étude des profils sismique (Figure 48 ; Figure 49) a permis de repérer la limite socle/remplissage ainsi que les discontinuités internes (unités et surfaces) de ce dernier (Tableau 7) séparées par 4 surfaces de discontinuités. Les enregistrements sismiques de cette zone sont caractérisés par la présence du premier multiple de réflexion du fait de la faible profondeur de la zone (-5 à -20 m CM) masquant souvent la base du remplissage dans les zones les moins profondes (partie est du bassin).

Tableau 7 : Tableau des faciès sismiques indentifiés dans l'enregistrement sédimentaire du bassin des Ecrehou. Caractéristique du signal : n = nulle, moy= moyenne, f = faible, F=Fort

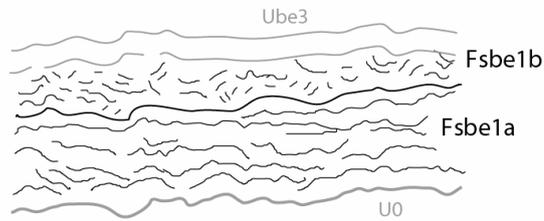
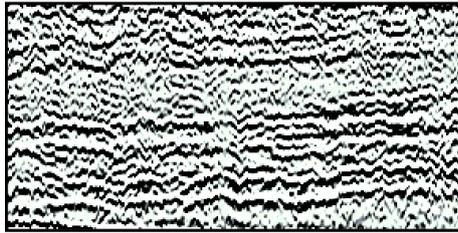
Unité	Faciès sismique	Caractéristiques du signal				Terminaison		Caractères morphologiques			
		Continuité	Amplitude	Fréquence	Configuration	Inférieure	Supérieure	Faciès		Unité	
								Forme externe	Epaisseur	Forme externe	Epaisseur
Ube4	Fsbe4c	/	/	/	/	aggradant (?)	troncature d'érosion (?)	drapage (fond dur)	< 2 ms	dune hydraulique	2 à 10 ms
	Fsbe4b	n. à f.	f.	F.	chaotique	aggradant (?)	troncature d'érosion (?)	drapage (fond meuble)	< 5 ms		
	Fsbe4a	f. à moy.	n. à f.	n. à F.	chaotique obliques	downlap base érosive	toplap	prisme	5 à 10 ms		
Ube3	Fsbe3b	n. à F.	n. à F.	n. à F.	chaotique aggradant	concordant (?) downlap (?)	troncature d'érosion (?)	feuillet	< 5 ms	remplissage de chenal	5 à 10 ms
	Fsbe3a	moy. à F.	moy. à F.	F.	migrant aggradant	concordant downlap	troncature d'érosion (?)	remplissage de chenal	5 ms		
Ube2	Fsbe2c	f. à moy.	f.	n. à F.	chaotique	/	/	prisme ou feuillet	5 à 10 ms	remplissage complexe de bassin	10 à 50 ms
	Fsbe2b	moy.	moy.	F.	chenaux divagants et amalgamés	aggradant base érosive	troncature d'érosion (?)	remplissage de bassin	15 ms		
	Fsbe2a	moy. à F.	moy.	F.	oblique parallèle à mamelonnée	base érosive downlap	troncature d'érosion (?)	corps sigmoïdaux emboîtés	10 à 15ms (par corps)		
Ube1	Fsbe1c	f.	moy. à F.	f. à moy.	glissement déformation	para-concordant	troncature d'érosion	feuillet discontinu	10 ms	feuillet déformé	30 ms
	Fsbe1b	f.	f.	n. à F.	chaotique à sub-parallèle	concordant (?)	troncature d'érosion	prisme (?)	10 ms		
	Fsbe1a	moy. à F.	moy. à F.	f.	sub-parallèle	concordant onlap	concordant	feuillet	10 à 15 ms		

a. Unité 1 – Ube1 :

Elle constitue l'unité de base du remplissage sédimentaire au toit de Sbe1 et a été reconnue dans tout le bassin des Ecrehou (Figure 48 ; Figure 49). Le fond du bassin étant situé bien en dessous du premier multiple dans la partie est, sa reconnaissance a nécessité une déconvolution sismique prédictive du signal afin d'atténuer cet artefact, rendant son pointé plus incertain (Figure 48 ; Figure 49). En moyenne, Ube 1 ne dépasse pas les 20 ms (Figure 52) d'enregistrement et adapte les déformations à grande longueur d'ondes du toit du

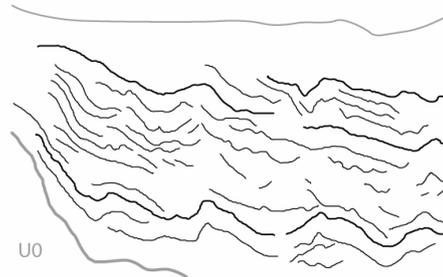
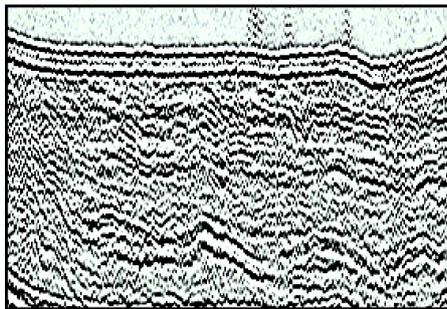
substratum. Elle remplit en outre une rugosité topographique courte longueur d’onde (quelque centaine de mètres) peu profonde (relief inférieur à 5 ms) en creux et bosses d’origine probablement érosive et antérieure au dépôt de Ube1.

Fsbe1 a et b -Ecr024



5 ms | 100 m

Fsbe1 a - Ecr013



5 ms | 100 m

Fsbe1 c - Ecr013

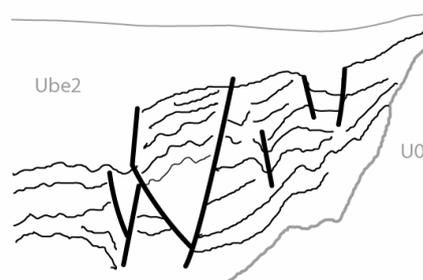
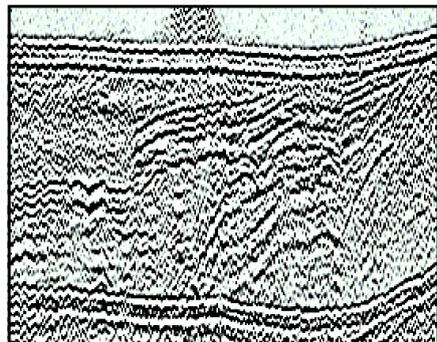


Figure 47 : Illustration des faciès sismiques pour l’unité Ube1 (le nord est à gauche).

Dans la partie ouest, plus visibles, deux faciès sismiques (Fsbe1a et Fsbe1b) ont été différenciés (Tableau 7 ; Figure 47) constituant un feuillet (*para-?*)concordant et aggradant sur le fond du bassin et généralement caractérisé par des réflexions fortes amplitude sub-parallèles. Ube1 apparaît déformée de la même manière que le fond du bassin et isopaque, tout du moins dans la partie ouest. Son toit est alors matérialisé par une surface structurale. Vers l’est, son toit est limité par une troncature d’érosion, mais les réflexions internes paraissent là encore grossièrement déformées comme la surface de base suggérant la continuité du caractère isopaque. Sur la bordure nord du bassin, le contact entre cette unité et

le socle sous-jacent et généralement masqué par le premier multiple. Son pointé sismique reste donc sujet à caution mais parait traduire un contact discordant correspondant peut-être à un contact faillé (Figure 48 ; Figure 49).

Sur la bordure sud du bassin, Ube1 présente un faciès complexe caractérisé par des rebroussements de réflexions et des décalages de quelques ms (équivalents à quelques mètres) définissant le faciès Fsbe1c (Figure 47).

b. Surface 2 – Sbe2 :

Dans la partie ouest du bassin, elle est constituée par la surface structurale au toit de l'unité Ube1 (Figure 48, Figure 49). Elle est alors caractérisée par une topographie très régulière en pente douce vers le centre du bassin (Figure 51). Au toit du faciès Fsbe1b, elle devient irrégulière tronquant les réflecteurs de Ube1. Vers le centre du bassin, elle se confond avec le toit du substratum tandis qu'elle est interceptée et tronquée par les surfaces érosives postérieures sur les bordures du bassin.

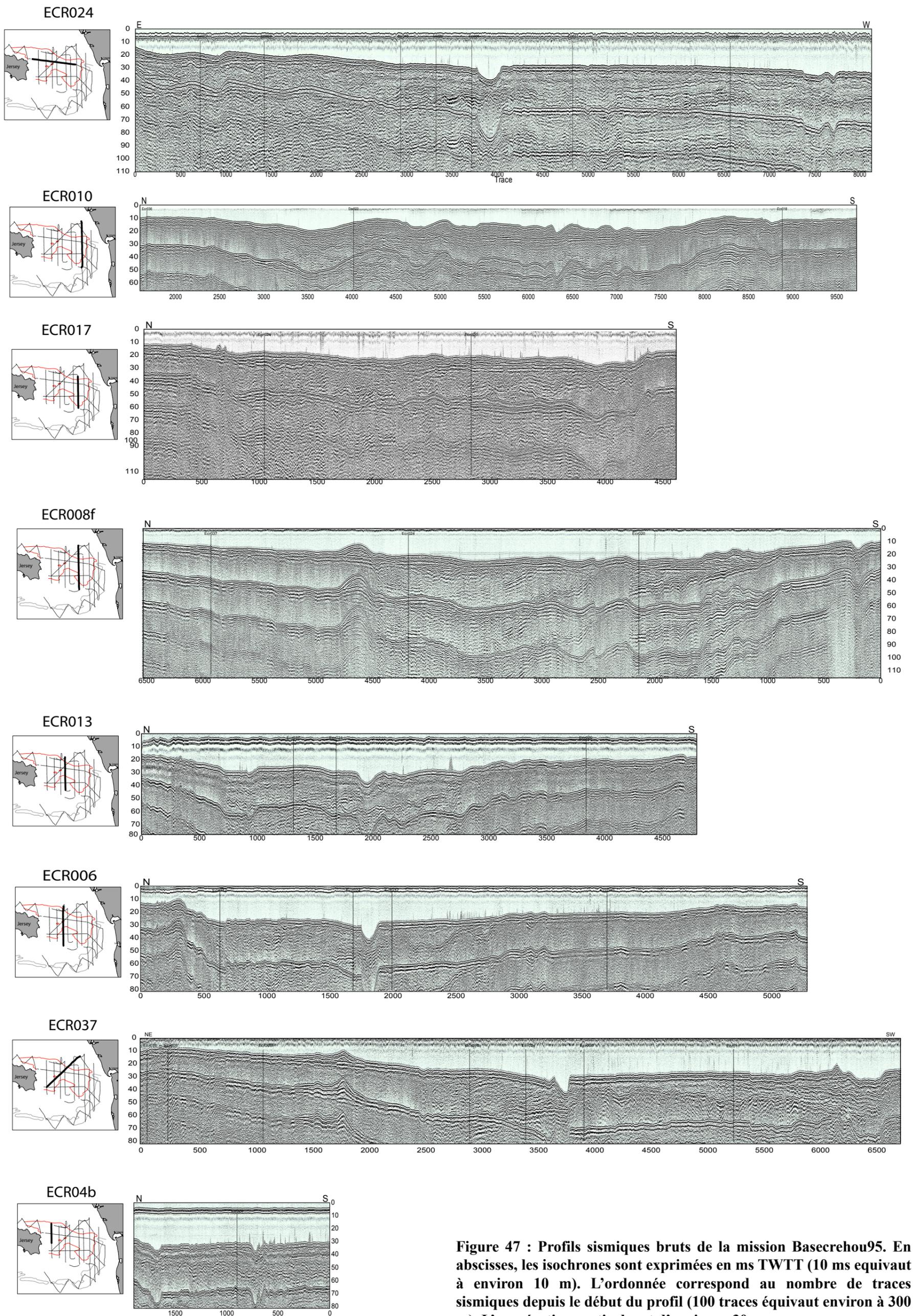


Figure 47 : Profils sismiques bruts de la mission Bascrehou95. En abscisses, les isochrones sont exprimées en ms TWTT (10 ms équivaut à environ 10 m). L'ordonnée correspond au nombre de traces sismiques depuis le début du profil (100 traces équivaut environ à 300 m). L'exagération verticale est d'environ x30

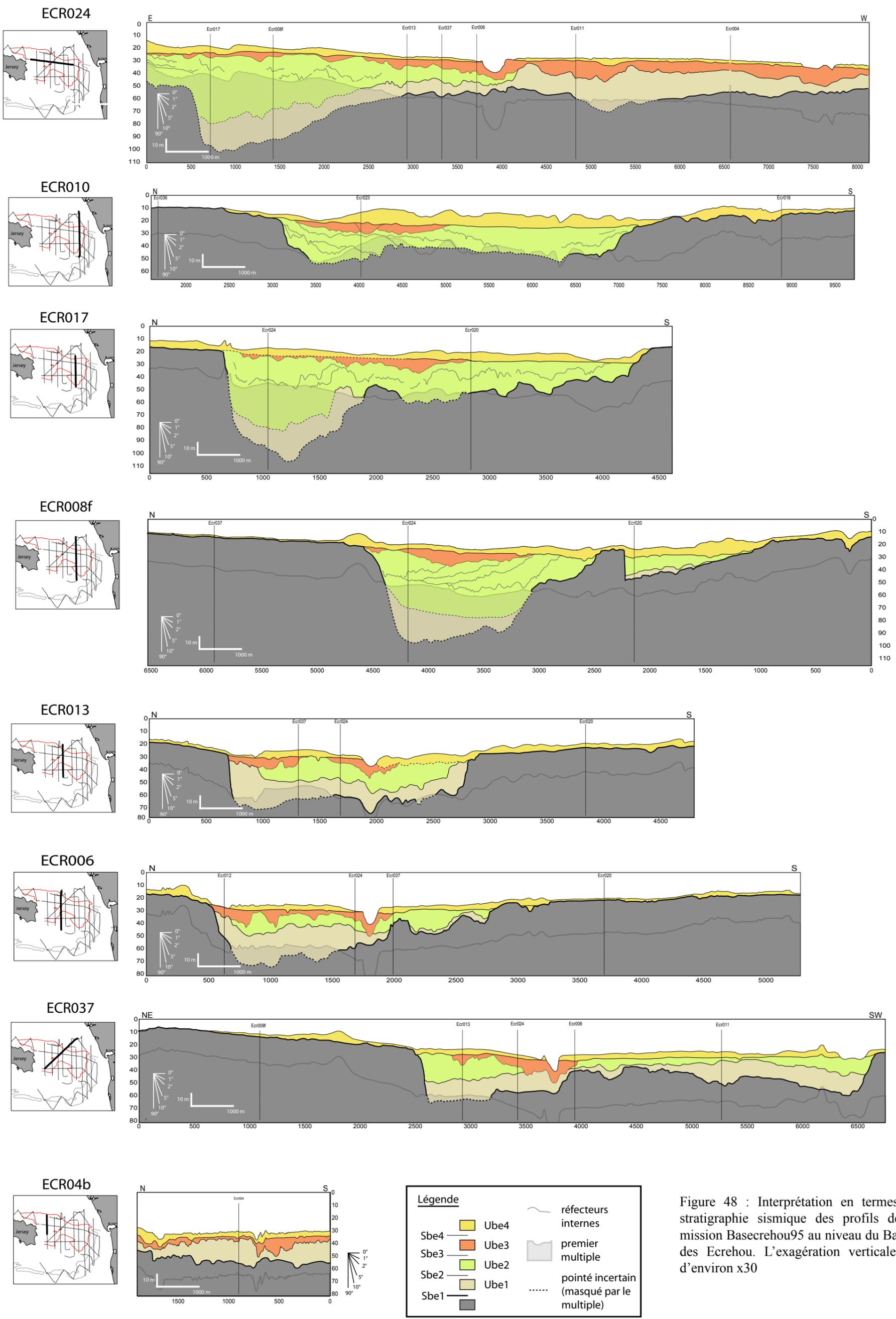


Figure 48 : Interprétation en termes de stratigraphie sismique des profils de la mission Basecrehou95 au niveau du Bassin des Ecrehou. L'exagération verticale est d'environ x30

c. Unité 2 – Ube2 :

Cette unité constitue la majeure partie du remplissage du bassin des Ecrehou, atteignant localement 50 ms. Elle n'a pas été reconnue dans la partie ouest du bassin mais est très largement représentée à l'est (Figure 52). Sa forme tridimensionnelle est prismatique dans une direction est-ouest (Figure 48 ; Figure 49). Elle repose en discordance (onlap/ para-concordance) sur le toit de Ube1 et U0 par l'intermédiaire de la surface de base érosive Sbe2. Trois faciès sismiques ont été individualisés (Tableau 7 ; Figure 50). Le faciès présentant la plus grande extension géographique correspond à des réflexions chaotiques organisées en prismes emboîtés migrant depuis les bordures nord ou sud selon les profils (Fsbe2a). Localement, l'organisation interne de ces prismes apparaît plus organisée sous la forme de réflecteurs obliques parallèles, localement mamelonnés, migrant depuis les épaulements du bassin vers le centre (Fsbe2b). Cependant selon les profils, ces prismes s'adossent sur la bordure nord ou la bordure sud (Figure 48 ; Figure 49) migrant alors vers la bordure opposée du bassin. Ainsi, l'espace kilométrique laissé libre entre le front des prismes et la bordure du bassin, est occupée par le faciès Fs2c (Tableau 7). Il constitue un remplissage aggradant à réflecteurs mamelonnés sous la forme d'un complexe de chenaux amalgamés de taille réduite (< à 100 m de large et < à 2 ms de profondeur).

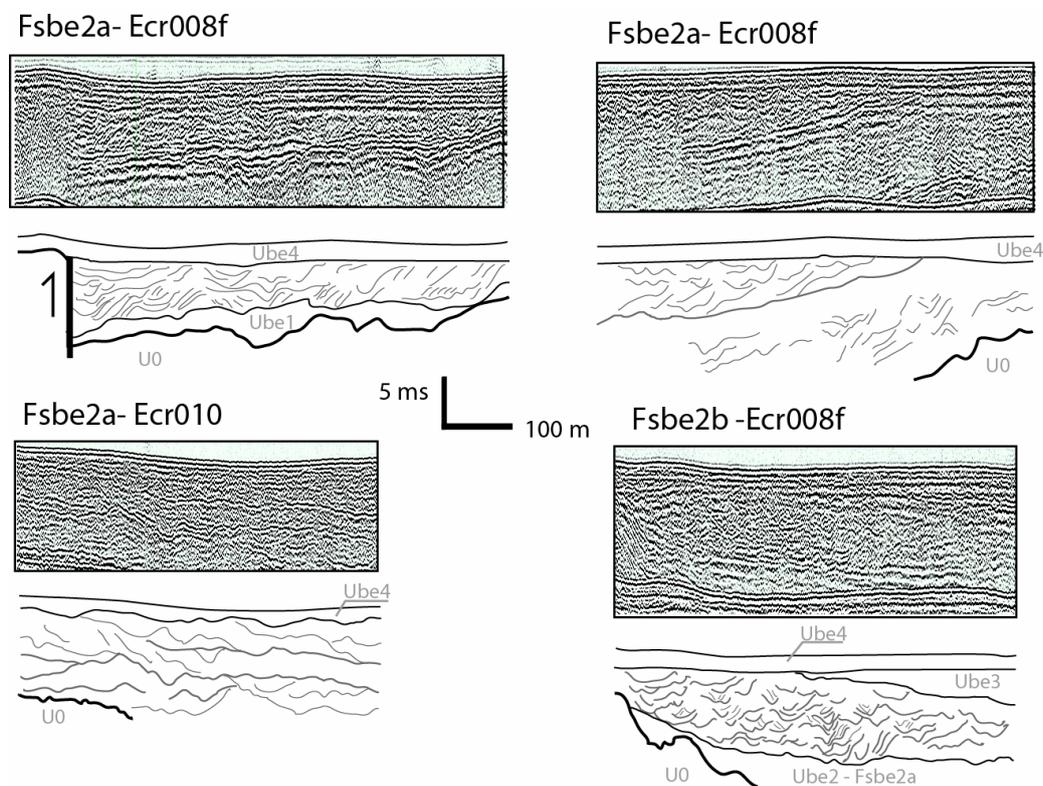


Figure 50 : Illustration des faciès sismiques pour l'unité Ube2 (le nord est à gauche).

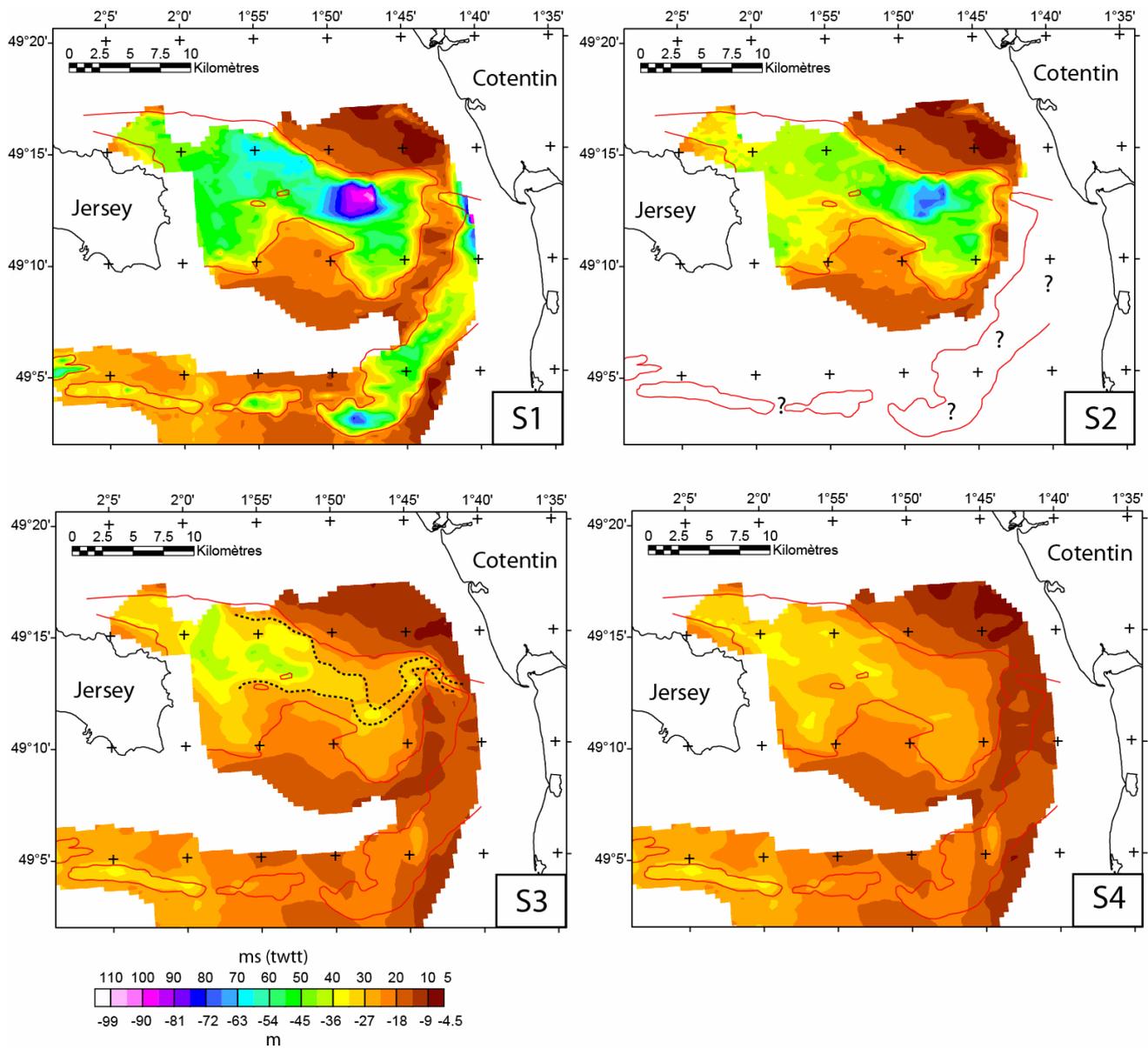


Figure 51 : Cartes d’isobathes des surfaces de discontinuité constituant les interfaces entre unités sismiques réalisées par interpolation des pointés sismiques. La surface Scb2 n’a pas pu être pointée sur suffisamment de profils pour être interpolée. S3 : en pointillés, les contours de l’incision limitée au toit par une troncature d’érosion produite par S4.

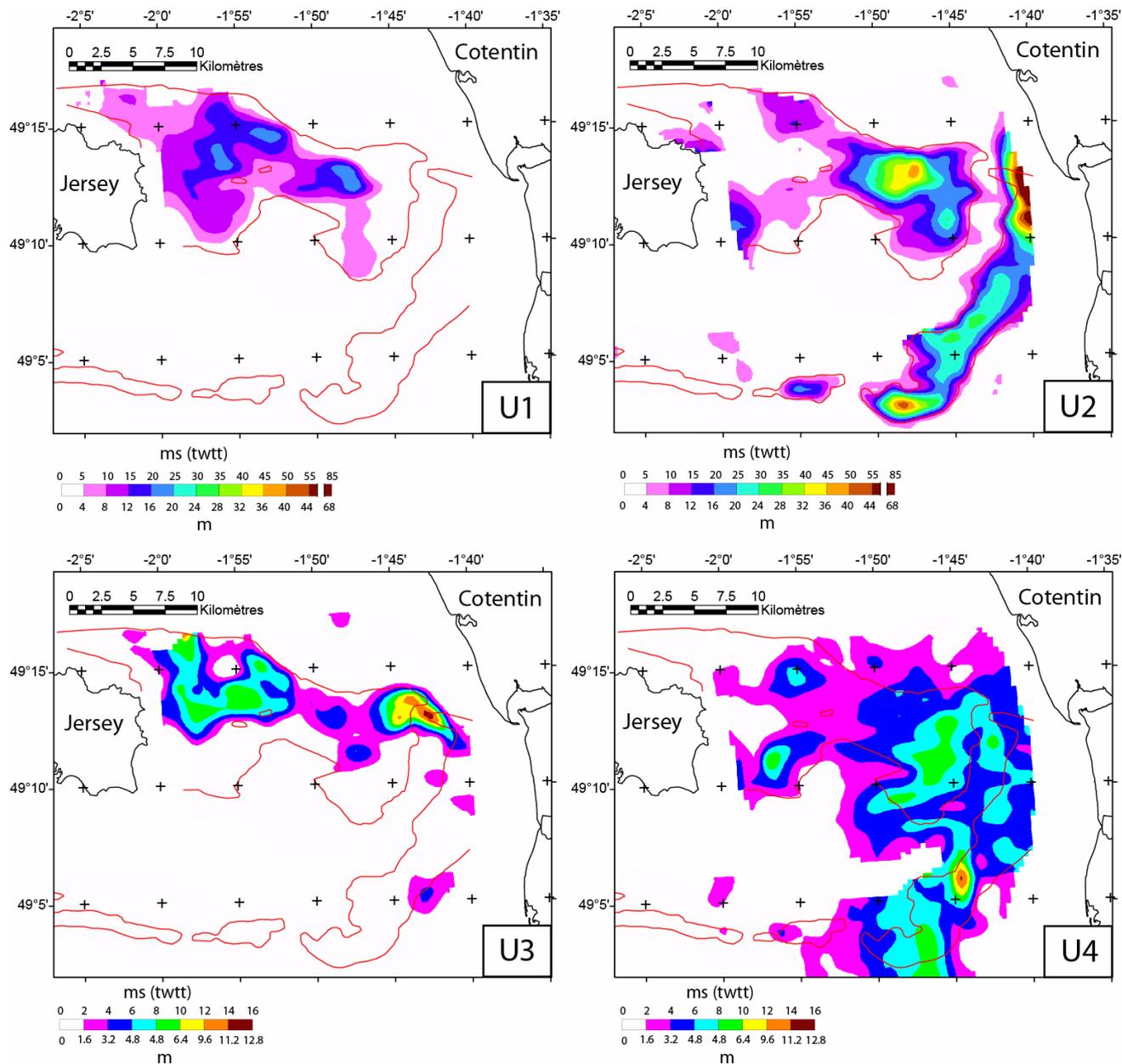


Figure 52 : Cartes d'isopaques des unités sismiques réalisées par soustraction des surfaces constituant le toit et la base de chaque unité. Les isopaques de l'unité U2 correspondent aux isopaques cummulées Ube2 (Bassin des Erehou) et de Ucb1 (base : Scb1 ; toit Scb2) et Ucb2 (base : Scb2 ; toit Scb3) dans le Chenal de la Chaussée des Boeufs, la surface Scb2 n'ayant pu être interpolée. Notez la différence d'échelle de couleurs entre U1/U2 et U3/U4.

d. Surface 3 – Sbe3

Cette surface correspond à une érosion chenalante de largeur kilométrique incisant le toit de Ube2 (Figure 48 ; Figure 49 ; Figure 51). Selon une direction nord-sud, Sbe3 forme un chenal large (3 à 4 Km) et peu profond (10 ms) à bordure rectiligne bien marqué au toit de U0 (Figure 53-Fsbe3a). Vers l'ouest la surface érodée conserve la même largeur mais passe à une topographie plus disséquée où s'individualisent des chenaux plus localisés (largeur = 1 Km) de profondeur variable (généralement 5 ms atteignant localement 10 ms) et séparé par des replats.

L'espaceement des profils ne permet pas de révéler le tracé exact de ce chenal mais les profils orientés dans la longueur du chenal principal montrent des variations topographiques pouvant indiquer une sinuosité de l'incision. Il semblerait néanmoins qu'il occupe la partie centrale du bassin et soit orienté grossièrement est-ouest.

e. Unité 3 – Ube3

Cette unité a été repérée sur toute la longueur du bassin mais présente une extension nord-sud limitée variant entre 2 et 4 Km de large. Elle remplit une incision au toit de Ube2 vers l'est et de Ube1 vers l'ouest (Figure 48 ; Figure 49 ; Figure 52). Elle remplit la surface d'incision Sbe3 montrant un chenal principal à l'est (largeur = 3 à 4 Km, profondeur max = 10 ms) passant à de multiples chenaux de plus petites dimensions (largeur = 1 Km, profondeur max = 15 ms) vers l'ouest. Ces chenaux sont donc caractérisés par des rapports L/h importants très supérieur à 100.

Le remplissage présente deux faciès sismiques (Tableau 7 ; Figure 53) correspondant à un remplissage aggradant dans les chenaux (Fsbe3a) formant localement des onlaps sur le fond des chenaux. Entre les chenaux, des dépôts aggradant constitués de réflecteurs peu continus, sub-parallèles à chaotiques forment des feuillets peu épais, et à configuration chaotique au niveau des interfluves (Fsbe3b).

L'espaceement entre les profils ne permet pas de dresser une cartographie très précise de ces dépôts.

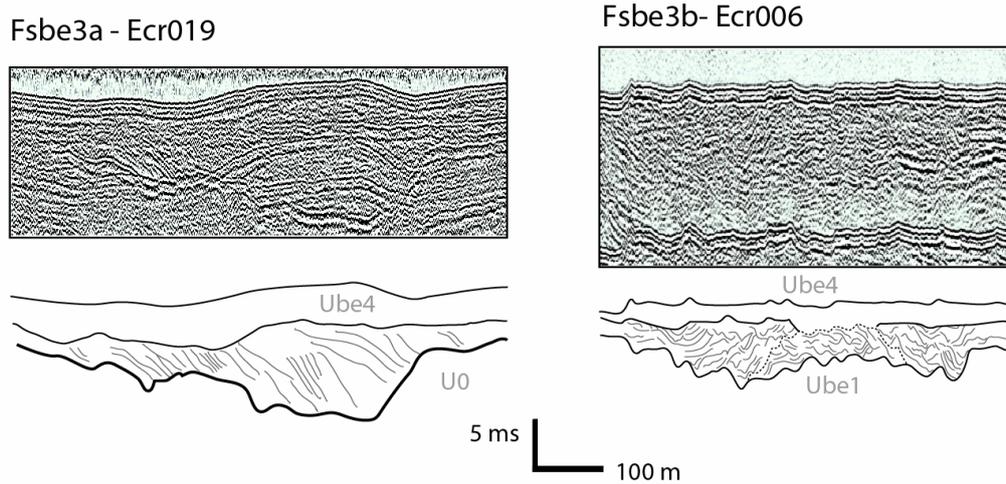


Figure 53 : Illustration des faciès sismiques pour l'unité Ube3 (le nord est à gauche).

f. Surface 4 – Sbe4

Il s'agit d'une surface plane et horizontale, soulignée par un à deux réflecteurs à forte amplitude (Figure 48 ; Figure 49). Dans la zone ouest, elle est souvent comprise dans l'épaisseur du réflecteur marquant l'interface eau/sédiment sur le fond marin actuel mais apparaît localement. A l'est, elle est facilement reconnaissable à la base de l'unité sus-jacente. Elle est caractérisée par une topographie très régulière (Figure 51). Sa dynamique érosive est particulièrement visible au toit de l'unité U0. En effet, ce dernier est nivelé de la même manière que le remplissage du bassin bien qu'il s'agisse d'un domaine de socle plus résistant à l'érosion. Elle constitue le fond marin aux endroits où le substratum U0 est affleurant.

g. Unité 4 – Ube4f

Cette unité présente une extension régionale non limitée aux Ecrehou. Elle scelle l'ensemble des formations sous-jacentes et repose sur celles-ci par l'intermédiaire de la surface plane et régulière Sbe4 (Figure 48 ; Figure 49 ; Figure 52). Elle recouvre aussi de manière discontinue le substratum (U0). Son toit constitue le fond marin actuel entre -5 et -20 m (CM).

Trois faciès sismiques ont pu être individualisés (Tableau 7 ; Figure 54). Le faciès Fsbe4a correspond à des réflexions obliques parfois chaotiques, en onlap sur la surface de base Sbe4. Elle montre une succession aggradante/migrante d'épisodes d'érosion/dépôts formant des corps sableux (dunes et bancs).

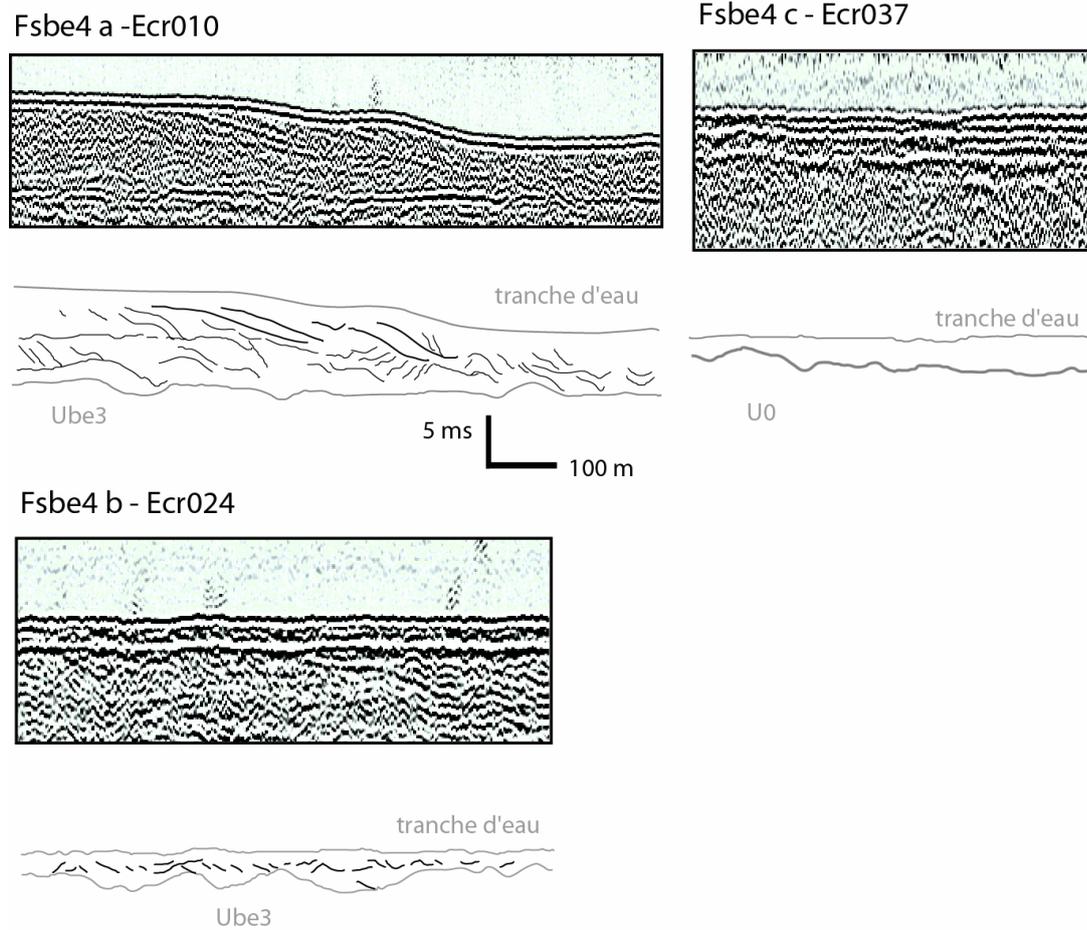


Figure 54 : Illustration des faciès sismiques pour l'unité Ube4 (le nord est à gauche).

En dehors des zones d'accumulation, Ube4 apparaît sous la forme d'un feuillet drapant de faible épaisseur (< 5 ms ; Fsbe4b) compris dans l'épaisseur du signal notamment au toit du substratum ante-mésozoïque (Fsbe4c).

Les profils sismiques permettent d'individualiser deux ensembles : un ensemble ante-déformation (U0, Sbe1 et Ube1) formant le socle du bassin et un remplissage de bassin, compris entre Sbe2 et Sbe4. La fin de l'enregistrement correspond aux dépôts de l'unité Ube4 scellant toute les unités sous-jacentes.

3.2. Description du Chenal de la Chaussée des Bœufs

Le Chenal de la Chaussée des Boeufs est imagé par la mission de sismique réflexion Basecrehou95. Les enregistrements sismiques mettent en évidence deux ensembles distincts à savoir un socle (U0) dont le toit déprimé (Scb1) constitue la base du remplissage sédimentaire du Chenal de la Chaussée des Bœufs. Après une description en termes de stratigraphie

sismique du socle (U0), la forme du bassin définie par la topographie de Scs1 sera présentée. Enfin, les unités et surfaces sismiques identifiées dans le remplissage sédimentaire du Chenal de la Chaussée des Bœufs seront décrites en termes de stratigraphie sismique.

3.2.1. Description par stratigraphie sismique du substratum du Chenal de la Chaussée des Bœufs

a. Unité 0 – U0

Cette unité constitue le socle au toit duquel le chenal de la Chaussée des Bœufs est incisé. Il s'agit de la même unité de base qu'au niveau du Bassin des Ecrehou (Fs0) (Cf. ce chapitre paragraphe 3.1.1. a). Cependant un second faciès a pu être identifié. Le faciès Fs0b montre des réflecteurs très continus et fortement pentés, à fortes amplitudes et haute fréquence s'organisant localement en plis coffrés et plus généralement en monoclinaux orientés indifféremment vers le nord ou le sud. Les terminaisons supérieures de ces réflecteurs sont tronquées par les surfaces érosives postérieures. Ce faciès est surtout visible sur le plateau qui sépare Jersey des Minquiers (Figure 55 – coupe AB).

b. Surface 1 – Scb1

Cette surface constitue l'interface entre le socle U0 et les unités sus-jacentes (Ucb 1 à Ucb4). Elle correspond ainsi à une surface de fort contraste d'impédance acoustique et est matérialisée par un couple de réflecteurs à amplitude et continuité moyennes. Sa topographie est complexe et évolue d'est en ouest tant en forme qu'en bathymétrie (Figure 51; Figure 55 – coupe IJ). L'évolution morphologique suggère une histoire polyphasée modélisée par plusieurs périodes d'érosion. Elle est en grande partie masquée par le premier multiple vers l'est du fait de la diminution de la tranche d'eau. Cependant une déconvolution du signal sismique a en partie permis de la repérer à travers le multiple de manière suffisamment continue pour permettre une reconstitution 3D de sa topographie (Figure 55). Très localement, la transition bordure/fond du bassin s'effectue par un plan rectiligne subvertical constituant une rupture topographique d'environ 40 ms entre les bordures et le fond du chenal (Figure 55 – profil coupe GH). Son orientation est comprise entre N50 et N70, donc alignée selon une direction structurale reconnue dans les bassins à terre (Baize, 1998).

3.2.2. Sectorisation morphologique du Chenal de la Chaussée des Boeufs

Le chenal de la Chaussée des Bœufs présente une organisation complexe. L'incision est constituée par l'alignement de plusieurs dépressions de formes variées. Le pointé de la surface basale a permis de différencier trois ensembles morphologiques segmentant le Chenal de la Chaussée des Boeufs depuis l'est vers l'ouest (Figure 55 – coupe IJ):

- Entre Jersey et le Minquiers, un chenal étroit et asédimentaire,
- Au niveau des Southern Anquettes, des cuvettes elliptiques formant pour l'une d'entre elles un bassin fermé et s'alignant dans une direction est-ouest,
- Au nord du plateau du Sénéquet, un chenal large à fond plat orienté N50-70.

a. Secteur Jersey / les Minquiers

Il est constitué d'un chenal topographiquement peu marqué (5 à 10 ms) de direction est-ouest atteignant 1 à 1.5 Km de large (Figure 55-coupes AB). Son contour est visible dans la bathymétrie actuelle du fond et suit l'isobathe -20 m (CM). Le fond est irrégulier et occupé par un à deux talwegs discontinus représentant un surcreusement localisé de 5 ms. Le remplissage sédimentaire est très peu important, formant de minces plaquages locaux au fond des talwegs. La majeure partie du chenal est totalement asédimentaire et laisse affleurer l'unité de socle U0. Localement quelques placages ont été conservés en fond de chenal représentant des accumulations de 5 à 10 ms. Cette surface érosive en pente douce vers l'ouest peut être suivie jusqu'au droit de la pointe sud-est de Jersey. Elle disparaît par biseautage vers l'est et laisse place à une surface plane sans incision au toit du socle.

b. Secteur des Southern Anquettes

Au niveau de cette portion (-15 m CM), l'incision est formée par l'alignement est-ouest de deux cuvettes de 5 à 6 km de long à contours grossièrement elliptiques atteignant entre 1 et 2 Km de large (Figure 55-coupes CD et EF). Bien que circonscrites, ces cuvettes sont connectées par des chenaux en V, étroits (200 m) et peu profonds (<10 ms). Leur caractère érosif est clairement marqué par la troncature des réflecteurs fortement pentés du substratum. Selon un transect nord-sud, la surface de base se caractérise par l'emboîtement de surfaces concaves à très faible angle s'interceptant et migrant vers le nord (Figure 55-coupes CD). Le fond de ces dépressions atteint localement l'isobathe -80 ms et s'approfondit vers l'est. A mesure que l'on progresse vers l'est, la base disparaît sous le premier multiple.

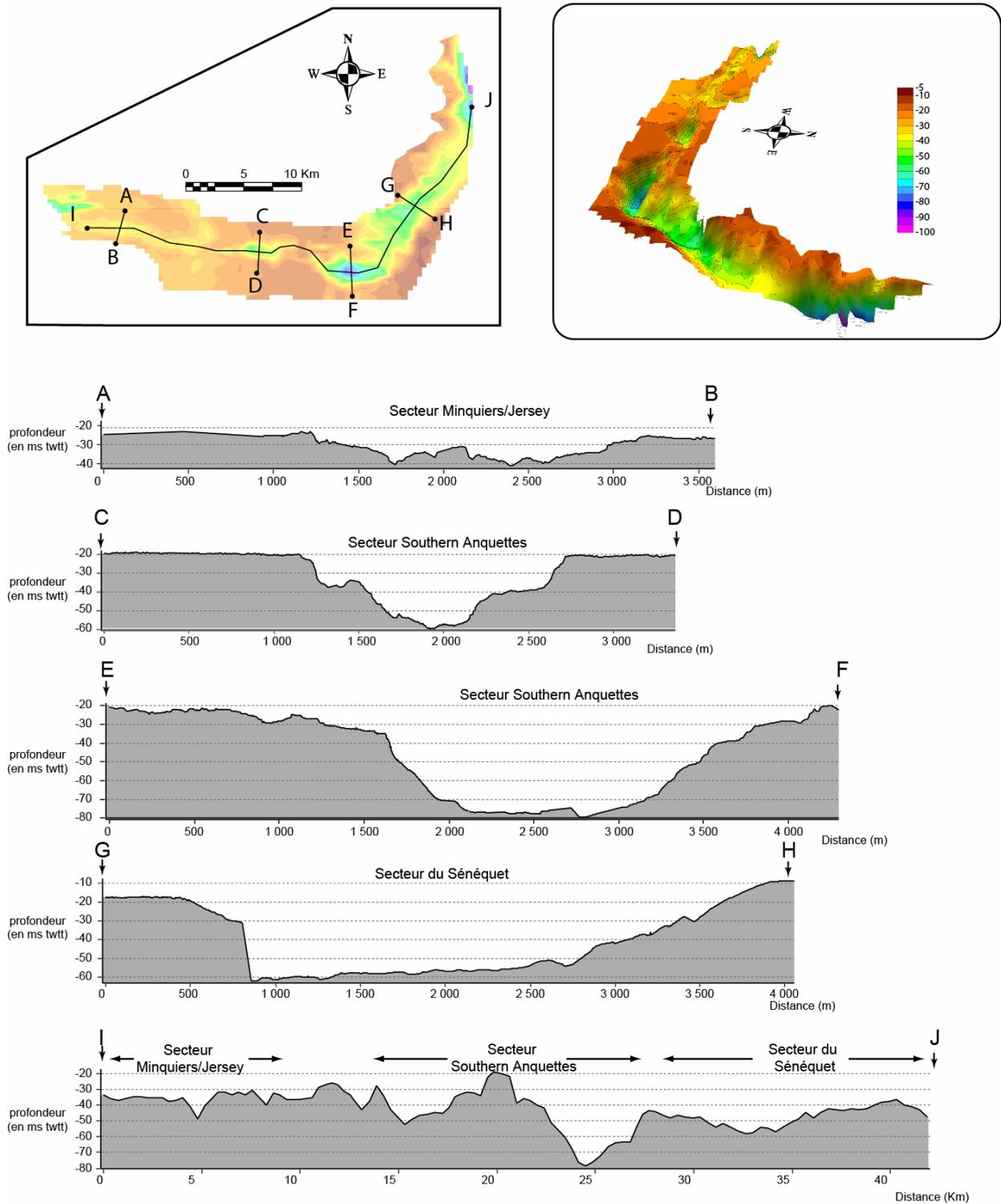


Figure 55 : Zonation morphologique des dépressions constitutives du Chenal de la Chaussée des Boeufs (l'abscisse correspond aux isochrones exprimées en ms twtt).

c. Secteur du Sénéquet

Vers l'est, Le Chenal de la Chaussée des Boeufs change de direction pour s'orienter au N50, en direction du Havre de Lessay. La base de l'incision est souvent masquée par le premier multiple sismique du fait de la faible tranche d'eau (-10 à -5 m CM) rendant sa reconstitution hypothétique. L'incision prend ici la forme d'un chenal continu depuis la Chaussée des Bœufs jusqu'aux approches du Havre de Lessay. Ce chenal présente une largeur constante comprise entre 4 et 5 Km. Ses bordures sont abruptes et localement contraintes par des segments de failles orientées N50-N70 (bordure nord, Figure 55 – coupe GH). L'incision s'approfondit d'ouest en est passant de -50 ms TWTT sur la Chaussée des Bœufs à plus de -70 ms TWTT, et s'approfondit fortement à son extrémité est, dépassant l'isochrone 110 ms TWTT. Le profil topographique en long du chenal n'est pas rectiligne et présente une topographie ondulante en seuils et cuvettes de surcreusement (Figure 55 – coupe IJ).

En résumé, le Chenal de la Chaussée des Boeufs correspond à un chenal érosif discontinu présentant une forte évolution morphologique. Cette variabilité se traduit par une évolution de la forme du chenal localement interrompue par des zones de transit peu incisées. Parallèlement à cette compartimentation, le profil en long s'approfondit en direction de l'est. Enfin l'incision apparaît guidée structurellement au niveau du secteur du Sénéquet le long de la direction structurale N50-70.

3.2.3. Description du remplissage du Chenal de de la Chaussée des Boeuf

Le remplissage a été illustré en grande partie par les profils de sismique réflexion de la mission GeoEcrou08 et par quelques profils de la mission Basecrehou95. Le premier multiple masque une grande partie du remplissage, rendant la reconnaissance des unités et des surfaces très incertaine d'un profil sur l'autre. D'autre part les missions Basecrehou95 et GeoEcrou08 ne possèdent pas la même résolution si bien qu'un même objet ne présente pas toujours les mêmes caractères de réflexion sur les deux missions. Ce changement des caractères de réflexion, mis en évidence par l'incohérence des faciès sismiques au niveau des croisements des profils Basecrehou95 et GeoEcrou08, a rendu le pointé sismique incertain pour la plupart des surfaces identifiées.

Tableau 8 : Tableau des faciès sismiques indentifiés dans l'enregistrement sédimentaire du Chenal de la Chaussée des Boeufs. Caractéristique du signal : n = nulle, moy= moyenne, f = faible, F=Forte

Unité	Faciès sismique	Caractéristiques du signal				Terminaison		Caractères morphologiques			
		Continuité	Amplitude	Fréquence	Configuration	Inférieure	Supérieure	Faciès		Unité	
								Forme externe	Epaisseur	Forme externe	Epaisseur
Ucb4	Fscb4c	/	/	/	/	aggradant (?)	troncature d'érosion (?)	drapage (fond dur)	< 2 ms	dune hydraulique	2 à 10 ms
	Fscb4b	n. à f.	f.	F.	chaotique	aggradant (?)	troncature d'érosion (?)	drapage (fond meuble)	< 5 ms		
	Fscb4a	f. à moy.	n. à f.	n. à F.	chaotique - obliques	downlap base érosive	toplap	prisme	5 à 10 ms		
Ucb3	Fscb3	f. à moy.	f.	F.	chaotiques - oblique (?)	downlap (?) / onlap (?)	troncature d'érosion	remplissage de bassin	< 5 ms	remplissage de chenal	< 5 ms
Ucb2	Fscb2b	f. à moy.	f.	moy. à F.	parallèle concave et aggradant	para concordant	troncature d'érosion / toplap (?)	remplissage de bassin	10 ms	remplissage complexe de bassin	35 ms
	Fscb2a	F.	F.	f.	obliques sigmoïdes	base érosive concordant	troncature d'érosion / toplap (?)	prismes emboîtés	15 ms		
Ucb1	Fscb1b	F.	F.	f.	parallèle aggradant	concordant	para-concordant	feuillelet	> 20 ms (?)	feuillelet	> 20 ms (?)
	Fscb1a	f. à moy.	f. à moy.	moy.	sub-parallèle aggradant	concordant / onlap (?)	para concordant	feuillelet	> 20 ms (?)		

a. Unité 1 – Ucb1

Cette unité remplit la topographie de la surface érosive Scb1 et constitue l'unité de base de l'enregistrement sédimentaire au sommet de U0. Lorsqu'elle a été reconnue, elle occupe la totalité de la largeur du bassin (Figure 52). Elle est présente dans les cuvettes du secteur Southern Anquettes ainsi que dans la partie ouest du secteur du Sénéquet sur les profils de la mission GeoEcrou08 (Figure 56, Figure 57). Elle est en revanche difficilement identifiable sur les profils Basecrehou95 (Figure 58, Figure 59) probablement à cause d'une résolution inférieure. Elle est alors repérée au niveau du croisement des profils des deux missions et prolongé au niveau des réflecteurs présentant des caractères voisins sur les profils Basecrehou95. Cependant, seule la surface sommitale marquée par des réflecteurs de forte amplitude et relativement continus témoigne de la présence de Ucb1 sur ces derniers.

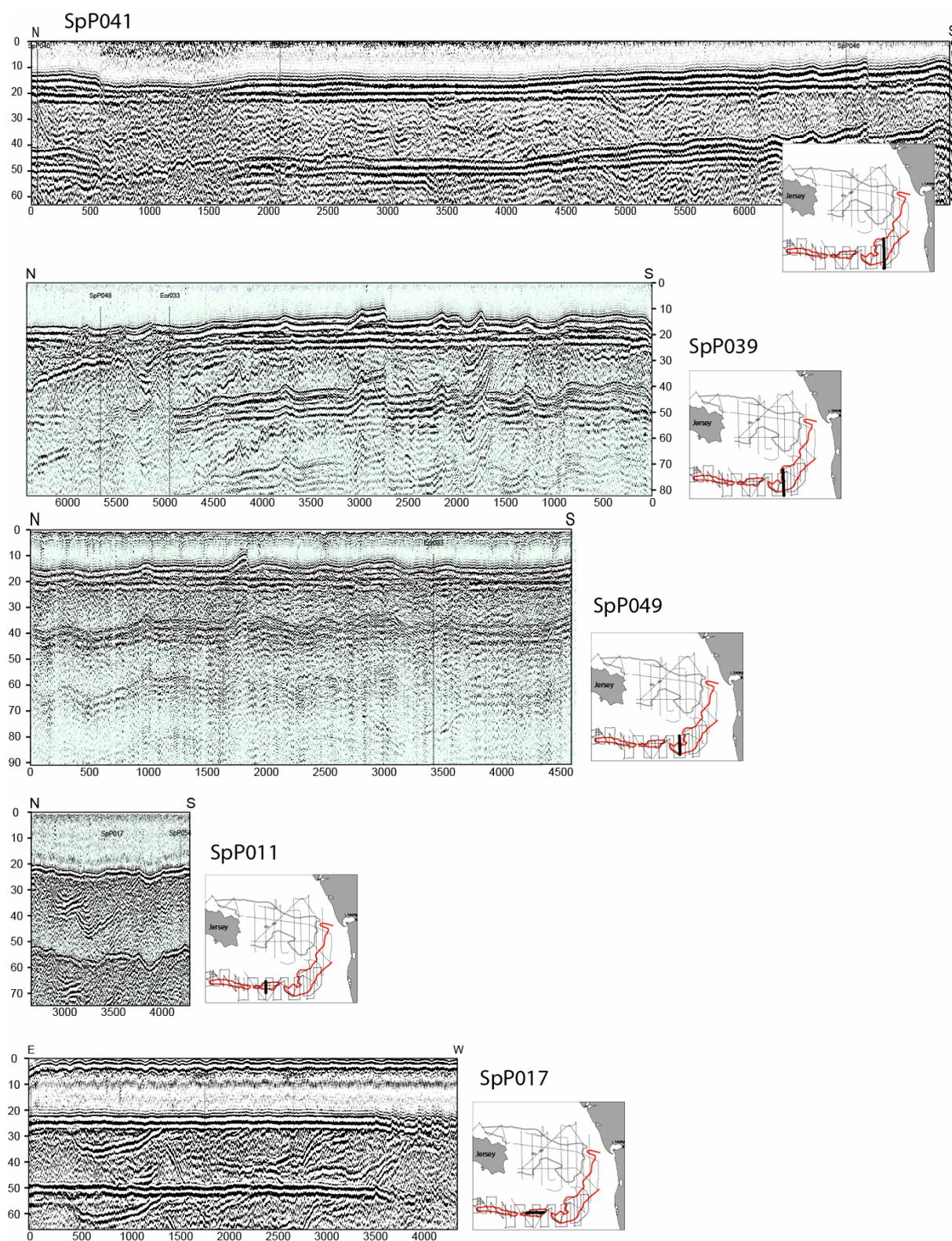


Figure 56 : Profils sismiques bruts de la mission GeoErou8 au niveau du Chenal de la Chaussée des Boeufs. En abscisses, les isochrones sont exprimées en ms TWTT (10 ms equivaut à environ 10 m). L'ordonnée correspond au nombre de traces sismiques depuis le début du profil (100 traces equivaut environ à 100 m). L'exagération verticale est d'environ x30.

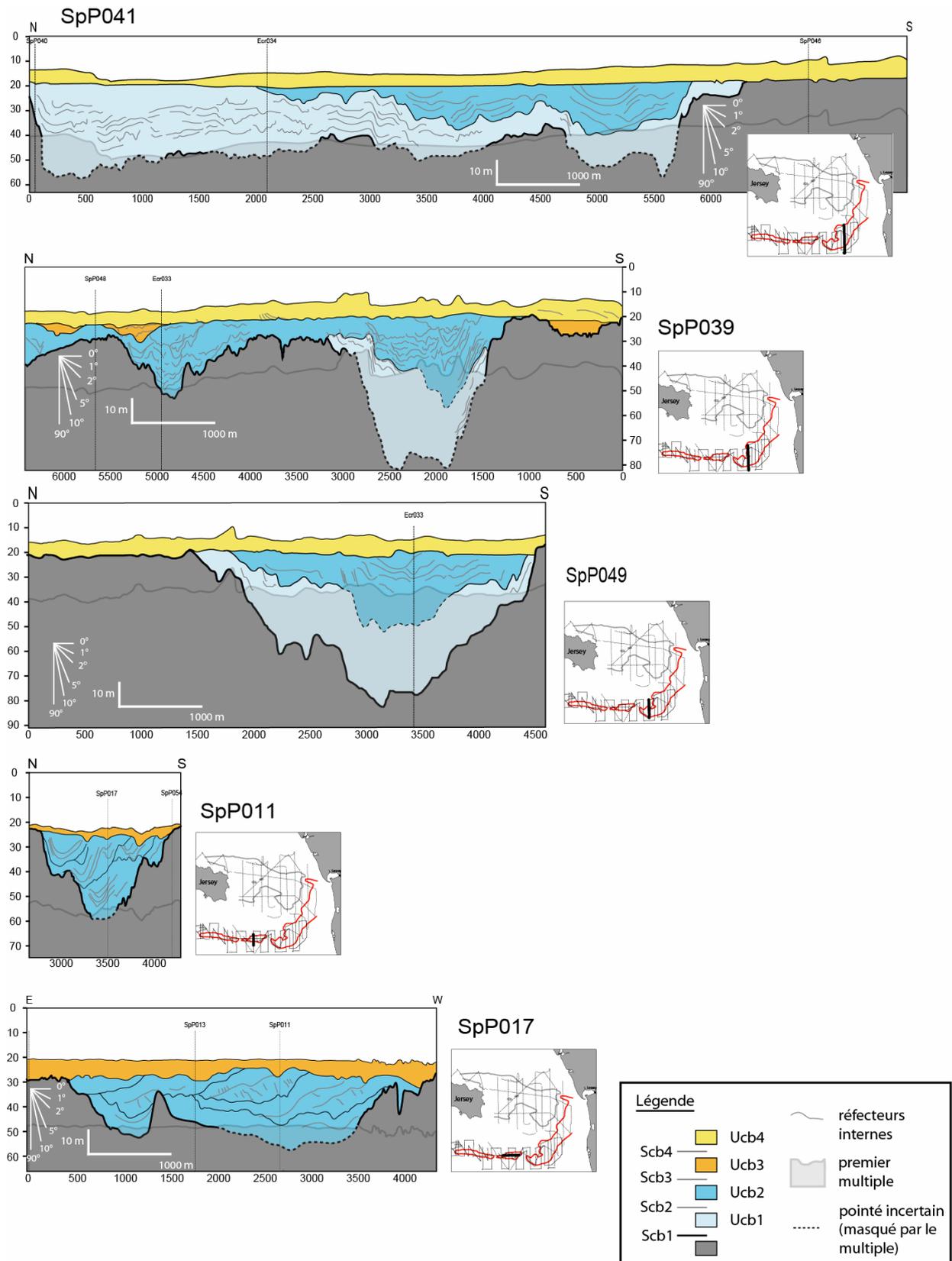


Figure 57 : Interprétation en termes de stratigraphie sismique des profils de la mission GeoErou8 au niveau de la Chassée des Boeufs.

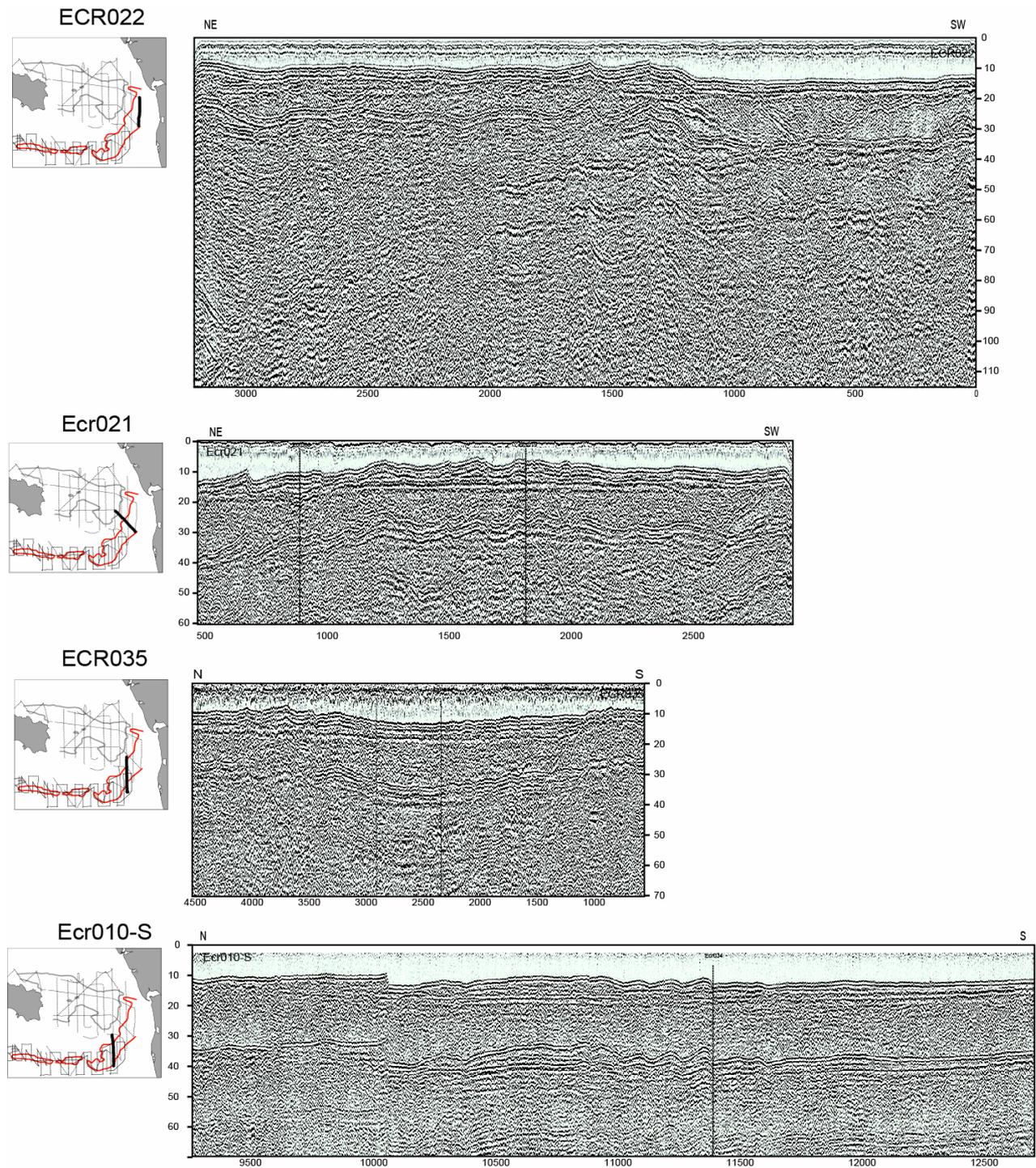


Figure 58 : Profils sismiques bruts de la mission Basecrehou95 au niveau de la Chaussée des Bœufs (Plateau du Sénéquet). En abscisses, les isochrones sont exprimées en ms TWTT (10 ms équivaut à environ 10 m). L'ordonnée correspond au nombre de traces sismiques depuis le début du profil (100 traces équivaut environ à 300 m). Notez la différence de résolution entre les profils Ecr035 et Ecr010-S et les profils acquis dans la même zone au cours de la mission GeoEcou8 (SpP041 et SpP039, Figure 48). L'exagération verticale est d'environ x30.

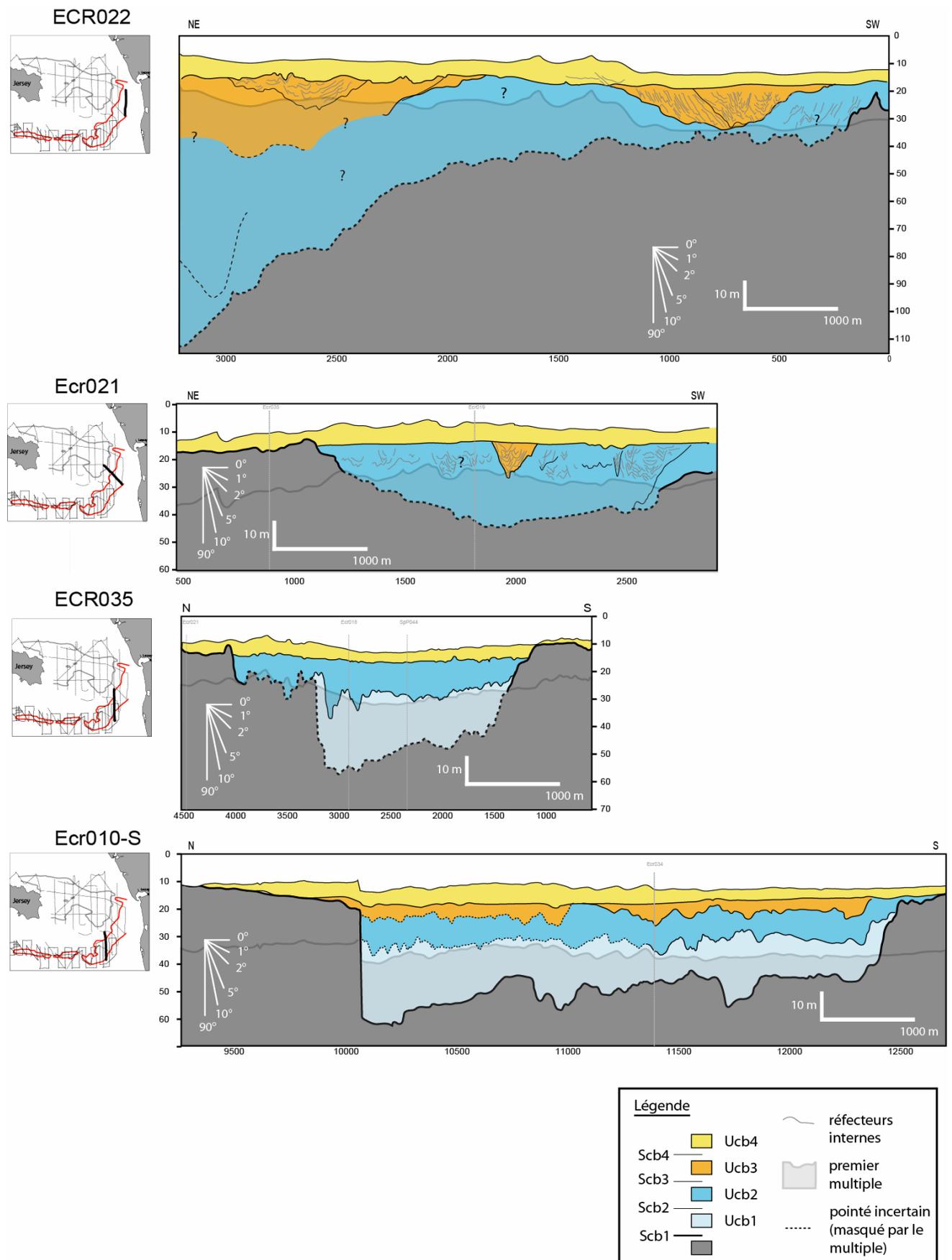


Figure 59 : Interprétation en termes de stratigraphie sismique des profils de la mission Bascrehou95 au niveau de la Chassée des Boeufs.

Cette unité apparaît sous la forme de deux faciès sismiques (Fscb1a et Fscb1b ; Tableau 8 ; Figure 60). Les réflecteurs sont respectivement sub-parallèles et parallèles et présentent une stratification basse fréquence. Sa forme externe correspond à un feuillet drapant la topographie du fond du bassin, l'ensemble des réflecteurs apparaissant purement aggradant et pouvant former des onlaps sur les bordures de l'incision. Localement, le jeu de microfailles est scellé par le dépôt de cette unité mettant en évidence un caractère purement aggradant.

Son toit est tronqué par la surface Scb2 dont la morphologie évolue d'est (Southern Anquettes) en ouest (Sénéquet).

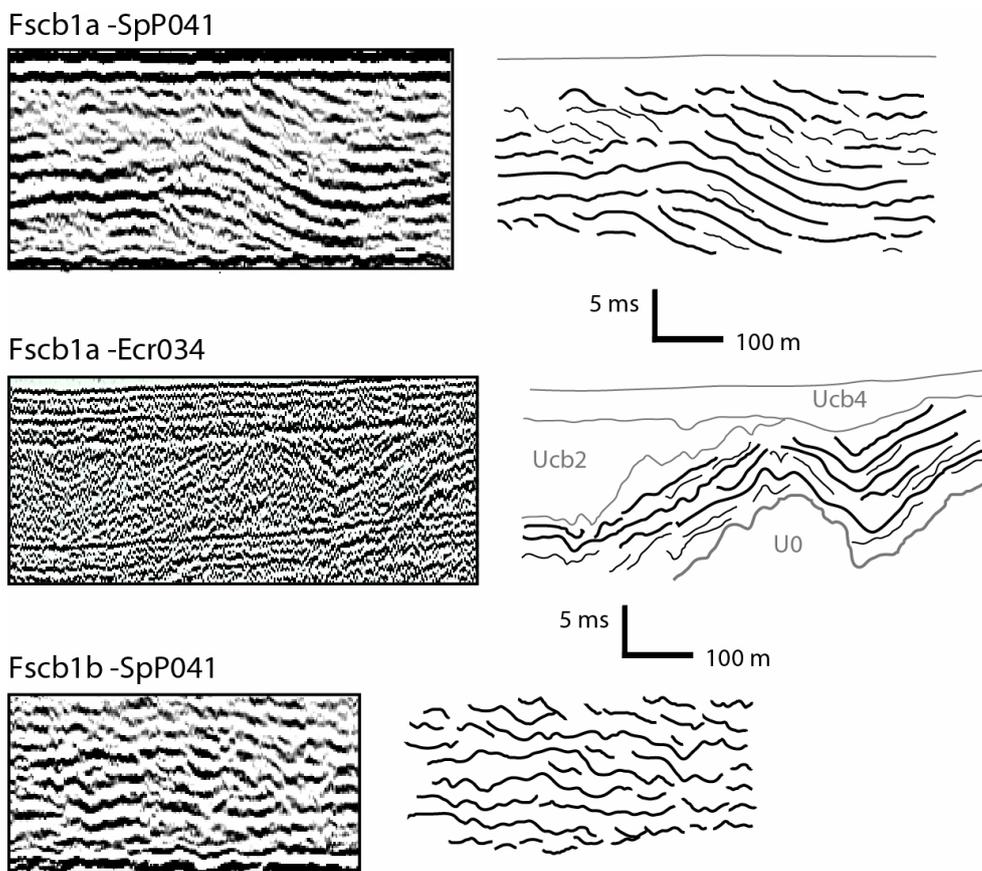


Figure 60 : Illustration des faciès sismiques pour l'unité Ucb1 (le nord est à gauche)

b. Surface 2 – Scb2

Cette surface incise le toit de l'unité U0 et vers l'ouest celui d'Ucb1. Au toit de U0 (secteur Southern Anquettes) elle présente une forme de gouttière, à section transversale en arc de cercle concave à grand angle (Figure 56, Figure 57). Elle constitue deux sous-bassins en forme de cuvettes, séparés par des seuils topographiques. Ces cuvettes sont cependant connectées par à un chenal à topographie de gouttière également, mais n'atteignant qu'une

largeur de 400 m pour une profondeur limitée à moins de 20 ms. Vers l'ouest au toit de Ucb1 (ouest du chenal de Sénéquet), elle passe à une surface plus régulière, présentant toujours une topographie à section transversale en arc de cercle limitée au tracé du chenal précédent (Figure 58, Figure 59). Cette surface est difficilement prolongeable vers l'est car souvent masquée par le premier multiple. De plus, elle constitue une surface de para-concordance entre Ucb2 et Ucb1 souvent difficile à distinguer. Elle semble se stabiliser entre 40 et 50 ms de profondeur au centre de la gouttière qu'elle décrit.

c. Unité 2 – Ucb2

L'unité Ucb2 a été observée dans toutes les zones sédimentaires et présente une extension géographique importante, occupant la totalité de la largeur des bassins lorsqu'elle est présente (Figure 52). Elle repose en discordance sur U0 (Southern Anquettes) et Ucb1 (chenal du Sénéquet) ou en para-concordance sur Ucb1 par l'intermédiaire de la surface érosive Scb2 (Ucb1)

Elle correspond à l'emboîtement progradant de corps sédimentaires sigmoïdaux, limités à la base et au sommet par des réflecteurs à forte amplitude (Fscb2a) (Tableau 8 ; Figure 61). Au sein de chaque prisme, la coupe longitudinale montre des réflecteurs obliques sigmoïdes progradant vers l'est (Figure 56, Figure 57). Les sections transversales révèlent un profil en auges aggradantes organisées en séquences, séparées par des surfaces de reprise d'érosion. Ces séquences migrent vers le nord dans la largeur du chenal. Ce type d'organisation est particulièrement bien illustré dans le secteur Southern Anquettes et paraît moins bien exprimé dans l'incision du secteur du Sénéquet. Dans ce dernier, aucune coupe longitudinale n'est disponible mais les coupes transversales montrent encore localement les faciès en auges à grand rayon de courbure (Figure 58, Figure 59). Latéralement, la stratification forme des litages obliques parallèles de moyenne à faible amplitude et les caractères de réflexion apparaissent moins continus (Fscb2b).

Le toit de Ucb2 est limité par des tronçatures d'érosion (Scb3 et Scb4).

d. Surface 3 – Scb3

Cette surface incise le toit de l'unité Ucb2 et plus localement de l'unité Ucb1 sous la forme de chenaux. Vers l'est (secteur du Sénéquet) elle forme un chenal unique présentant une section transversale en V d'environ 300 m de large et de moins de 10 m de profondeur (Figure 58, Figure 59).

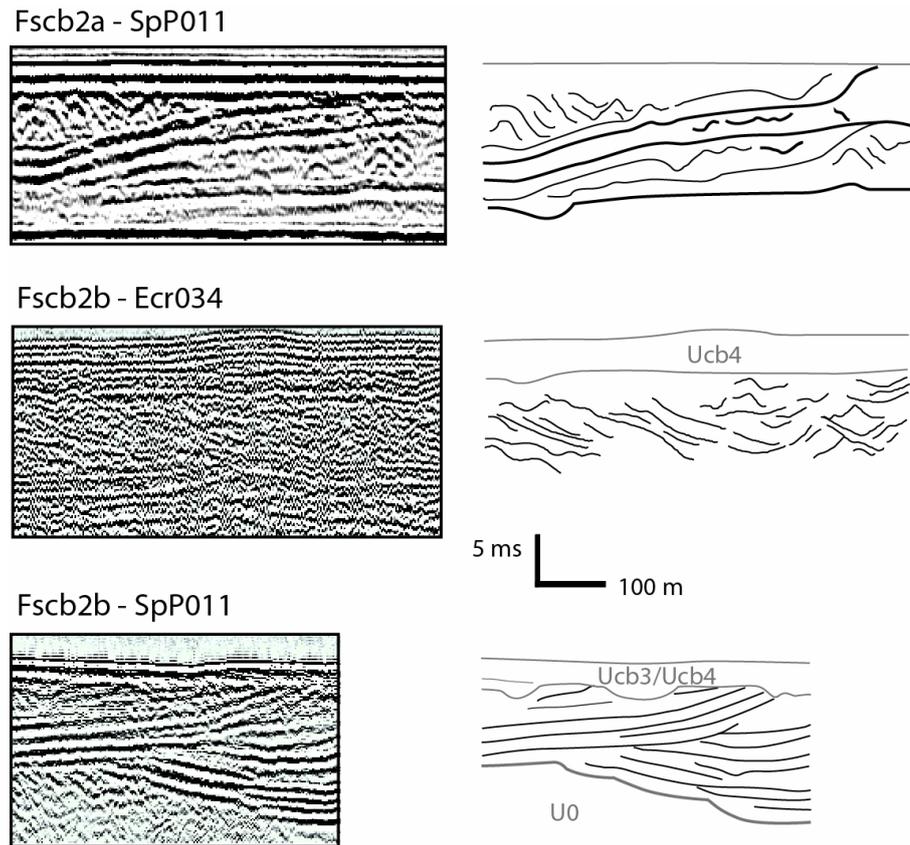


Figure 61 : Illustration des faciès sismiques pour l'unité Ucb2 (le nord est à gauche). Notez la différence de réponse sismique entre la mission Basecrehou95 (Fscb2b - Ecr034) et la mission GeoEcou8 (Fscb2b - SpP011).

A mesure que l'on progresse vers l'ouest, le chenal principal tend à disparaître ou apparaît sous la forme d'une surface érosive très irrégulière et peut-être chenalissante (Figure 51; Figure 56, Figure 57).

e. Unité 3 – Ucb3

Cette unité présente une extension géographique très limitée (Figure 52). Elle a été repérée sur certains profils au niveau du secteur du Sénéquet (Figure 58, Figure 59) et dans les cuvettes de l'ouest (Figure 56, Figure 57). Elle correspond au remplissage de micro-chenaux (largeur = x100 m, profondeur = < 5 m) incisés au toit de Ucb2 et plus localement au toit de Ucb1. Les réflecteurs présentent une configuration souvent chaotique laissant apparaître quelques stratifications obliques remplissant les chenaux (Fscb3) (Tableau 8 ; Figure 62). Son sommet est tronqué par la surface érosive plane Scb4.

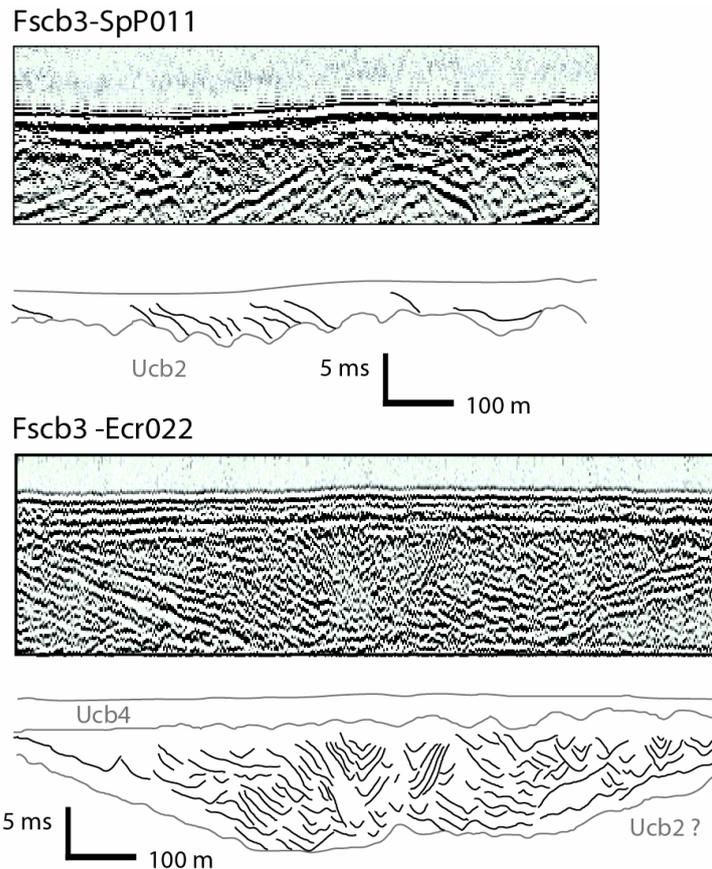


Figure 62 : Illustration des faciès sismiques pour l'unité Ucb3 (le nord est à gauche)

f. Surface 4 – Scb4

Cette surface a été reconnue sur tous les profils sismiques. Elle correspond à un couple de réflecteurs très continus à forte amplitude et basse fréquence (Figure 56, Figure 57, Figure 58, Figure 59). Elle présente une topographie très plane et régulière (Figure 51) tronquant toutes les unités sous-jacentes du remplissage. Elle est particulièrement visible à la base de l'unité Ucb4 lorsque cette dernière présente une épaisseur supérieure à celle du signal et se raccorde latéralement en dehors des bassins au toit de l'unité U0 qu'elle nivelle également.

g. Unité 4 - Ucb4

Cette unité scelle l'ensemble des unités sous-jacentes (Figure 52) et repose en discordance ou para-concordance sur celles-ci par l'intermédiaire de la surface érosive plane Scb4 (Figure 56, Figure 57, Figure 58, Figure 59). Elle apparaît sous la forme de dunes (Fscb3a) passant latéralement à des feuillets peu épais (Fscb3b et c) (Tableau 8 ; Figure 63). Elle est totalement équivalente à la dernière unité identifiée sur les profils Basecrehou95 et présente les mêmes caractères de réflexion (Cf. ce chapitre, paragraphe 3.1.3., partie g.).

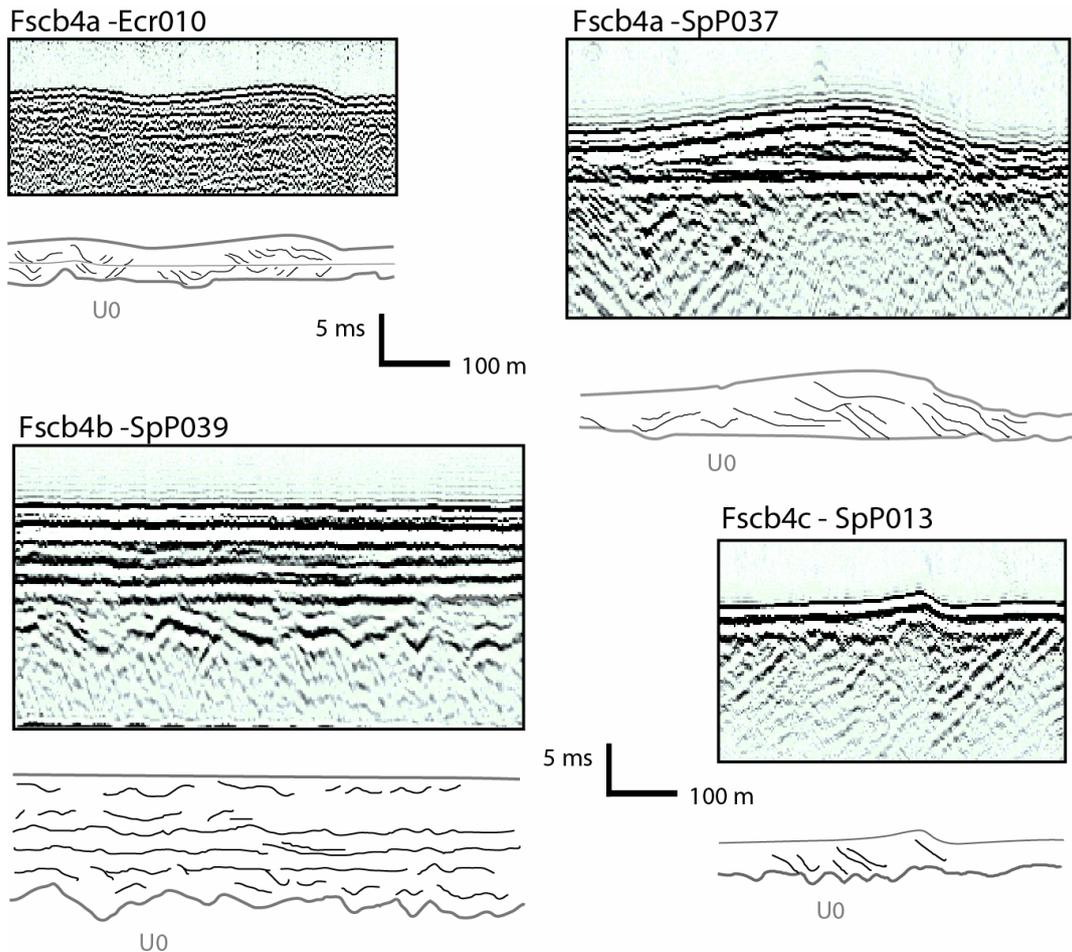


Figure 63 : Illustration des faciès sismiques pour l'unité Ucb4 (le nord est à gauche)

4. Interprétation des unités sismiques en termes de processus sédimentaires et d'environnements de dépôts

4.1. Le Bassin des Ecrehou

L'enregistrement sédimentaire de ce bassin est constitué de deux ensembles de dépôts distincts à savoir une unité aggradante déformée de la même manière que le toit du socle (Ube1) et un remplissage qui semble a priori peu déformé bien que plusieurs hypothèses peuvent être émises pour expliquer leurs formes externes ainsi que leur répartition dans le bassin.

4.1.1. Unité 0 – U0: le socle ante-mésozoïque

D'après la cartographie des unités constituant le socle paléozoïque du Golfe Normand-Breton (Lefort, 1978), le faciès Fs0a correspond à la localisation des granodiorites

cadomiennes affleurantes sur la zone des Ecrehou. Les réflecteurs inclinés du faciès Fs0b correspondent à la paléostratification des séries métasédimentaires s'étendant du Néoprotérozoïque (Briovérien) au Paléozoïque inférieur (Cambrien à Silurien) reconnues dans la zone (Lefort, 1978), au sud de Jersey et sur la Chaussée des Boeufs. Son sommet est limité par une surface de discontinuité majeure, la surface S1 constituant la base des bassins. Le décalage observé entre la bordure nord et le fond du bassin peut être associé à une topographie d'hémi-graben basculant vers le sud le long d'une faille N120.

4.1.2. Sbe1/Ube1: les sédiments éocènes déformés

Reconnue à l'échelle de tout le bassin des Ecrehou, cette unité aggradante est localement affleurante sur les bordures (Baize, 1998) ainsi qu'au niveau du passage du Ruau (Dangeard, 1928 ; Hommeril, 1967 ; Giresse et al., 1972 ; Quesney, 1983). Les échantillons récoltés (Dangeard, 1928 ; Hommeril, 1967 ; Figure 42) correspondent aux calcaires datés du Lutétiens constituant une large part des sédiments du Golfe Normnad Breton (Dangeard, 1928; Hommeril, 1967 ; Bignot et al., 1968). Leurs équivalents actuellement émergés dans le seuil du Cotentin (Bignot et al., 1968 ; Dugué et al., 2007) correspondent à des dépôts de plateforme subtidale peu profonde des (Dugué et al., 2007).

Les faciès Fsbe1a et b correspondraient à un remplissage de bassin par un colmatage aggradant nivelant la topographie rugueuse et héritée du fond du bassin (Sbe1). Le faciès Fsbe1c correspond au faciès Fsbe1a dont la stratification aurait été déformée. Les rebroussements observés pourraient correspondre au jeu de failles ou de fractures à faible mouvement vertical. Nous proposons d'associer ce faciès à l'effondrement de la couverture éocène par une déstabilisation associée au soulèvement de la bordure Sud ou un affaissement du fond du bassin. L'unité Ube1 constituerait donc dans ce cas le socle sédimentaire antérieur à une phase de déformation.

4.1.3. Sbe2/Ube2: dépôts de pentes puis couloir à chenaux de vidange

La mise en place de cette unité témoigne d'un remplissage dynamique de l'espace disponible en deux étapes

La mise en place du faciès Fsbe2a formant des corps prismatiques marque un comblement rapide du bassin traduisant:

- soit un espace disponible vacant mais une source d'apport limité ne permettant qu'un remplissage lent depuis les bordures vers le centre du bassin conduisant là encore à un rapport sédimentation/création d'espace disponible (Accommodation Cf. Chapitre 2) inférieur à 1.

-soit la création rapide d'espace disponible. Le rapport sédimentation/création d'espace disponible est alors inférieur à 1, l'apport en sédiment ne permettant pas le comblement du bassin. Ce cas de figure pourrait correspondre à un contrôle tectonique de la sédimentation marqué par une contribution des bordures au remplissage.

Des indices de contrôle tectonique du faciès Fsbe2a ont été observés très localement sous la forme de corps sédimentaires à obliques, progradant vers un miroir de faille orienté au N50-70 au sud de la bordure sud du bassin (Figure 59 - profil Ecr008f). De même la forme des lobes observés sur le flanc du bassin adossé sur cette faille suggère un contrôle de la sédimentation par basculement de la bordure sud. La bordure nord ne semble pas contribuer à la mise en place de dépôts de pente mais son influence pourrait correspondre pour partie à la localisation de la mise en place du complexe de chenaux (Fsbe2b) dans la zone centrale des Ecrehou (Figure 59 - profil Ecr008f). Pour partie seulement car, sa localisation est clairement contrôlée par la réduction de l'espace disponible liée à la mise en place des lobes sédimentaires. Le couloir formé par le front des lobes et la bordure opposée du bassin est alors rempli par aggradation de chenaux instables, se canibalisant (Fsbe2b). La mise en place de ce complexe marque le comblement progressif de l'espace. Le rapport sédimentation/accommodation se rapproche alors de 1 voire devient nul, la chenalisation marquant une évacuation (limitée ?) du flux sédimentaire.

Une origine tidale peut-être envisagé pour le faciès Fsbe2b au vu de la géométrie plane des chenaux (Hobday and Galloway, 1996) bien que l'argument soit discutable. Le faciès Fsbe2a correspondrait à des dépôts de pentes. Les surfaces internes de discontinuité dans ces faciès présentant un caractère, parfois mammelonné (Figure 59 - profil Ecr010), parfois concave (Figure 59 - profil Ecr008f) peuvent être interprétés comme des indices de remaniement par des courants synchrones au dépôt.

4.1.4. Sbe3/Ube3: installation d'un paléostuaire

L'installation du chenal Sbe3 au toit de l'unité de comblement Ube2 marque la fin du comblement de l'espace disponible du Bassin des Ecrehou et la migration de la sédimentation vers l'ouest. La reprise de l'érosion se traduit par la mise en place d'un système chenalisé dont la morphologie évolue de l'est vers l'ouest.

La forme en entonnoir ouvert sur l'ouest de la surface d'incision Sbe3 est un caractère souvent rencontré dans les estuaires (Dalrymple, 1992 ; Zaitlin et al., 1994). La portion bien chenalisée de l'est pourrait ainsi correspondre à un chenal à dynamique mixte tidale et fluviale du modèle de Dalrymple et Choi (2007). Le caractère bidirectionnel du remplissage n'a cependant pas été observé par manque de sections sismiques sécantes mais les downlaps et la migration des dépôts dans le chenal marquent un remplissage dynamique (Ube3-Fsbe3a). Dans la partie ouest moins chenalisée, les dépôts aggradant des interfluves peuvent être interprétés comme la mise en place par les courants de marées de barres sableuses longitudinales s'intercalant entre un réseau de chenaux de vidange (Zaitlin et al., 1994 ; Dalrymple et Choi, 2007). Cette zone constituerait dans ce cas la zone d'embouchure marquant la zone d'affrontement des dynamiques fluviales et tidales mais largement dominée par les processus tidaux

Nous proposons donc de voir dans la topographie en entonnoir, les reliques d'un paléostuaire. Cartographiquement, cet estuaire se trouve dans l'alignement du Havre de Lessay et du cours du fleuve Ay. A titre d'hypothèse, ce paléostuaire pourrait correspondre à l'embouche du paléo Ay lors d'un stationnement marin entre -25 et -30 m CM.

4.1.5. Sbe4/Ube4: surface de ravinement marin holocène et plateforme tidale actuelle

La surface Sbe4 est caractérisée par sa très faible topographie et par le fait qu'elle tronque indifféremment toutes les unités sous-jacentes. Une telle régularité de l'érosion peut être interprétée comme l'expression d'une surface de ravinement par la houle produite par l'action des agents hydrodynamiques sur le fond au cours de la dernière transgression holocène (Zaitlin et al., 1994). Au centre du bassin des Ecrehou, sa topographie est marquée par un large chenal très bien marqué dans la topographie marquant l'influence des courants tidaux actuels dans la morphogenèse de cette surface.

Le faciès Fsbe4a de l'Ube3 peut être interprété comme des dunes hydrauliques construites sous l'influence des agents hydrodynamiques actuels (marée, houle). Latéralement, ces dunes de nature sablo-coquillières (Mhammdi, 1994 ; Walker, 2001) passent à une couverture métrique probablement sablo-graveleuse, qui scelle toutes les unités sous-jacentes. L'ensemble constitue le fond marin actuel façonné par les agents hydrodynamiques locaux et construits par le remaniement consécutif à la dernière

transgression holocène (Hommeril, 1967 ; Quesney, 1983 ; Mhammdi, 19994 ; Walker, 2001).

4.2. Le Chenal de la Chaussée des Bœufs

4.2.1. Unité 0 – U0: le socle ante-mésozoïque

Il s'agit des métasédiments et roches magmatiques ante mesozoïques déjà décrits dans le bassin des Ecrehou (Cf. Paragraphe 4.1.1, ce chapitre)

4.2.2. Scb1/Ube1: comblement aggradant d'une morphologie chenalisante héritée.

L'origine de la surface Scb1 reste très hypothétique. Sa forme chenalisante généralement à fond plan ne présente pas de caractéristiques morphologiques discriminantes. Elle témoigne d'une chenalisation de courants, mais rien ne permet d'être affirmatif ni sur les processus érosifs d'origine ni même sur le sens d'écoulement. Son tracé paraît localement guidé par une faille d'orientation N50-N70. En effet, ce chenal est soit scellé par le dépôt purement aggradant de l'unité Ucb1 n'apportant aucun indice de polarité d'écoulement, soit apparaît complètement libre de remplissage (secteur Jersey/Minquiers).

De plus, le fort approfondissement de cette surface vers la côte reste très énigmatique. Il pourrait trouver son origine dans un effondrement de la zone par rapport au domaine côtier actuel. Bien que jamais imagé par sismique, cette faille contrôlerait la morphologie du Centre Cotentin et serait impliquée dans l'exhaussement de la barrière Mont-Castre/Carteret (Baize, 1998 ; Lagarde et al., 2000). La communication entre le domaine marin et les bassins émergés s'opèrerait alors par des passes tidales (Du Sénéquet de Baize, 1998 ; Figure 41). L'alignement du Chenal de Sénéquet avec la zone basse du Hâvre de Lessay (Bassin de Lessay) pourrait suggérer cette origine érosive tidale comblé par les Sables Saint-Vigor à terre. D'autre part sur une portion de sa bordure nord, ce chenal semble s'appuyer contre un accident sub vertical d'orientation N50-70.

Quelque soit l'origine de la topographie de Scb1, elle est passivement comblée par l'Unité Ucb1. La forte amplitude et la bonne continuité des réflecteurs caractérise une lithologie à forte réflexivité sismique et pourrait ainsi correspondre la signature d'une lithologie plutôt fine (silto-argileux voire sables fins). Ces faciès fins seraient en outre en bonne cohérence avec le caractère purement aggradant du dépôt. Cette unité constitue alors le

colmatage d'une topographie antérieure sous l'influence de conditions de dépôts peu énergiques (décantation).

4.2.3. Scb2/Ucb2: aggradation et période de transit sédimentaire sous influence tidale (?)

La mise en place de la surface Scb2 marque le retour de conditions érosives après la phase de comblement de Ucb1. Cette érosion est caractérisée par un changement de morphologie, entre les secteurs qui présentent un remplissage sédimentaire (Incision du Sénéquet) et ceux dépourvus de sédiments (Southern Anquettes). Du fait de son manque de continuité, sa morphologie semble difficilement compatible avec l'installation d'un chenal fluvatile. Son pouvoir érosif est remarquable puisque elle incise sur plus de 25 ms (20 à 25 m) le substratum métasédimentaire paléozoïque U0. Compte tenu du manque de données supplémentaires, nous proposons d'associer cette surface à un ravinement tidal réutilisant pour partie le tracé de l'incision sous-jacente.

L'unité Ucb2 qui remplit cette topographie est en revanche porteuse de nombreuses informations quant à la dynamique de dépôt. L'organisation du remplissage des cuvettes des Southern Anquettes montre une progradation des corps sédimentaires vers l'est (Fscb2a). Cette progradation longitudinale est associée à une migration transversale du remplissage du sud vers le nord par comblement de l'espace disponible. Ces lobes pourraient correspondre à des épisodes d'érosion/dépôt successifs comblant progressivement l'espace disponible restant et marquent une zone d'apport sédimentaire située à l'ouest. Il se pourrait même que cette unité constitue en fait un faciès différent de l'unité sous-jacente (Ucb1). Elle est en effet généralement paraconcordante (Fscb2b) avec cette dernière dans l'incision du Sénéquet, ne prenant la forme de lobes emboîtés (Fscb2a) qu'en remplissage des cuvettes des Southern Anquettes. Ce faciès pourrait ainsi correspondre à une organisation locale de la sédimentation de Ucb1, influencée par le faible espace disponible dans les cuvettes en voie de comblement. Le raisonnement est alors proche de celui discuté pour l'unité Ube2 dans le bassin des Ecrehou (4.1.3.). Le comblement du bassin (un chenal dans ce cas-ci) paraît cependant plus rapide. La première étape de remplissage est purement aggradante (Ucb1) et ne présente pas d'indices de contrôle par les pentes. En revanche, la mise en place de Ucb2 témoigne d'une érosion guidée par l'espace disponible restant et localement la débordant en incisant directement le socle sous-jacent U0 (cuvettes des southern Anquette).

4.2.4. Scb3/Ucb3: ravinement tidal chenalisé

La chenalisation est très bien marquée vers l'est, par la présence de larges chenaux à section en «V». Vers l'ouest cette unité devient beaucoup plus fine et disparaît même localement. Lorsqu'il est visible, le remplissage paraît purement aggradant. Il pourrait s'agir de chenalisation tidale à la base de la surface de ravinement marin mais la faible répartition et de son remplissage empêche d'être plus précis.

4.2.5. Scb4/Ucbe4: mise en place d'une plateforme d'abrasion marine

La surface Sbe4 présente la même régularité que la surface au toit de l'enregistrement du Bassin des Ecrehou et est attribuée à la même dynamique érosive. Elle correspond donc à la Surface de Ravinement par la Houle. Cette surface est également recouverte par les dunes hydrauliques ou la couverture métrique de sédiments identifiées au sommet du bassin des Ecrehou.

5. Les bassins immergés du Golfe Normand-Breton dans l'évolution de la sédimentation Normande

5.1. Corrélations entre les remplissages du Bassin des Ecrehou et du Chenal de la Chaussée des Boeufs

5.1.1. Proposition de modèles de dépôts

a. Vers un modèle de dépôts du Bassin des Ecrehou

Après le dépôt des calcaires éocène moyen/supérieur (Ube1) scellant une topographie héritée (Sbe1), l'effondrement du bassin le long de la faille bordière du nord est à l'origine de la création d'un bassin de forme grossièrement losangique. Le décalage entre les bordures du bassin et le fond montre un jeu normal atteignant localement plus de 80 ms (environ 80 m). Au dessus, le remplissage correspond à la réduction de l'espace disponible dans un premier temps sous la forme de dépôts de pente sous contrôle tectonique des accidents N50-N70 (Ube2-Fsbe2a), puis dans un deuxième temps avec l'installation d'un couloir à chenaux instable marquant un période de faible accumulation et de transit sédimentaire (by-passing).

Au toit de Ube2, le bassin totalement rempli se voit à nouveau incisé (Sbe3) par un système de chenaux s'élargissant depuis l'est vers l'ouest et interprété comme un possible

paléostuaire de l’Ay de part sa forme en entonnoir caractéristique. Cette étape marque la fin du remplissage du Bassin des Ecrehou dominé par les environnements tidaux (Ube2 et Ube3). L’ensemble est abrasé et nivelé par une Surface de Ravinement par la Houle d’extension régionale (Sbe4) présentant des indices de remaniement par la dynamique de marée. Cette surface est scellée et par la mise en place d’une fine couverture sablo-graveleuse d’épaisseur métrique et de dunes hydrauliques associées à la dernière transgression de l’Holocène.

b. Vers un modèle de dépôts du Chenal de la Chaussée des Bœufs

L’incision débute sur la Chaussée des Bœufs par la mise en place d’un chenal large au toit du substratum U0, empruntant localement les directions structurales N50-70 le long de segment de failles (Scb1). L’origine de ce chenal reste inconnue de même que sa polarité. Il semble néanmoins s’approfondir et s’élargir en direction de la côte actuelle du Cotentin suggérant une direction d’écoulement du sud-ouest vers le nord-est.

Son remplissage marque la réduction d’espace disponible et s’effectue dans un premier temps par aggradation (Ucb1) et dans un deuxième temps par la mise en place d’épisodes d’érosion/dépôts se surimposant à la direction du chenal initial (Ucb2 - Fscb2b) et le débordant localement (Ucb2 - Fscb2a). Cette deuxième phase est marquée par une direction de progradation orientée de l’ouest vers l’est. Les éléments architecturaux observés pourraient indiquer une influence tidale dans cette phase de comblement.

La fin de l’enregistrement sédimentaire est encore une fois marquée par les processus tidaux avec le creusement irrégulier de chenaux (Scb3). Cette unité s’amincit de l’est vers l’ouest et présente un remplissage aggradant toujours au toit des remplissages antérieurs (Ucb3).

Comme au niveau du Bassin des Ecrehou, le toit de toute la zone de la Chaussée des Bœufs est nivelé par la surface de ravinement par la houle (Scb4) et la mise en place de corps sableux relatifs à la sédimentation subactuelle du Golfe Normand-Breton (Ucb4).

5.1.2. Vers un modèle de dépôts commun au Bassin des Ecrehou et au Chenal de la Chaussée des Bœufs

D’un point de vue structural, la reconstitution tridimensionnelle de la morphologie des bassins montre une indépendance des deux systèmes : le bassin des Ecrehou correspond à un héli graben fonctionnant le long d’une faille normale N120 tandis que le Chenal de la Chaussée des Bœufs est un chenal érosif guidé localement par des segments de faille N50-70

Les remplissages sont en revanche dans les deux cas marqués par une déconnexion avec la morphologie des bassins : ils correspondent au comblement aggradant de dépressions sans contrôle tectonique apparant par la direction N120 suggérant une mise en place « tardive » dans les deux cas. En outre, ces remplissages sont largement dominés par les processus tidaux mais présentent une grande diversité de faciès.

Nous proposons d'associer les unités Ube2 et, Ucb1 et Ucb2 au même épisode de comblement. Leur similitude ne réside pas dans les architectures qui paraissent assez différentes, mais dans le fait que ces unités remplissent des morphologies de bassins selon une même tendance :

- dans un premier temps par aggradation relativement rapide (Ube2-Fsbe2a et Ucb1).
- dans un deuxième temps, la réduction de l'espace disponible contraint la sédimentation dans des zones plus limitées sous la forme de chenaux emboîtés dans le bassin des Ecrehou (Ube2b-Fsbe2b) ou de corps sigmoïdaux à base érosive dans l'incision du Sénéquet (Ucb2).

Au dessus, la mise en place du fin prisme tidal dans le chenal de la Chaussée des Bœufs (Scb3/Ucb3) pourrait être associé soit à l'épisode de mise en place de l'estuaire dans le bassin des Ecrehou (Sbe3/Ube3) soit constituer des surcreusement locaux associés à l'abrasion marine régionale matérialisée par Scb4/Sbe4. La fin du fonctionnement des bassins est en tout cas marquée par l'installation d'une plateforme d'abrasion marine d'extension régionale et la mise en place de la couverture sableuse sub actuelle (Ube4/Ucb4)

5.2. Intégration des bassins du Golfe Normand-Breton dans le contexte géomorphologique et géologique plio-quadernaire régional

Ne connaissant pas la nature des unités différenciées par sismique, la corrélation à terre ne peut se baser que sur la dynamique de dépôt. Cette dernière a pu en partie être définie à partir des éléments architecturaux identifiés dans chaque unité.

Ceux-ci étant plus explicites au sommet des enregistrements qu'au sein et à la base du remplissage, leurs interprétations seront présentées du sommet vers la base des bassins.

5.2.1. La plateforme d'abrasion marine du Golfe Normand-Breton entre Jersey et le Cotentin

Les unités sommitales (Ucb3 et 4/ Ube4) ainsi que leurs surfaces érosives de base correspondent au façonnement de la plateforme d'abrasion marine actuelle ou sub actuelle, mise en place au cours de la transgression holocène. Cet ensemble sédimentaire présente un caractère régional en bonne adéquation avec la morphologie actuelle des fonds du Golfe Normand-Breton entre 0 et -30 m (CM) (Cf. ce chapitre, paragraphe 2.2).

5.2.2. Transition terre mer du réseau hydrographique

Dans le bassin des Ecrehou, la reconnaissance d'un paléoestuaire pourrait correspondre à l'extension en mer du réseau hydrographique du fleuve Ay (Figure 64). A terre, la polarisation d'écoulement des fleuves du Seuil du Cotentin (tout le réseau hydrographique s'écoule actuellement vers la baie des Veys en Baie de Seine) interviendrait après la mise en place des systèmes fluviaux en tresses datés du Tiglien (Baize, 1998). Ce paléoestuaire correspondrait au stationnement d'un niveau marin plus bas que l'actuel (environ -30 m) post-pléistocène inférieur.

Sa faible profondeur et son faible développement vertical, excluent en outre, un bas niveau ancien e.g Pléistocène moyen ou plus particulièrement Pléistocène moyen et supérieur. Ceci est vrai si l'on considère que chaque chute du niveau marin se traduit par une abrasion du domaine émergé. Dans ce cadre, il aurait alors été remanié au cours du dernier bas niveau marin entre 20/18 Ka BP (Lambeck, 1997). Il semble ainsi plus probable que ce stationnement soit récent.

A titre d'hypothèse et par comparaison à la position du niveau marin sur les côtes françaises au cours du dernier cycle glaciaire (Lambeck, 1997), nous proposons un intervalle de mise en place compris entre 10 et 5 Ka BP (Figure 64).

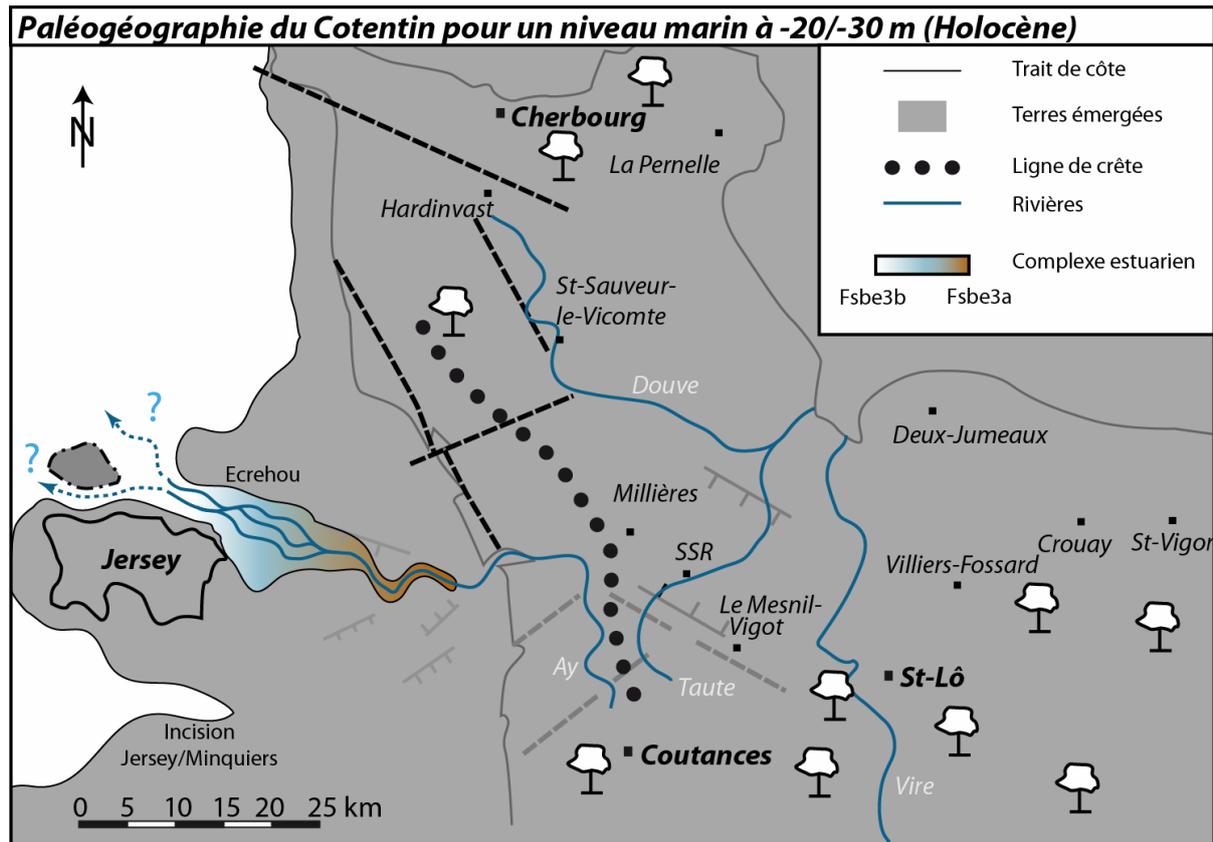


Figure 64 : Proposition de reconstitution paléogéographique du Cotentin/Golfe Normand-Breton au cours de la transgression holocène. Le trait de côte correspond à l'actuelle isobathe -20 m.

5.2.3. Le système Ecrehou/Chaussée des Bœufs: un équivalent immergé des bassins du Centre Cotentin (?)

En l'absence d'autres données que les profils sismiques, il est difficile de conclure quant à l'équivalence de ce groupement d'unité avec l'une ou l'autre des formations décrites dans le remplissage des bassins du Seuil du Cotentin (Pareyn, 1980 ; Baize, 1998, Dugué et al., 2000 ; Dugué., 2003). La base du bassin des Ecrehou correspond à un hemi-graben structuré selon la direction N120, le long d'une faille bordière septentrionale. Il constitue ainsi un bon analogue immergé du bassin de Lessay (Baize, 1998).

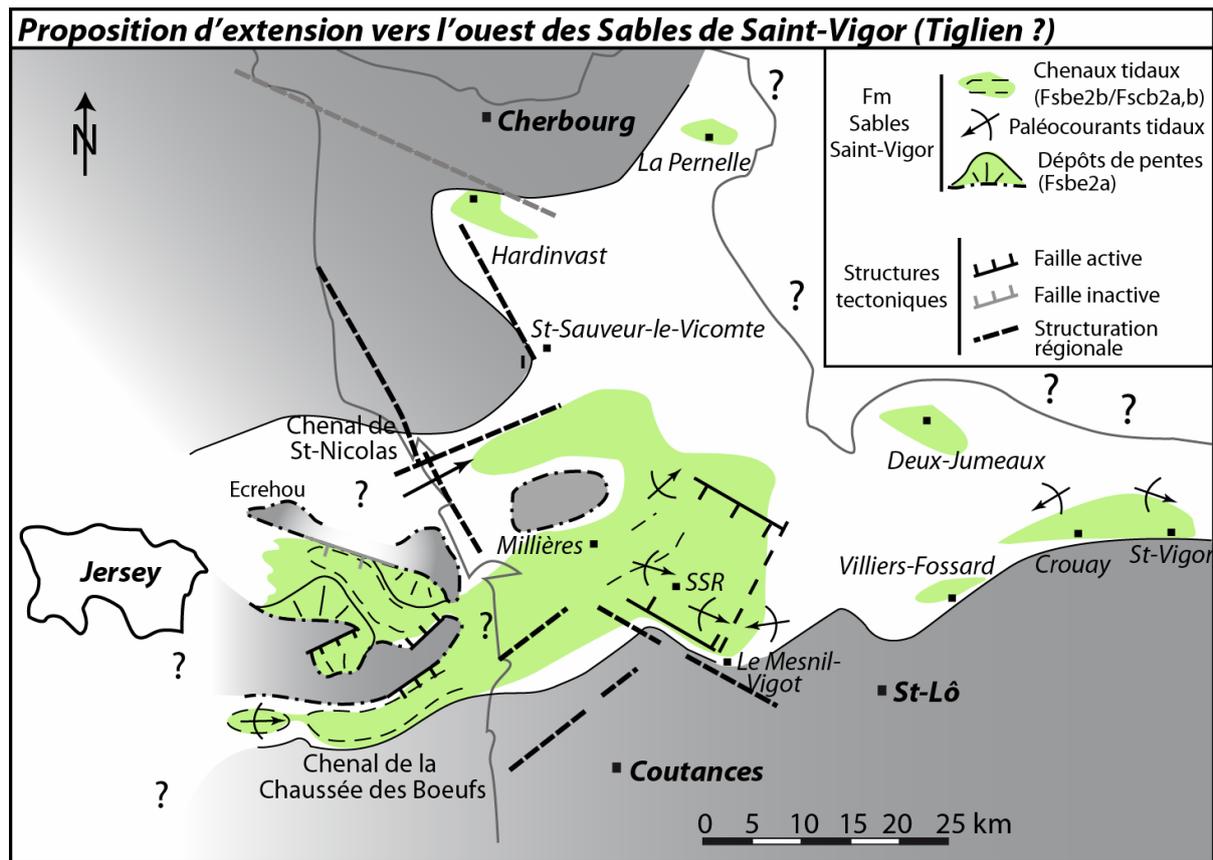


Figure 65 : Proposition de reconstitution paléogéographique des Sables de Saint-Vigor à terre (modifié d'après Baize, 1998) et en mer (Ucb1, Ucb2 et Ube2). Les zones supposées émergées en mer (Ecrehou/ Basse des Bœufs) correspondent aux zones actuellement affleurantes ou sub affleurantes et en partie abrasées par la Surface d'abrasion marine sub-actuelle.

La majeure partie du remplissage des bassins en mer est constituée par 2 à 3 unités (Ube2 et, Ucb1 et 2) montrant des dynamiques de dépôts comparables et traduisant le comblement progressif des bassins représentant 40 à 45 m de sédiments (localement plus de 70 m) (Figure 52). De plus, le remplissage du bassin des Ecrehou apparaît contrôlé par l'exhaussement de la bordure sud le long d'accidents locaux d'orientation N50-N70. Dans le Chenal de la Chaussée des Bœufs, cette direction est scellée par Ucb1 et semble en partie contrôler la localisation de Ucb2.

Dans la structuration régionale à terre, cette direction ne prédomine sur la direction hercynienne N120 qu'à partir du dépôt des sables de Saint-Vigor au Tiglien (Cf. paragraphe 1.3.2. ; Figure 40). Par conséquent et sur ce seul argument (la nature lithologique et les environnements de dépôts n'ayant pu être confirmés par sismique), nous proposons d'associer la majeure partie du remplissage des bassins en mer (Bassin des Ecrehou et Chenal de la Chaussée des Bœufs) aux Sables de Saint Vigor soit au cours du Tiglien (Figure 65).

6. Conclusion

L'analyse des profils acquis durant les missions Basecrehou95 et GeoEcrou 2008 a permis de caractériser l'enregistrement sédimentaire des bassins immergés au niveau de la plateforme d'avant côte entre Jersey et la côte occidentale du Cotentin. Cette analyse a permis de distinguer deux bassins distincts et non connectés, séparés par un seuil topographique : le Bassin des Ecrehou et le Chenal de la Chaussée des Bœufs.

Le bassin des Ecrehou de forme grossièrement losangique correspond à un hémigraben basculé vers le nord le long d'une faille normale à vergence sud. Cette faille de direction hercynienne déforme le substratum ante mesozoïque et la couverture isopaque de calcaires de l'Eocene moyen/supérieur (Ube1). Elle influence peu les architectures sédimentaires sus-jacentes. Son âge de fonctionnement est postérieur à l'Eocène moyen/supérieur et antérieur au Pléistocène inférieur. Le remplissage au toit de ce socle est composé, de la base au sommet :

- d'un comblement de bassin (Ube2) d'abord en comblement dynamique (Fsbe2a) sous influence de l'exhaussement de la bordure sud par des failles N50-N70. Une fois l'espace disponible comblé, le comblement se poursuit par aggradation et transit (Fscb2b) dans un couloir pris en étau entre les dépôts de pente et la bordure du nord. Cette unité correspond en outre à des dépôts syndéformations en partie associés au jeu normal de failles N50-70,

- de l'installation d'un estuaire probablement au cours d'un stationnement marin lors de la transgression holocène (Sbe3/Ube3),

- de l'installation de la plateforme marine d'extension régionale, sous la forme d'une surface de ravinement par la houle et d'une couverture sableuse s'épaississant vers la côte (Sbe4/U4).

Une évolution comparable a pu être mis en évidence dans le Chenal de la Chaussée des Bœufs bien que la surface de base soit érosive au toit du socle U0 et guidée localement par des failles encore une fois N50-70. Le remplissage au toit du socle présente de la base au sommet :

- un épisode de comblement en deux étapes, d'abord purement aggradant (Ucb1) puis érosif/aggradant et migrant une fois que l'espace disponible pour la préservation vient à manquer (Scb2/Ucb2),

- un épisode de ravinement tidal mieux préservé vers la côte que vers le large (Scb3/Ucb3),

- une abrasion marine d'extension régionale scellée par la couverture sableuse.

A l'échelle des deux bassins, le comblement apparaît donc cohérent présentant tout les deux cas, ces trois étapes de mise en place.

Nous proposons d'associer la première étape du comblement à la mise en place de la plateforme tidale du Tiglien (Pléistocène inférieur) reconnue dans les bassins du Cotentin (Formation des Sables de Saint-Vigor) (Baize et al., 1998). Cette plateforme remplit des bassins structurés par le rejeu des failles d'orientation hercynienne N120 post-éocènes et ante pléistocènes (inversion « Oligocène » ?). Néanmoins l'organisation régionale de cette plateforme apparaît structurée, tant à terre (Baize, 1998 ; Baize et al., 1998 ; Lagarde et al., 2000) qu'en mer (cette étude) par la réactivation à partir du Tiglien d'accidents N50-70 (direction Cadomienne). L'origine de ce changement des directions de déformations demeure inconnue.

La deuxième étape de remplissage correspond à la prolongation en mer du réseau hydrographique du Cotentin. Cette étape pourrait témoigner d'un stationnement du niveau marin probablement au cours de la transgression holocène entre 10 et 5 Ka BP (Lambeck, 1997). Cet ensemble sédimentaire constitue à notre connaissance, un des seuls indices de bas niveau marin Pléistocène supérieur préservé à cette profondeur dans le Golfe Normand-Breton. Cet épisode est préservé sous la forme d'une incision (bas niveau) préservant des sédiments, contrairement aux vallées incisées de la Baie de Saint-Brieuc (Larsonneur et al., 1982) constituées de chenaux asédimentaires incisés au toit du socle.

La troisième et dernière étape voit la mise en place au toit des bassins de la configuration actuelle du Golfe Normand-Breton à savoir une plateforme d'abrasion marine formée par la surface de ravinement transgressive au cours de l'Holocène. Cette surface abrase et régularise le fond du Golfe Normand-Breton entre -20 m (CM) et la côte, formant un plateau d'avant côte d'extension régionale. Cette surface est recouverte en fin de transgression par les sédiments meubles sablo-graveleux bioclastiques, organisés en couverture métrique ou dunes hydrauliques. L'origine transgressive de ces sables et notamment marquée par leur épaissement à la côte mais profondément remaniée par la forte dynamique tidale actuelle du Golfe Normand-Breton.

Si il constitue bien une extension des bassins plio-quadernaires du seuil du Cotentin (Bassin de Lessay, Bassin de Saintreny-Marchésieux), il s'avère donc que l'enregistrement

sédimentaire préservé au sein des bassins du Golfe Normand-Breton apparaît plus lacunaire, ne présentant a priori pas la séquence complète du Pleistocène Inférieur observé à terre mais seulement son épisode terminal. La détermination des environnements de dépôts et des âges seraient très grandement améliorée par la réalisation de carottages (même superficielle) dans ces bassins.

- Chapitre 5 -
Synthèse et Conclusions générales

1. Synthèse générale

A travers cette étude, nous avons caractérisé la dynamique sédimentaire à l'origine de la mise en place de deux accumulations sédimentaires du plateau interne dans deux contextes géologiques au cours du Quaternaire ne se distinguant que par des contextes tectoniques régionaux différents à savoir :

- un contexte de marge stable, en faible subsidence depuis le Paléogène, largement ouverte sur l'océan en Bretagne Sud (paléovallée d'Étel - Chapitre 3) et peut-être en subsidence différentielle par rapport à la zone amont (Bonnet, 1998 ; Menier, 2004)

- un contexte caractérisé par une dissection de la morphologie du substratum plus marquée depuis au moins le Pliocène (Pareyn, 1980 ; Baize, 1998 ; Baize et al., 1998) et moins ouvert aux influences océaniques dans le Golfe Normand-Breton (systèmes de bassin des Erehou/Chaussée des Bœufs - Chapitre 4)

Que nous indiquent les enregistrements sédimentaires sur la géodynamique externe du Massif Armoricaïn à ses époques ?

1.1. La paléovallée d'Étel (Chapitre 3):

La paléovallée de la rivière d'Étel a été choisie comme représentative des vallées de Bretagne sud pour sa continuité entre le domaine continental émergé et son extension sur le plateau aujourd'hui immergé (Menier, 2004 ; Menier et al., 2006 ; Thinon et al., 2007). Elle appartient au domaine du Précontinent Breton (Pinot, 1977) caractérisé par des topographies continentales actuellement immergées entre 0 et 50 m de profondeur. Le caractère continental originel de cette incision est donc bien contraint.

1.1.1. Remplissage d'une paléovallée:

Cinqu unités sismiques ont été reconnues en comblement de la paléovallée d'Étel. Les éléments architecturaux identifiés par stratigraphie sismique et reconstitution 3D, ainsi que par les données de carottages (contenu micropaléontologique, natures granulométriques et datations) des unités sont interprétés comme l'installation d'environnements estuariens en rétrogradation au sein d'une incision chenalisée au toit du socle (Figure 37). Ce dernier est constitué de la Formation des micas-schistes, amphibolites et schistes bleus de l'unité de

Groix/Céné (U1) et des calcaires de l'Eocène supérieur (U2) basculés et déformés le long d'accident normaux de direction N140 (direction Permo-triasique).

Ce remplissage est constitué de la base au sommet :

- d'environnements de vasières tidales à chenaux de vidanges (U3)
- de corps sableux longitudinaux intra estuariens (U4)
- de dépôts sableux d'embouchure débordant l'incision de base (U5) et pouvant correspondre à des barres sableuses d'embouchure ou à l'installation d'un delta tidal à la manière de l'actuelle barre d'Étel.

- de la mise en place de la plateforme d'abrasion marine par l'intermédiaire d'une surface de ravinement par la houle sub actuelle et de l'installation de corps sableux purement marins.

Les datations réalisées sur la fin de l'enregistrement confirment l'influence marine et transgressive dans la dynamique de dépôts (U5). Cette influence est indirectement révélée par l'incorporation de débris coquillers purement marins, trop anciens (entre 20 et 15 Ka cal BP) pour marquer un paléo niveau marin à cette profondeur d'environ 30 m (Lambeck, 1997). Ces datations suggèrent un dépôt récent pour le toit du remplissage (U6) entre 4500 ans Cal BP et 1800 ans Cal BP. La base du remplissage n'ayant pas été carottée, nous faisons l'hypothèse d'une continuité de la séquence préservée bien que marquée par de longues périodes de lacune/érosion en relation avec la dynamique transgressive et le ravinement qui en découle, amplifié par le faible espace disponible. Par comparaison à la courbe de remontée du niveau marin de Lambeck (1997) et considérant les profondeurs de chaque unité, nous proposons un comblement de ces vallées entre 9 et 7.5 Ka Cal BP.

Il est important de noter qu'aucun dépôt de bas niveau n'a été identifié à la base du remplissage de cette vallée.

1.1.2. Dynamique et âge d'incision de la paléovallée d'Étel

La morphologie de l'incision fluviale de base présente de nombreux caractères propres aux vallées fluviales (Figure 34, Table 1, Table 3). Pourtant aucun sédiment témoignant de cette dynamique fluviale n'a pu être identifié dans la vallée d'Étel. Dans les autres paléovallées de Bretagne Sud, ces dépôts présentent une extension très limitée et forment des placages peu épais et très discontinus suggérant une capacité de préservation très faible des dépôts de bas niveaux. En outre, plus au sud (paléoVilaine), ces dépôts reconnus

tant à terre (Van Vliët-Lanoë et al., 1997 ; Brault et al., 2001) qu'en mer (Proust et al., 2001 ; Menier, 2004 ; Menier et al., 2006 ; Menier et al., 2010) sont interprétés comme l'installation d'un système fluvial en tresses daté au cours du Pléistocène moyen (Brault et al., 2001 ; Van Vliët-Lanoë et al., 1997).

Dans la paléoEtel, la caractérisation de la morphologie de la vallée traduit également une incision dynamique compatible avec la mise en place d'un régime d'écoulement en tresses mais sans préservation. Le bassin versant de l'Etel est beaucoup plus réduit que celui de la Vilaine et ne permet pas d'expliquer un régime d'écoulement aussi énergétique. En conséquence nous attribuons l'incision des vallées à une forte variation du régime climatique conduisant à des flux d'eau plus importants. Cette évolution climatique pourrait correspondre aux événements liés à la Transition du Pléistocène Moyen (1.2 Ma à 800 Ka) conduisant notamment à l'incision des rivières d'Europe du Nord Ouest (Gibbard and Lewin, 2009).

1.2. La sédimentation quaternaire du Golfe Normand-Breton

Deux bassins sédimentaires ont été localisés entre le Cotentin et l'île de Jersey (Figure 46, Figure 55). Le pointé sismique des profils de sismique réflexion haute résolution a permis de caractériser la formation des bassins et de proposer un modèle de remplissage intégré au modèle déjà proposé pour les bassins à terre dans le centre Cotentin.

1.1.2. Morphogenèse des bassins du Golfe Normand-Breton

La sédimentation dans les bassins des Ecrehou et le Chenal de la Chaussée des Bœufs s'installent dans des dépressions réutilisant le bâti structural régional. Le Bassin des Ecrehou correspond à un héli-graben adossé à une faille normale d'orientation N120 et à vergence sud. Pour autant, il semble que cette structuration soit antérieure aux dépôts préservés. Ceux-ci apparaissent contrôlés par l'activation de segments de faille N70 dont le jeu est à l'origine de dépôts de pente, du comblement rapide des deux bassins et de la localisation et de la migration des sédiments à l'intérieur de ces dépressions (Figure 51, Figure 52). Il s'avère ainsi que le fonctionnement de ces bassins est en bonne cohérence avec ceux décrits à terre par Baize (1998) bien que la séquence préservée en mer semble plus limitée.

1. 1. 1. Le remplissage des bassins en mer

En mer, ces bassins présentent une dynamique de remplissage comparable bien que les faciès sédimentaires changent. Après la formation des dépressions (hémi-graben pour le Bassin des Ecrehou et incision chenalisée à fond plat pour le Chenal de la Chaussée des Bœufs), ces bassins présentent une phase de comblement rapide (U2 constitué de Ucb1 et Ube2a) contrôlé par la surrection des bordures le long de segments de failles N70 probablement en régime inverse (Figure 49, Figure 59). Cette contribution des pentes se traduit dans le bassin des Ecrehou par la mise en place de dépôts de pente lobés tandis que le remplissage paraît purement aggradant dans le Chenal de la Chaussée des Bœufs. Une fois l'espace disponible comblé, la dynamique de remplissage change passant à une période d'érosion/transit où les dépôts se localisent près des bordures (U2 constitué de Ube2b et Ucb2a et b). Ces dépôts ont été mis en relation avec la Formation des Sables de Saint-Vigor à terre (Baize, 1998) de part le caractère syntectonique avec la direction structurale dominante N70. Il s'agirait ainsi de l'extension en mer de la plateforme tidale du Tiglien reconnu dans tout le Centre Cotentin et marquant un haut niveau marin à cette période (Figure 65).

La fin du remplissage est marquée par la mise en place au toit de cette formation de la dynamique transgressive holocène. Elle se caractérise par l'établissement d'un paléo estuaire (U3) dont l'âge est estimé entre 10 et 5 Ka par comparaison à la courbe de remontée du niveau marin de Lambeck (1997) (Figure 51, Figure 52, Figure 64). Au-dessus, l'établissement de la plateforme d'abrasion marine subactuelle est marqué par une Surface de Ravinement par la Houle régionalement enregistrée et scellée par la couverture meuble de sédiments sablo-graveleux coquilliers (U4) accolée à la côte sous la forme de drapages métrique et de dunes hydrauliques.

2. Conclusions générales

Bien que très localisées, les zones étudiées dans ce travail peuvent néanmoins présenter un intérêt à l'échelle régionale de part la résolution obtenue permettant de dresser des conclusions générales pour chaque époque du Pléistocène et permettant de répondre en partie aux questions posées dans l'introduction de ce manuscrit:

2.1. La préservation du Pléistocène inférieur: la zone d'accumulation du Cotentin

Comment peut-on expliquer à l'échelle du Massif Armoricain, (1) la faible préservation de vallées fluviales fossiles en Manche orientale par rapport à la marge sud-armoricaine, (2) la fossilisation de sédiments Pléistocènes inférieurs dans le seul Sud Cotentin, et ce jusqu'en mer au niveau du bassin des Ecrehous ?

La sédimentation du Pléistocène inférieur est principalement enregistrée au sein des bassins du Cotentin. Les causes de cette préservation sont peut-être à rechercher dans l'influence particulièrement marquée de la topographie héritée post paléocène, constituée de dépressions d'origine tectonique (N120) et par le contexte structural le long des accidents N70 à l'origine d'une subsidence importante comparé au reste du Massif Armoricain. Ces dépressions sont à l'origine d'une création importante et rapide (?) d'espace disponible à la sédimentation et correspond à un caractère propre à la zone du Cotentin. Les bas niveaux sont enregistrés sous la forme de surfaces d'érosion (chenalisées ou non) et ne préservent au mieux que de fins placages de sédiments. C'est le cas pour les bassins du Cotentin (Paléostuaire de l'Ay) mais aussi pour les vallées incisées peu marquées sur la bordure du Trégor et du Léon.

Il est cependant important de noter que les dépôts préservés sont pour leur très grande majorité d'origine transgressive.

Le Pléistocène inférieur n'a pas été reconnu sur la marge de Bretagne Sud suggérant soit un non dépôt soit que cette zone est en érosion depuis le Paléogène, la préservation ne pouvant se faire qu'à partir du creusement des vallées sur le plateau.

2.2. Le Pleistocène moyen et supérieur

Quels sont les âges réels du creusement des vallées actuellement en mer et de leur remplissage ? Combien de cycles de variations du niveau de la mer sont préservés dans ces vallées fossiles? Les vallées se creusent-elles réellement lors de la baisse du niveau de la mer, ou lors de l'augmentation du flux d'eau lié à la fonte du pergélisol ?

Si l'on considère que toutes les vallées de la façade de Bretagne Sud sont contemporaines, l'âge d'incision pourrait correspondre à la mise en place de conditions climatiques plus contrastées au cours du Pléistocène moyen. L'incision d'origine fluviale apparaîtrait alors contrôlée d'une part par l'augmentation des flux d'eau, et d'autre part par

l'intensification et l'amplification des variations eustatiques à partir 800 Ka. Il apparaît aussi que l'incision est plusieurs fois réutilisée, le réseau de drainage étant alors en grande partie fixé à partir de son creusement, bien que probablement remodelé par chaque écoulement fluvial.

Le remplissage, quant à lui, est dans sa très grande majorité constitué par les dépôts transgressif mis en place au cours de la remontée du niveau marin Holocène (11 Ka à l'actuel). Ce découplage entre érosion et remplissage traduit indirectement le caractère très érosif de la marge atlantique vidangeant a priori tout les dépôts antérieurs à chaque chute. D'autre part, à l'exception du bassin versant de la Vilaine, les zones contributrices aux flux sédimentaires transitant par les vallées sont extrêmement réduits (généralement inférieures à 600 Km² contre plus de 5000 Km² pour la Vilaine) faisant de la marge de Bretagne Sud une marge très maigre d'un point de vue des apports sédimentaires. Ces dépôts ne sont préservés que très localement :

- soit du fait de bassins versant de grandes tailles (cas de la Vilaine, Proust et al., 2001 ; Menier et al., 2006 ; Menier et al., 2010) permettant un apport sédimentaire important,
- soit dans des zones abritées ne faisant pas directement face à l'océan contrairement à la paléovallée d'Étel (Menier, 2004 ; Menier et al., 2006).

Il est donc possible que localement à l'instar de la Vilaine (où deux séquences sont reconnues), plusieurs cycles eustatiques aient été conservés mais de manière extrêmement localisée dans les vallées les plus abritées.

Pourquoi les vallées fluviales fossiles ne dépassent pas l'isobathe 60m alors que le niveau de la mer se trouvait à l'isobathe 120m il y a 18 000 ans ?

Il est vrai qu'aucune incision chenalisée n'a pu être identifiée vers le large en-dessous de l'isobathe -60 (Cf. Annexe). La dernière phase d'érosion correspond à une surface d'extension régionale attribuée au Plio-Pléistocène et apparaît scellée par un prisme sablo-argileux holocène en bordure du plateau (U6b de Paquet et al., 2010, Cf. Annexe). Entre les vallées du précontinent et la bordure, la connection demeure inconnue.

A titre d'hypothèse, cette portion de la marge pourrait correspondre à une zone de transit par chute progressive du potentiel d'érosion à partir de l'isobathe entre la zone amont (à terre) et l'isobathe -60 m (limitant le Précontinent Breton). Les modalités de ce transit sédimentaire pur ne sont pas connues mais la chute du potentiel d'érosion pourrait s'expliquer par la combinaison d'une pente faible (environ égale à 0.1%) et d'un flux sédimentaire limité transitant par ces chenaux.

3. Perspectives

A l'issue de ce travail, plusieurs questions restent sans réponse ou bien n'ont pu être résolues de manière satisfaisante.

Quelle est l'incidence de la topographie héritée du précontinent dans le contrôle de la localisation et du remplissage du réseau de paléovallées ?

La forte influence de l'évolution structurale dans le Cotentin nécessiterait une étude plus poussée tant à terre qu'en mer afin de proposer un contexte de déformation cohérent aussi bien régionalement qu'à l'échelle du Massif Armoricaïn. Cette étude pourrait en outre être complétée par la réalisation de carottages au sein des remplissages sédimentaires des bassins en mer qui restent à ce jour totalement inconnus.

Une étude structurale fine mettant en cohérence les directions et la nature des failles, l'amplitude des décalages ainsi que leur chronologie de réactivation, permettrait une bien meilleure compréhension du fonctionnement de ces bassins dans cette zone où la néotectonique quaternaire paraît être primordiale.

Peut-on enregistrer des « stationnements » marins au cours des variations eustatiques du Quaternaire ? Contrôlent-ils des accumulations sédimentaires ?

La dynamique de remplissage des vallées ne montre pas d'interruption dans la sédimentation, susceptible d'indiquer une stagnation du niveau marin. Cependant les profils des missions GeoEtel07 et 08 ont permis d'imager un lobe sableux à l'embouchure de la paléoEtel au sud-ouest de Groix (Basse Moulec) entre -50 et -70 m de profondeur (Figure 66).

Ce lobe sableux (unité sommitale) possède une forme générale très similaire aux deltas de jusant se positionnant à l'embouchure des fleuves (Dalrymple, 1992). Son organisation interne présente des litages obliques sigmoïdaux migrant depuis l'embouchure de la paléoEtel et s'étalant vers le large (Figure 67, Figure 68). Il s'avère pourtant que l'unité immédiatement sous jacente présente des figures de progradation orientées en direction de la côte actuelle donc opposée et en remplissage de vallée. Ces architectures suggèrent ainsi une mise en place plutôt en relation avec une dynamique transgressive et non de bas niveau.

De cette manière, ce lobe sableux ne correspondrait pas à une delta fossilisé depuis un bas niveau holocène mais simplement à des sables transgressifs bloqués par les affleurements rocheux du précontinent et profondément remaniés (courant tidaux de fond, houles de tempête).

Une manière de vérifier ceci consiste (outre à un prélèvement de matériaux) à cartographier et imager des corps sableux identiques à l'échelle de la Bretagne Sud et d'en vérifier la profondeur ou bien le passage latéral à des surfaces de ravinements transgressifs régionales. C'est un des axes de recherche de l'équipe Géosciences Marine et Géomorphologie du Littoral de l'Université de Bretagne Sud sous la direction de David Menier, dont l'objectif est la meilleure compréhension des systèmes littoraux et l'inventaires des formes marquant son évolution à différentes échelle de temps (x100 Ka à x 1an).

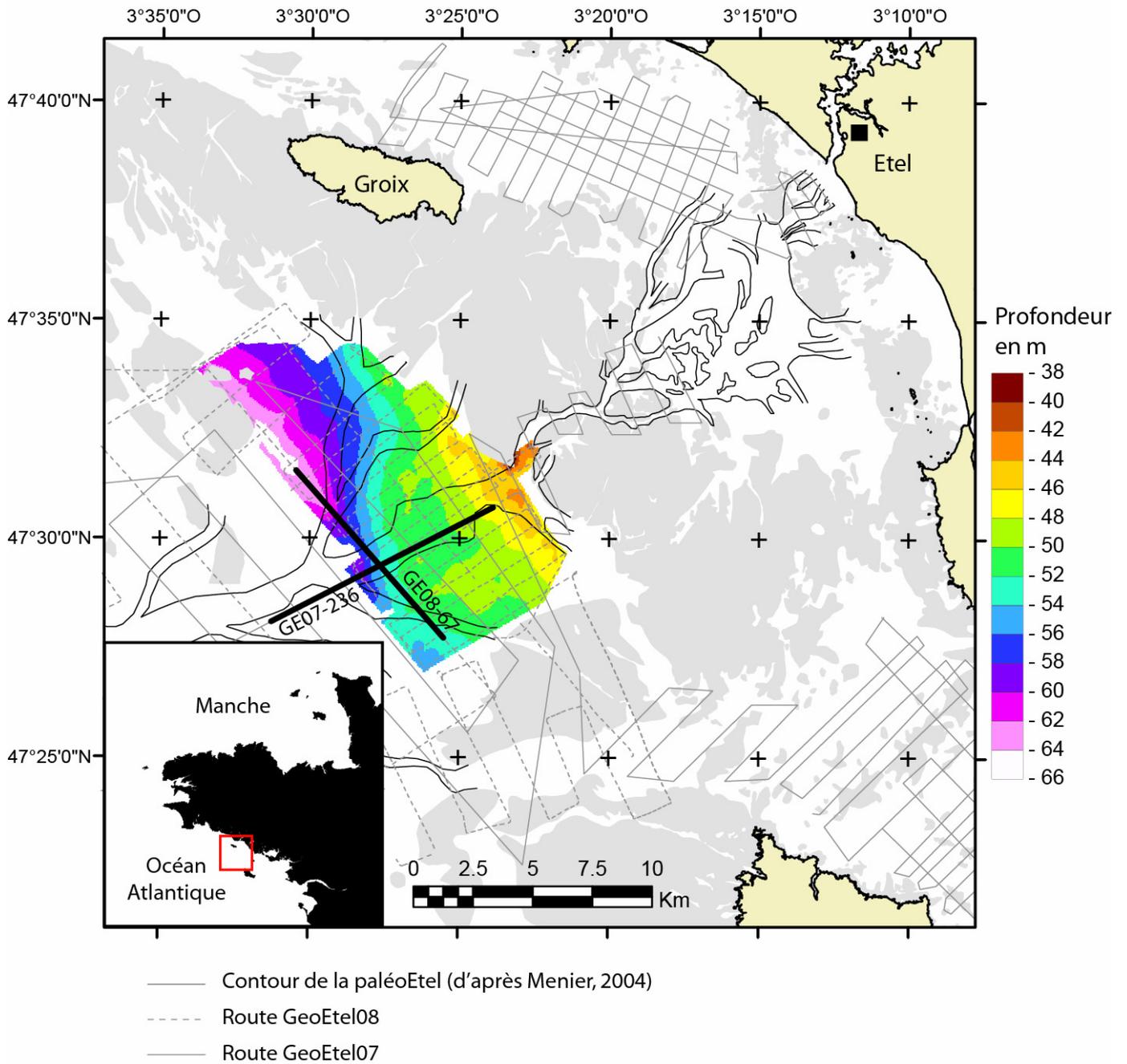


Figure 66 : Cartographie du lobe sableux accolé à la Basse Moulec. La profondeur est estimée à partir d'une conversion temps profondeur basée sur une vitesse de propagation des ondes sismiques dans l'eau de mer de 1500 m/s. En trait noir épais : localisation du profil GeoEtel07-236 (Figure 67).

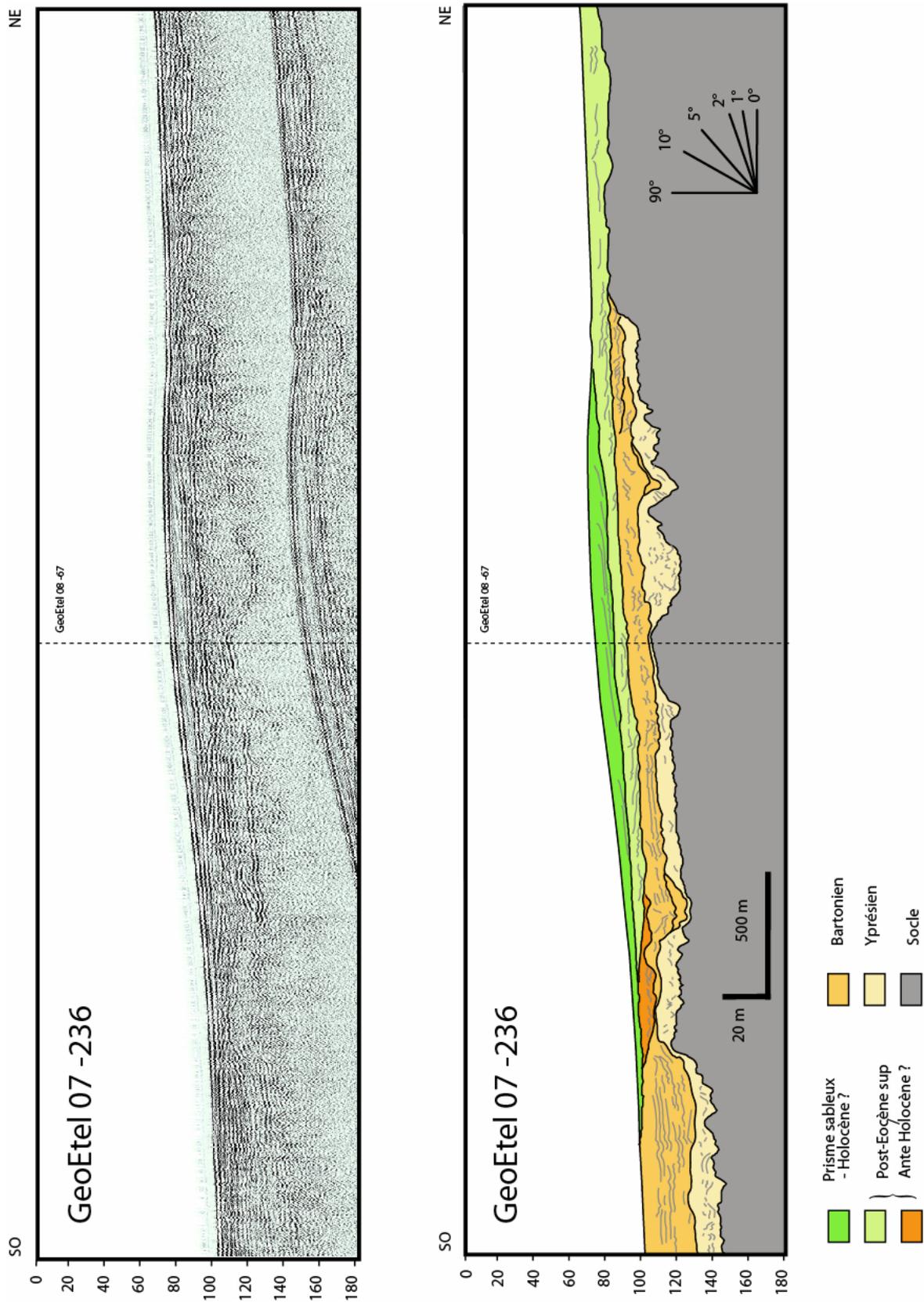


Figure 67: Profil GeoEtel07-236 brut et son interprétation par stratigraphie sismique. Ce profil présente une coupe longitudinale du prisme sableux et des dépôts sous-jacents. Les unités de la base (yprésiennes et bartoniennes) correspondent à des faciès sismiques reconnus régionalement (Thinon et al., 2008 – carte géologique de la France au 1/250000 feuille de Lorient).

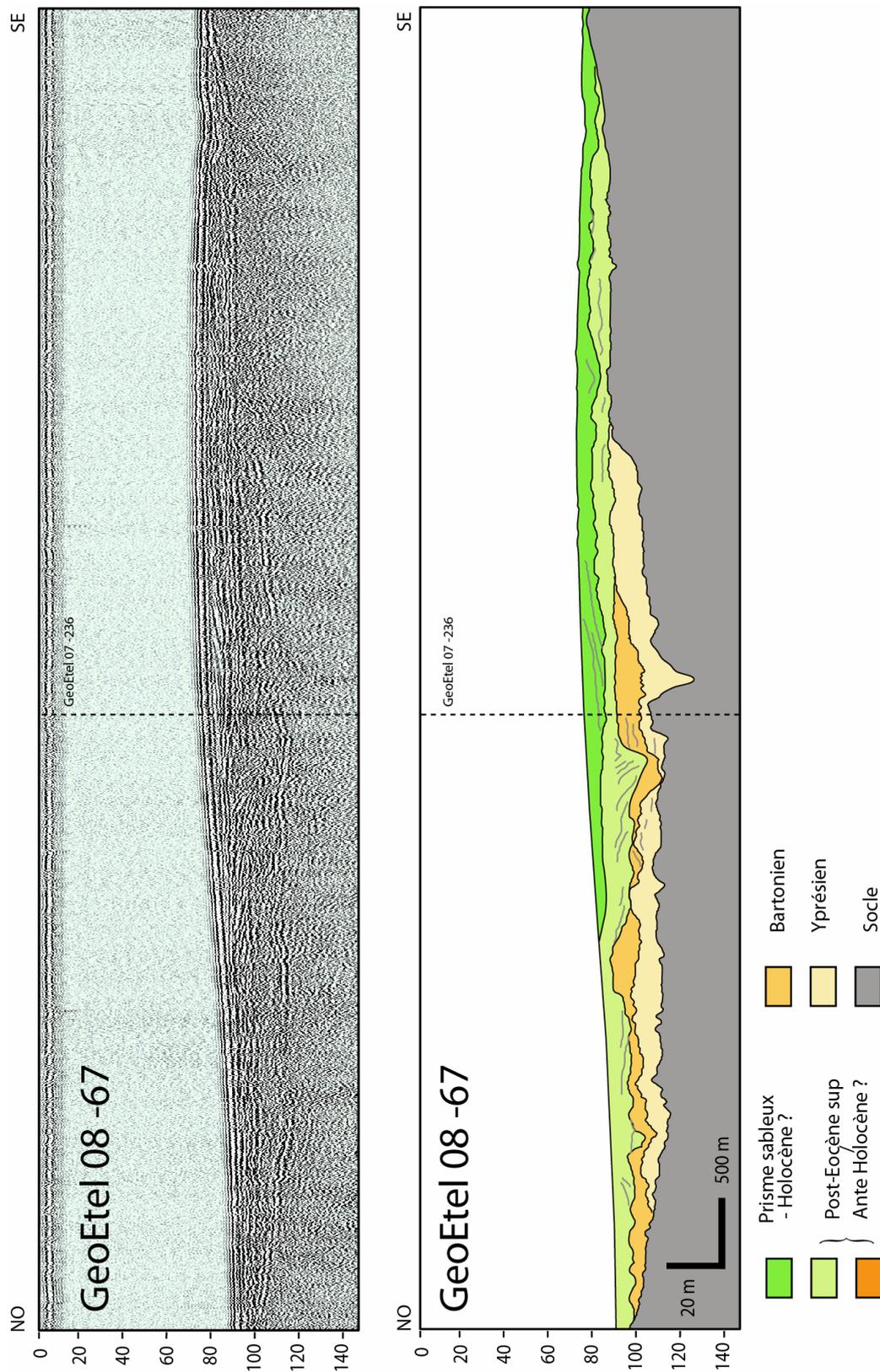


Figure 68 : Profil GeoEtel08-67 brut et son interprétation par stratigraphie sismique. Ce profil présente une coupe transversale du prisme sableux et des dépôts sous-jacents. Les unités de la base (yprésiennes et bartoniennes) correspondent à des faciès sismiques reconnus régionalement (Thinon et al., 2008 – carte géologique de la France au 1/250000 feuille de Lorient).

Bibliographie

- Adams, J. (2000). Europe during the last 150 000 years.
<http://www.esd.ornl.gov/projects/gen/nercEUROPE.html>.
- Aguirre, E. Pasini, G. (1985). The Pliocene-Pleistocene boundary. *Episodes*, 8(2), 116-120.
- Aiello, G., Barra, D., Bonaduce, G. (1996). The genus *Cytheropteron* Sars, 1866 (Crustacea: Ostracoda) in the Pliocene-early Pleistocene of the Mount San Nicola section (Gela, Sicily). *Micropaleontology*, 42(2), 167-178.
- Alduc, D. (1979). La Manche Orientale -Etude géomorphologique du réseau des paléovallées.
- Allen, L.G. Posamentier, H.. (1993). Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill; the Gironde Estuary, France. *Journal of Sedimentary Research*, 63(3), 378-391.
- Amorèse, D., Walker, A., Lagarde, J.-L., Santoire, J.-P., Volant, P., Font, M., Lecornu, M. (2000). New seismotectonic data from an intraplate region: focal mechanisms in the Armorican Massif (northwestern France). *Geophysical Journal International*, 143(3), 837-846.
- Andreiff, P., Boillot, G., Genesseeux, M. (1968). Préréconnaissance géologique du Sud du Massif Armoricain: affleurements de dépôts aquitaniens. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series D - sciences naturelles*, 266, 1220-1222.
- Ashley, G.M., Sheridan, R.E. (1994). Depositional model for valley fills on a passive continental margin, in: *Dalrymple, R.W. (Eds.), Incised-valley Systems: Origins and Sedimentary Sequences. SEPM Special Publication*, 51, 285-285.
- Augris, C.; Hamon, D. (1996). Atlas thématique de l'environnement marin en baie de Saint-Brieuc, *IFREMER*, 72 p.
- Augris, C.; Simplet, L. (2011). Atlas géologique de la baie de Lannion. Côtes d'Armor-Finistère, *Quae*, 112 p.
- Baize, S., Camuzard, J.-P., Freslon, M., Langevin, C., Laignel, B. (1997). Notice explicative de la carte géologique de la France (1/50 000), feuille Carentan (117). *Orléans : BRGM*, 83 p.

- Baize, S. (1998). Tectonique, eustatisme et climat dans un système géomorphologique côtier. Le nord ouest de la France au Plio-Pléistocène: exemple du Cotentin (Normandie). *Thèse de l'Université de Caen*, 366 p.
- Baize, S., Lagarde, J.-L., Laville, E., Dugué, O. (1998). Géomorphologie d'un plateau littoral (Cotentin- Normandie): enregistrement des signaux tectoniques et climatiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 169(6), 851-866.
- Barbaroux, L., Blondeau, A., Margerel, J.-P. (1971). Présence d'Yprésien fossilifère sur le plateau continental à l'Ouest du Four (Loire Atlantique). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 273, 12-15.
- Bella, F., Alessio, M., Fratelli, P. (1968). A determination of the half-life of ^{14}C . *Il Nuovo Cimento B (1965-1970)*, 58(1), 232-246.
- Berger, W.H. Jansen, E. (1994). Mid-Pleistocene climate shift-the Nansen connection. *The Polars Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment*, 85, 295-311.
- Berger, A., Li, X.S., Loutre, M.F. (1999). Modelling northern hemisphere ice volume over the last 3 Ma. *Quaternary Science Reviews*, 18(1), 1-11.
- Bernhard, J.M. (1986). Characteristic assemblages and morphologies of benthic foraminifera from anoxic, organic-rich deposits; Jurassic through Holocene. *Journal of Foraminiferal Research*, 16, 3, 207-215.
- Bignot, G. et Hommeril, P. (1964). Contribution à l'étude du Lutétien, entre les îles anglo-normandes et le Cotentin. *Revue de la Société Savante de Haute-Normandie*, 36, 17-28.
- Bignot, G., Hommeril, P., Larssonneur, C. (1968). Le Lutétien au large du Cotentin. *Mémoire du BRGM*, 58, 405-416.
- Bonnet, S. (1998). Tectonique et dynamique du relief: le socle Armoricaïn au Pléistocène. *Thèse de l'Université de Rennes I - Géosciences Rennes*, 352 p.
- Bonnet, S., Guillocheau, F., Brun, J.P., Den Driessche, J. Van (2000). Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic-Paleozoic basement: The Armorican Massif, NW France. *Journal of geophysical research*, 105(19), 273-19.

Bibliographie

- Borne, V., Chevalier, M. (1986). Tectonique récente, effondrement et remplissages sédimentaires cenozoïques en domaine armoricain. *Livret Guide Colloque du Comité Français de Stratigraphie*, Nantes. 99 p.
- Bos, P. et Queennec, R. (1988). Etude de l'évolution du littoral nord ouest du Morbihan entre Guidel et la Trinité-sur-Mer- Eléments pour une politique de protection côtière. *Rapport du BRGM*, 94 p.
- Bourillet, J.F., Levron, L., Dubrulle, C., Jouanneau, J.M., Loubrieu, B., Weber, O. (2003). Reconnaissance sédimentologique de la Grande Vasière, Golfe de Gascogne. *Abstr Vol ASF 9th Congr Français de Sedimentologie, Université de Bordeaux*, 14-16.
- Bouysse, P., Horn, R., Le Gorgeu, J.-P. (1968). Résultats d'une prospection de sismique réflexin continue en Bretagne méridionale, entre Penmarc'h et Belle-île. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series D - sciences naturelles*, 267, 568-571.
- Bouysse, P. Horn, R. (1968). Nouvelles données sur la structure du plateau continental sud-armoricain (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series D - sciences naturelles*, 267, 690-693.
- Bouysse, P. Horn, R. (1971). Etude structurale du plateau continental au large des côtes méridionales de Bretagne. *Cahiers océanographiques*, 23(6), 497-517.
- Bouysse, P. Horn, R. (1972). La géologie du plateau continental au large des côtes méridionales de la Bretagne. *Bulletin du BRGM*, IV(2), 3-17.
- Bouysse, P., Chateauf, J.-J., Ters, M. (1974). Présence d'Yprésien, niveau transgressif et taux de sédimentation flandriens en baie de Vilaine (Bretagne Méridionale). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series II D - sciences naturelles*, 279, 1421-1424.
- Bouysse, P., Lann, F.L., Scolari, G. (1979). Les sédiments superficiels des approches occidentales de la Manche. *Marine Geology*, 29(1-4), 107-108, 113-135.
- Bowen, D.Q. Gibbard, P.L. (2007). The Quaternary is here to stay. *Journal of Quaternary Science*, 22(1), 3-8.

- Boyd, R., Suter, J., Penland, S. (1989). Relation of sequence stratigraphy to modern sedimentary environments. *Geology*, 17(10), 926-929.
- Brault, N., Bourquin, S., Guillocheau, F., Dabard, M.-P., Bonnet, S., Courville, P., Esteoule-Choux, J., Stepanoff, F. (2004). Mio-Pliocene to Pleistocene paleotopographic evolution of Brittany (France) from a sequence stratigraphic analysis: relative influence of tectonics and climate. *Sedimentary Geology*, 163(3-4), 175-210.
- Brault, N., Guillocheau, F., Proust, J.-N., Nalpas, T., Brun, J.-P., Bonnet, S., Bourquin, S. (2001). Le système fluvio-estuarien Pleistocène moyen-supérieur de Penestin (Morbihan); une paleo-Loire? *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172(5), 563-572.
- Brébion, P., Buge, E., Fily, G., Lauriat, A., Margerel, J.-P., Pareyn, C. (1975). Le Quaternaire ancien de Saint-Nicolas-de-Pierrepont et de Saint-Sauveur-de-Pierrepont. *Bulletin de la Société Linnéenne de Normandie*, 104, 70-108.
- Broecker, W.S., Olson, E.A. (1961). Lamont radiocarbon measurements VIII. *Radiocarbon*, 3, 176-204.
- Le Calvez, Y., Pareyn, C. (1976). Sur l'extension du Lutétien dans Sud-Ouest du Bassin de Carentan (Manche). *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 13(4), 53-56.
- Castaing, P. (1981). Mémoire de l'institut de géologie du bassin d'aquitaine. *Thèse de l'Université de Bordeaux I*, 530 p.
- Caumon, G., Collon-Drouaillet, P., Carlier de Veslud, C. Le, Viseur, S., Sausse, J. (2009). Surface-Based 3D Modeling of Geological Structures. *Mathematical Geosciences*, 41(8), 927-945.
- Chappell, J. Shackleton, N.J. (1986). Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, 324(6093), 137-140.
- Chassé, C. Glémarec, M. (1976). Atlas des fonds meubles du plateau continental du golfe de Gascogne. *Cartes sédimentaires. ICA Brest*, 10.

- Chaumillon, E., Proust, J.-N., Menier, D., Weber, N. (2008). Incised-valley morphologies and sedimentary-fills within the inner shelf of the Bay of Biscay (France): A synthesis. *Journal of Marine Systems*, 72(1-4), 383-396.
- Chaumillon, E., Weber, N.,(2006). Spatial variability of modern incised valleys on the french atlantic coast: comparison between the Charente and the Lay-Sèvre incised valleys, *in: Dalrymple, R., Leckie, D., and Tillman, R. (Eds.), Incised Valleys in Time and Space. SEPM Special Publication*, 85, 57-85.
- Clark, P.U. Pollard, D. (1998). Origin of the Middle Pleistocene Transition by ice sheet erosion of regolith. *Paleoceanography*, 13(1), PP. 1-9.
- Clark, P.U., Alley, R.B., Pollard, D. (1999). Northern Hemisphere Ice-Sheet Influences on Global Climate Change. *Science*, 286(5442), 1104 -1111.
- Clark, P.U., Archer, D., Pollard, D., Blum, J.D., Rial, J.A., Brovkin, V., Mix, A.C., Pisias, N.G., Roy, M. (2006). The middle Pleistocene transition: characteristics, mechanisms, and implications for long-term changes in atmospheric pCO₂. *Quaternary Science Reviews*, 25(23-24), 3150-3184.
- Clet-Pellerin, M. Morzadec-Kerfourn, M.T. (1985). Palynologie et paléogéographie des sédiments marins reuvériens à tigliens de Bretagne et de Normandie: un essai de synthèse. *Bulletin des Sciences Géologiques*, 38, 73-78.
- Clet-Pellerin, M. (1997). Mise en évidence d'un interglaciaire du Pléistocène inférieur dans une formation fluviale du Seuil du Cotentin (Normandie, France). *Géographie physique et Quaternaire*, 51(3), 363-378.
- Corre, C. Le, Auvray, B., Ballèvre, M., Robardet, M. (1991). Le Massif Armoricaïn. *Bulletin des Sciences Géologiques*, 44(1-2), 31-103.
- Cressard, A.P. Augris, C. (1982). Etude des phénomènes d'érosion côtière liés à l'extraction de matériaux sur le plateau continental - Study of coastal erosion with the extraction of materials on continental shelf. *IV Congress International Association Of Engineering Geology, Delhi*.

- Dalrymple, R.W. Choi, K. (2007). Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews*, 81(3-4), 135-174.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., Boyd, R. (1992). Estuarine facies models; conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Research*, 62(6), 1130.
- Dangeard, L. (1928). Observations de géologie sous-marine et d'océanographie relatives à la Manche. *Thèse de l'Université de Paris*, 295 p.
- Delanoë, Y. (1988). Les grands traits de la structure et de l'évolution géodynamique des dépôts tertiaires du plateau continental sud-armoricain d'après les enregistrements de réflexion sismique. *Géologie de la France*, (1), 79-90.
- Delanoë, Y. Pinot, J.-P. (1977). Littoraux et vallées holocènes submergés en Baie de Concarneau (Bretagne méridionale). *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, 14(3), 27-38.
- Delanoë, Y., Dieucho, A., Pinot, J.-P. (1972). La zone périlittorale entre l'île de Glénan et l'île d'Houat - Etude géomorphologique et géologique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, XIV(7), 249-260.
- Delanoë, Y., Lehébel, L., Margerel, J.-P., Pinot, J.-P. (1975). La baie de Concarneau est un bassin tectonique dans lequel d'épais dépôts du Lutétien supérieur ont été conservés. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series D - sciences naturelles*, 281, 1947-1950.
- Delanoë, Y., Margerel, J., Pinot, J., (1976). En baie de Concarneau, l'Oligocène marin est discordant sur un Eocène ondulé, faillé et érodé, l'Aquitainien a voilé l'ensemble après une nouvelle pénéplanation. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series D - sciences naturelles* 282, 29-32.
- Delanoë, Y., Margerel, J.-P., Pinot, J.-P. (1976). En baie de Concarneau, l'Oligocène marin est discordant sur un Eocène ondulé, faillé et érodé, et l'Aquitainien a voilé l'ensemble après une nouvelle pénéplanation. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series D - sciences naturelles*, 282, 29-32.

- Dugué, O., Clet, M., Walter, A.-V., Baize, S., Coutard, J.-P. (1997). Enregistrement d'une interglaciaire du Pléistocène inférieur dans des tourbes du Seuil du Cotentin (Normandie, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 324, 583-590.
- Dugué, O., Poupinet, N., Baize, S., Auffret, J.-P., Coutard, J.-P., Ozouf, J.-C., Clet-Pellerin, M. (2000). Stratigraphie du Plio-Pléistocène inférieur de Normandie: les séries marines et fluviatiles des bassins du Seuil du Cotentin - Pliocene to Early Pleistocene stratigraphy of Normandy: marine and fluvial series of the Seuil du Cotentin basins. *Géologie de la France*, 3, 99-125.
- Dugué, O. (2003). The Pliocene to Early Pleistocene marine to fluvial succession of the Seuil du Cotentin basins (Armorican Massif, Normandy, France). *Journal of Quaternary Science*, 18(3-4), 215-226.
- Dugué, O., Lautridou, J.-P., Quesnel, F., Poupinet, N., Clet, M., Camuzard, J.-P., Coutard, S., Bourdillon, C., Freslon, M., Auffret, J.-P., Laville, E., Gain, O. (2005). Le Cotentin du Mésozoïque au Cénozoïque. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 42(2), 6-68.
- Dugué, O. (2007). Le Massif Armoricaïn dans l'évolution mésozoïque et cénozoïque du nord-ouest de l'Europe contrôles tectonique, eustatique et climatique d'un bassin intracratonique (Normandie, mer de la Manche, France). *Mémoire de Géosciences Rennes*, Hors-Série 6, 335 p.
- Dugué, O., Auffret, J.-P., Poupinet, N. (2007). Cenozoic shelly sands in the Cotentin (Armorican Massif, Normandy, France): A record of Atlantic transgressions and intraplate Cenozoic deformations. *Comptes Rendus Geosciences*, 339(2), 110-120.
- Duleba, W., Debenay, J.P., Eichler, B.B., Mahiques, M.M. de (1999). Holocene environmental and water circulation changes: foraminifer morphogroups evidence in Flamengo Bay (SP, Brazil). *Journal of Coastal Research*, 15(2), 554-571.
- Durand, S. (1960). Le Néogène de Bretagne. *Verhandlungen des Comité du Néogène méditerranéen (Wien)*, 115-122.

- Durand, S. (1960). Le Tertiaire de Bretagne. Etude stratigraphique, sédimentologique et tectonique. *Thèse de l'Université de Rennes I*, 387 p.
- Durand, S. (1962). Le paléogène du nord-ouest de la France. *Colloque sur le Paléogène (Bordeaux)*, 517-529.
- Elhaï, H. (1963). La Normandie occidentale entre la Seine et le golfe Norman-Breton: étude morphologique. *Thèse de Lettres, Paris, Impr. Bière*, 624 p.
- Esteoule-Choux, J. (1967). Contribution à l'étude des argiles du Massif Armoricaïn. Argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires. *Thèse de l'Université de Rennes I*, 319 p.
- Evans, C.D.R. (1990). United Kingdom offshore regional report: the geology of the western english channel and its western approaches. *HSMO for the British Geological Survey*, 93 p.
- Fatela, F. Taborda, R. (2002). Confidence limits of species proportions in microfossil assemblages. *Marine Micropaleontology*, 45(2), 169-174.
- Fatela, F., 1995. Contribution des Foraminifères benthiques profonds à la reconstitution des paléoenvironnements du Quaternaire récent de la Marge Ouest Ibérique (Marge Nord Portugaise et Banc de Galice). *Thèse de l'Université de Bordeaux I*, 281 p
- Féniès, H. Lericolais, G. (2005). Internal architecture of an incised valley-fill on a wave- and tide- dominated coast (the Leyre incised valley, Bay of Biscay, France). *Comptes Rendus Geosciences*, 337(14), 1257-1266.
- Foliot, B. (2004). «La Grande Vasière»: Etude sédimentologique de deux secteurs septentrionaux. *DEA de l'Université de Lille-Caen-Rouen*, 38 p.
- Foyle, A.M. Oertel, G.F. (1997). Transgressive systems tract development and incised-valley fills within a Quaternary estuary-shelf system: Virginia inner shelf, USA. *Marine Geology*, 137(3-4), 227-249.
- Funnell, B.M. (1995). Global sea-level and the (pen-) insularity of late Cenozoic Britain. *Geological Society, London, Special Publications*, 96(1), 3.

- Galloway, W.E.; Hobday, D.K. (1996). Terrigenous clastic depositional systems: Applications to fossil fuel and groundwater resources. *Springer (Berlin and New York)*, 489 p.
- Gapais, D. & Corre, C. Le (1980). Is the Hercynien belt of Brittany a major shear zone? *Nature*, 288(5791), 574-576.
- Garcin, M., Farganel, G., Courbouleix, S., Barrier, P., Braccini, E., Brébion, P., Carbonel, P., Carriol, R.P., Casanova, J., Clet-Pellerin, M. (1997). La « Longue séquence » pliocène de Marchésieux (Manche). Résultats analytiques et premiers éléments d'interprétation. *Géologie de la France*, 3, 39-77.
- Garidel-Thoron, T. de, Rosenthal, Y., Bassinot, F., & Beaufort, L. (2005). Stable sea surface temperatures in the western Pacific warm pool over the past 1.75[thinsp]million years. *Nature*, 433(7023), 294-298.
- Gibbard, P.L., Smith, A.G., Zalasiewicz, J.A., Barry, T.L., Cantrill, D., Coe, A.L., Cope, J.C., Gale, A.S., Gregory, F.J., Powell, J.H. (2005). What status for the Quaternary? *Boreas*, 34(1), 1-6.
- Gibbard, P.L. Lewin, J. (2009). River incision and terrace formation in the Late Cenozoic of Europe. *Tectonophysics*, 474(1-2), 41-55.
- Gibbard, P. Cohen, K. (2010). Global Chronostratigraphical Correlation Table for the last 2.7 Million years V.2010.
- Giresse, P., Hommeril, P., Lamboy, M. (1972). Résultats préliminaires d'une campagne de sismique réflexion dans le Golfe Normand-Breton. *Mémoires du BRGM*, 79, 193-201.
- Goubert, E. (1997). Les *Elphidium excavatum* (TERQUEM), foraminifères benthiques, vivant en Baie de Vilaine (Bretagne, France) d'octobre 1992 à septembre 1996 : morphologie, dynamique de population et relations avec l'environnement. Réflexions sur l'approche méthodologique, la lignée évolutive et l'utilisation en paléocéologie. *Thèse de l'Université de Nantes*. 186 p.

- Goubert, E., Néraudeau, D., Rouchy, J.M., Lacour, D. (2001). Foraminiferal record of environmental changes: Messinian of the Los Yesos area (Sorbas Basin, SE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175(1-4), 61-78.
- Grellet, B., Combes, P., Granier, T., Philip, H. (1993). Sismotectonique de la France métropolitaine dans son cadre géologique et géophysique. *Mémoires de la Société géologique de France*, 164, 76.
- Gresselin, F. (1990). Evolution varisque du Massif Armoricaïn oriental: insertion dans une transversale ouest-européenne. *Thèse de l'Université de Caen*, 335 p.
- Gros, Y.; Limasset, O. (1984). La Bretagne méridionale au Cénozoïque -Essai de reconstitution à partir de la bibliographie, *Document BRGM*, 80 p.
- Guilcher, A. (1948). Le relief de la Bretagne méridionale de la baie de Douarnenez à la Vilaine. H. Thèse, Paris, La Roche-sur-Yon, 682 p.
- Guilcher, A. (1977). Considérations sur les niveaux marins quaternaires. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, 14(4), 63-69.
- Guillocheau, F., Bonnet, S., Bourquin, S., Dabard, M.-P., Outin, J.-M., Thomas, É. (1998). Mise en évidence d'un réseau de paléovallées ennoyées (paléorias) dans le Massif Armoricaïn: une nouvelle interprétation des sables pliocènes armoricains. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 327(4), 237-243.
- Guillocheau, F., Brault, N., Thomas, E., Barbarand, J., Bonnet, S., Bourquin, S., Estéoule-Choux, J., Guennoc, P., Menier, D., Néraudeau, D., Proust, J.-N., Wyns, R. (2003). Histoire géologique du Massif Armoricaïn depuis 140 MA (Crétacé à l'actuel)- Geological history of the armorican massif since 140 Myr (Cretaceous-present day). *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 40(1), 13-28.
- Gupta, S.K., and Polach, H.A. (1985). Radiocarbon dating practices at ANU: *Handbook. Radiocarbon Laboratory, Research School of Pacific Studies, Australian National University, Canberra.*

- Haq, B., Hardenbol, J., Vail, P. (1987). Chronology of Fluctuating Sea Levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1166.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., Graciansky, P.C. De, Vail, P.R. (1998). Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. *SEPM Special Publication*, Mesozoic and cenozoic sequence stratigraphy of european basins(60), 3-13.
- Head, M.J., Gibbard, P., Salvador, A. (2008). The Quaternary: its character and definition. *Episodes-News magazine of the International Union of Geological Sciences*, 31(2), 234-238.
- Head, M.J., Gibbard, P.L. (2005). Early-Middle Pleistocene transitions: an overview and recommendation for the defining boundary, in: Head, M.J., Gibbard, P.L., London, G.S.O. (Eds.), *Early-Middle Pleistocene transitions: the land-ocean evidence. Geological Society of London Special Publications*, 247, 1-18.
- Homewood. P.; Mauriaud. P.; Lafont. F. (2000). Best practices in sequence stratigraphy: for explorationists and reservoir engineers. 25, *Technip Editions*, 81 p.
- Hommeril, P. (1964). Affleurements sous-marins de faluns miocènes (faciès savignéen) à l'ouest du Cotentin. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series D - sciences naturelles*, 259, 3036-3039.
- Hommeril, P. (1967). Etude de la géologie marine concernant le littoral bas-normand et la zone pré-littoral de l'archipel anglo-normand. *Thèse de l'Université de Caen*, 401 p.
- Hommeril, P., Larsonneur, C., Pinot, J.-P. (1972). Les sédiments du précontinent armoricain. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 14(7), 237-247.
- Hughen, K.A., Baillie, M.G.L., Bard, E., Beck, J.W., Bertrand, C.J.H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G.S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Bronk Ramsey, C., Reimer, P.J., Reimer, R., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., Plicht, J. van der, Weyhenmeyer, C.E. (2004). Marine04 Marine Radiocarbon age calibration, 0-26 Cal Kyr BP. *Radiocarbon*, 46(3), 1059-1086.

- Huybers, P. Wunsch, C. (2005). Obliquity pacing of the late Pleistocene glacial terminations. *Nature*, 434, 491-494.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L., Shackleton, N.J. (1984). The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. *Milankovitch and Climate. Proc. NATO workshop, Palisades, 1982*. 1, 269-305.
- Jervey, M.T. (1988). Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In : *Wilgus C. K., Hastings B. S. et al (Eds), Sea-level changes : an integrated approach. SEPM Special Publication*, 42, 47-69.
- Jouet, G., Augris, C., Hallegouet, B., Roy, P. Le, Rolet, J. (2003). La vallée d'Ys: un paléoréseau hydrographique immergé en baie de Douarnenez (Finistère, France): Ys Valley: a submerged palaeoriver pattern in the Bay of Douarnenez (Brittany, France). *Comptes Rendus Geosciences*, 335(5), 487-494.
- Klein, C. (1975). Massif Armoricaïn et bassin parisien: contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires: Normandie, Maine, Anjou, Touraine, Poitou septentrional et contrées adjacentes. *Thèse de l'Université de Paris*, 882 p.
- Lagarde, J.-L., Bonnet, S., Amorese, D., Delcaillau, B., Font, M., Volant, P. (2000). Active tectonics, seismicity and geomorphology with special reference to Normandy (France). *Journal of Quaternary Science*, 15(7), 745-758.
- Lambeck, K. (1997). Sea-level change along the French Atlantic and Channel coasts since the time of the Last Glacial Maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 129(1-2), 1-22.
- Lambeck, K., Esat, T.M., Potter, E.-K. (2002). Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature*, 419(6903), 199-206.
- Lapierre, F. (1970). Fleuves et rivages pré-flandriens sur le plateau continental du Golfe de Gascogne. *Quaternaria, Rome*, 12, 207-217.

- Larsonneur, C., Bouysse, P., Auffret, J.-P. (1982). The superficial sediments of the English Channel and its Western Approaches. *Sedimentology*, 29(6), 851-864.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.C.M., Levrard, B. (2004). A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy and Astrophysics*, 428(1), 261-285.
- Lautridou, J.-P. (2003). La datation du Quaternaire normand: tableaux des éléments de datation et de la chronostratigraphie [The dating of the Quaternary of Normandy: tables of the elements of dating and of the chronostratigraphy]. *Quaternaire*, 14(1), 65-71.
- Lautridou, J.-P., Baize, S., Clet, M., Coutard, J.-P., Ozouf, J.-C. (1999). Les séquences plio-pléistocènes littorales et estuariennes de Normandie [Littoral and estuarine plio-pleistocene sequences in Normandy (France)]. *Quaternaire*, 10(2), 161-169.
- Lefort, J.-P. (1970). Géologie du substrat rocheux et morphologie. *Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, II(2), 89-103.
- Lefort, J.-P. (1975). Le socle périarmoricain: étude géologique et géophysique du socle submergé à l'Ouest de la France. *Thèse de l'Université de Rennes I*, 250 p.
- Lefort, J.-P. (1978). Les prolongements submergés du Massif Armoricaïn: Etude de géologie et de géophysique marine. *Mémoires de la Société géologique de France*, 130, 65.
- Lericolais, G. (1997). Evolution du fleuve Manche depuis l'oligocène: stratigraphie et géomorphologie d'une plateforme continentale en régime périglaciaire. *Thèse de l'Université de Bordeaux I*, 265 p.
- Lericolais, G., Berné, S., Féliès, H. (2001). Seaward pinching out and internal stratigraphy of the Gironde incised valley on the shelf (Bay of Biscay). *Marine Geology*, 175(1-4), 183-197.
- Lesueur, P., Jouanneau, J.-M., Boust, D., Tastet, J.-P., Weber, O. (2001). Sedimentation rates and fluxes in the continental shelf mud fields in the Bay of Biscay (France). *Continental Shelf Research*, 21(13-14), 1383-1401.
- Libby, W.F., Anderson, E.C., Arnold, J.R. (1949). Age Determination by Radiocarbon Content: World-Wide Assay of Natural Radiocarbon. *Science*, 109(2827), 227-228.

- Libby, W.F. (1955) Radiocarbon dating. *University of Chicago Press Chicago*, 175,
- Loget, N. (2001). Structuration des bassins tertiaires et morphogénèse des vallées fossiles en baie de Concarneau. *DEA de l'Université de Rennes I*, 21 p.
- Mahieux, G., Proust, J.-N., Tessier, B., DeBatist, M. (1998). Comparison between high-resolution seismic and sequence stratigraphic approaches applied to the upper Jurassic deposits of the Dover Strait area (Northern France). *Marine and Petroleum Geology*, 15(4), 329-342.
- Maslin, M.A. Ridgwell, A.J. (2005). Mid-Pleistocene revolution and the 'eccentricity myth'. *Geological Society, London, Special Publications*, 247(1), 19 -34.
- Menier, D., 2004. Morphologie et remplissage des vallées fossiles sud-armoricaines : apport de la stratigraphie sismique. *Thèse de l'Université de Rennes I - Géosciences Rennes*, 202 p.
- Menier, D., Reynaud, J., Guillocheau, F., Guennoc, P., Bonnet, S., Tessier, B., Goubert, E., 2006. Basement control on shaping and infilling of valleys incised at the southern coast of Brittany, France, in: *Dalrymple, R., Leckie, D., and Tillman, R. (Eds.), Incised Valleys in Time and Space. SEPM Special Publication*, 85, 37-55.
- Menier, D., Tessier, B., Proust, J.-N., Baltzer, A., Sorrel, P., Traini, C. (2010). The Holocene transgression as recorded by incised-valley infilling in a rocky coast context with low sediment supply (southern Brittany, western France). *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 181(2), 115-128.
- Mhammdi, N. (1994). Architecture du banc sableux tidal de Sercq (îles anglo-normandes). *Thèse de l'Université de Lille*, 215 p.
- Miall, A.D. (1985). Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*, 22(4), 261-308.
- Miall, A.D., 1996. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology. *Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York*, 582 p.

- Milankovitch, M.M. (1941). Canon of insolation and the Ice Age problem: Beograd. *Koniglich Serbische Akademie (English translation by the Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, Israel, 1969)*, 132, 33.
- 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(5752), 1293 -1298.
- Milon, Y. (1929). Présence de glauconie dans les sables pliocènes de Bretagne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 189, 1004-1005.
- Mitchum, R.M.J., Vail, P.R., Thompson, S. (1977a). Seismic Stratigraphy And Global Changes Of Sea Level, Part 2: The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis. *A.A.P.G, Memoir (26)*, 53-62.
- Mitchum, R.M., Vail, P., Sangree, J.B. (1977b). Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphy Interpretation of seismic reflection Patterns in depositional sequences. *A.A.P.G, Memoir (26)*, 117-133.
- Monnier, J.-L. (1979). Le Pléistocène de la Côte Nord de la Bretagne. Essai de synthèse lithostratigraphique et chronostratigraphique. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, 16(3), 147-156.
- Monnier, J.-L., Jumel, G., Jumel, A. (1981). Le Paléolithique inférieur de la côte 42 à Saint-Malo-de-Phily (Ille-et-Vilaine). Stratigraphie et industrie. *Bulletin de la Société préhistorique française*, 78(10-12), 317-328.
- Montadert, L., 1979. Rifting and subsidence of the northern continental margin of the Bay of Biscay, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, *Washington*, 1025-1060.
- Morzadec-Kerfourn, M.-T. (1973). Le quaternaire du Massif Armoricaïn. *Annales scientifiques de l'Université de Besançon, géologie, 3ème, série*, 75-80.
- Morzadec-Kerfourn, M.T. (1974). Variation de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire-Analyses polliniques de dépôts organiques littoraux. *Mémoires de la Société géologique et minéralogique de Bretagne*, 17, 208.

- Morzadec-Kerfourn, M.-T. (1977). Les Kystes des dinoflagellés dans les sédiments récents le long des côtes bretonnes. *Revue de micropaléontologie*, 20(3), 157-166.
- Morzadec-Kerfourn, M.-T. (1982). Datation pollinique et conditions de sédimentation de l'argile plio-pléistocène de Lanrinou en Landerneau (Finistère, France). *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, 19(4), 179-184.
- Morzadec-Kerfourn, M.-T. (1999). Littoraux pléistocènes de l'ouest du Massif Armorican: de la rade de Brest à la Baie d'Audierne [Pleistocene coastlines of the western armorican massif, from rade de Brest to the Bate d'Audierne.]. *Quaternaire*, 10(2), 171-179.
- Morzadec-Kerfourn, M.-T. Monnier, J.-L. (1982). Chronologie relative des cordons littoraux pléistocènes de Bretagne. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, 19(4), 195-203.
- Mudelsee, M. Raymo, M.E. (2005). Slow dynamics of the Northern Hemisphere glaciation. *Paleoceanography*, 20(4), PA4022.
- Mudelsee, M. Schulz, M. (1997). The Mid-Pleistocene climate transition: onset of 100 ka cycle lags ice volume build-up by 280 ka. *Earth and Planetary Science Letters*, 151(1-2), 117-123.
- Mudelsee, M. Statterger, K. (1997). Exploring the structure of the mid-Pleistocene revolution with advanced methods of time-series analysis. *Geologische Rundschau*, 86(2), 499-511.
- Murray, J.W., 2003. An illustrated guide to the benthic foraminifera of the Hebridean Shelf, west of Scotland, with notes on their mode of life. *Palaeontologia Electronica*, 5, 1, 1-31.
- Néraudeau, D. (2003). Lithologies, faunes et paléogéographies des dépôts de type falun. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 40(1), 6-12.
- Nordfjord, S., Goff, J.A., Austin, J., Sommerfield, C.K. (2005). Seismic geomorphology of buried channel systems on the New Jersey outer shelf: assessing past environmental conditions. *Marine Geology*, 214(4), 339-364.

- Nummedal, D., Swift, D.J.P., 1987. Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities: some principles derived from Holocene and Cretaceous examples, *in: Nummedal, D., Pilkey, O.H., Howard, J.D. (Eds.), Sea-level Fluctuation and Coastal Evolution. SEPM Special Publication*, 41, 241-260.
- Olivet, J., 1996. La cinématique de la plaque Ibérique. *Bulletin des Centres de Recherches, Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 21, 131-195.
- Ollivier-Pierre, M.-F., Maupin, C., Estéoule-Choux, J., Sittler, C. (1993). Transgression et paléoenvironnement à l'Oligocène en Bretagne (France). Sédimentologie, micropaléontologie, palynologie et palynofaciès du Rupélien du Bassin de Rennes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 103, 203-250.
- Ollivier-Pierre, M.-F., Riveline, J., Lautridou, J.-P., Cavelier, C. (1988). Le fossé de Ceaucé (Orne) et les bassins ludiens (Eocène supérieur) de la partie orientale du Massif Armoricaïn: sédimentologie, paléontologie. Intérêt stratigraphique, paléogéographique et tectonique. *Géologie de la France*, 1, 51-60.
- Olsson, I.U., Karlen, I., Turnbull, A.H., Prosser, J.D. (1962). A determination of the half-life of C14 with a proportional counter. *Arkiv Fysik*, 22, 237-255.
- Konerding, P. (2009). Kogeo Seismic Toolkit V2.7.3beta. <http://www.kogeo.de/>
- Paquet, F., Menier, D., Estournès, G., Bourillet, J.-F., Leroy, P., Guillocheau, F. (2010). Buried fluvial incisions as a record of Middle-Late Miocene eustasy fall on the Armorican Shelf (Bay of Biscay, France). *Marine Geology*, 268(1-4), 137-151.
- Pareyn, C. (1980). Mise en évidence d'une activité néotectonique pliocène et quaternaire dans le Cotentin, le bassin de Carentan et le Bessin (Manche et Calvados). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 22, 695-701.
- Perez-Belmonte, L. (2008). Caractérisation environnementale, morphosédimentaire et stratigraphique du Golfe du Morbihan pendant l'Holocène terminal : implications évolutives. *Thèse de l'Université de Bretagne Sud*. 213 p.

- Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., PÉpin, L., Ritz, C., Saltzman, E., Stievenard, M. (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399(6735), 429-436.
- Pinot, J. (1974). Le précontinent Breton entre Penmarc'h, Belle-île et l'escarpement continental, étude géomorphologique. Thèse, Lannion, impram, 256 p.
- Polach, H., Gower, J., Fraser, I. (1973). Synthesis of high-purity benzene for radiocarbon dating, in: Rafter, T.A., and Grant-Taylor, T., Proceedings of 8th International Conference on Radiocarbon Dating, Wellington, *Royal Society of New Zealand*, B36-B49.
- Posamentier, H.W. Vail, P.R. (1988). Eustatic controls on clastic deposition II—sequence and systems tract models. *Sea-Level Changes: An Integrated Approach: SEPM, Special Publication*, 42, 125-154.
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T., Vail, P.R. (1988). Eustatic controls on clastic deposition I—conceptual framework. *Sea-Level Changes: An Integrated Approach: SEPM, Special Publication*, 42, 109-124.
- Preux (1978). Rapport de fin de sondage Penma-1, Loire Maritime permis, S.N.E.A.P (Société National Elf Aquitaine Production). 15 p
- Proust, J., Menier, D., Guillocheau, F., Guennoc, P., Bonnet, S., Rouby, D., Le Corre, C., 2001. Les vallées fossiles de la baie de Vilaine: nature et évolution du prisme sédimentaire côtier du Pléistocène armoricain. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172, 6, 737-749.
- Quesney, A. (1983). Manche occidentale et Mer Celtique: étude des paléovallées, des fosses et des formations surperficielles. *Thèse de l'Université de Caen*, 162 p.
- Rabineau, M. (2001). Un modèle géométrique et stratigraphique des séquences de dépôts quaternaires sur la marge du Golfe du Lion: enregistrement des cycles climatiques de 100 000 ans. *Thèse de l'Université de Rennes I*, 392 p.

Bibliographie

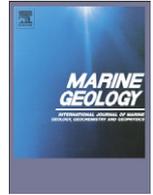
- Raymo, M.E. (1997). The timing of major climate terminations. *Paleoceanography*, 12(4), 577-585.
- Redois, F. (1996). Les foraminifères benthiques actuels bioindicateurs du milieu marin exemples du plateau continental sénégalais et de l'estran du golfe du Morbihan (France). *Thèse de l'Université d'Angers*. 457 p.
- Robert, J.-P. (1969). Géologie du plateau continental français. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, XXIV(4), 383-440.
- Rosgen, D.L. (1994). A classification of natural rivers. *Catena* 22, 3, 169-199.
- Schumm, S.A. (1985). Patterns of alluvial rivers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 13, 1, 5-27.
- Schumm, S.A. (1993). River Response to Baselevel Change: Implications for Sequence Stratigraphy. *The Journal of Geology*, 101(2), 279-294.
- Schumm, S.A. et Ethridge, F.G. (1994). Origin, evolution and morphology of fluvial valleys. *in: Dalrymple, R.W. (Ed.), Incised-valley Systems: Origins and Sedimentary Sequences. SEPM Special Publication*, 51, 11-27
- Severin, K.P. (1983). Test morphology of benthic foraminifera as a discriminator of biofacies. *Marine Micropaleontology*, 8, 1, 65-76.
- Shackleton, N. (1987). Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews*, 6, 3-4, 183-190.
- Shackleton, N.J. (1997). The deep-sea sediment record and the Pliocene-Pleistocene boundary. *Quaternary International*, 40, 33-35.
- Simplet, L., Jouet, G., Menier, D., Le Roy, P. (en cours). Remplissage sédimentaire meuble de la Baie de Lannion. *IFREMER*.

- Sorrel, P., Tessier, B., Demory, F., Baltzer, A., Bouaouina, F., Proust, J., Menier, D., Traini, C., (2010). Sedimentary archives of the French Atlantic coast (inner Bay of Vilaine, south Brittany): Depositional history and late Holocene climatic and environmental signals. *Continental Shelf Research*, 30, 1250-1266.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Reimer, R., (2005). CALIB 5.0.1. <http://calib.org>.
- Suc, J.-P., Bertini, A., Leroy, S.A.G., Suballyova, D. (1997). Towards the lowering of the Pliocene/Pleistocene boundary to the Gauss-Matuyama reversal. *Quaternary International*, 40, 37-42.
- Thinon, I., Menier, D., Guennoc, P., Proust, J. (2008). Carte géologique de la France à 1/250 000 de la marge continentale (Feuille Lorient). *Éditions BRGM-CNRS*.
- Thomas, E. (1999). Evolution cénozoïque d'un domaine de socle: le Massif Armoricain. *Thèse de l'Université de Rennes I*, 2volumes, 148 p.
- Toucanne, S. (2008). Reconstruction des transferts sédimentaires en provenance du système glaciaire de Mer d'Irlande et du paléofleuve Manche au cours des derniers cycles climatiques.
- Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J., Gibbard, P., Eynaud, F., Giraudeau, J., Turon, J., Cremer, M., Cortijo, E., Martinez, P., Rossignol, L. (2009). A 1.2 Ma record of glaciation and fluvial discharge from the West European Atlantic margin. *Quaternary Science Reviews*, 28, 25-26, 2974-2981.
- Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J.F., Gibbard, P.L., Eynaud, F., Giraudeau, J., Turon, J.L., Cremer, M., Cortijo, E., Martinez, P., Rossignol, L. (2009). A 1.2 Ma record of glaciation and fluvial discharge from the West European Atlantic margin. *Quaternary Science Reviews*, 28(25-26), 2974-2981.
- Vail, P., Mitchum, R.M., Thomson, I. (1977). Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 4: Global Cycles of Relative Changes of Sea Level. *A.A.P.G. Memoir*(26), 83-97.

- Van Vliet-Lanoë, B., Bonnet, S., Hallegouët, B., Laurent, M. (1997). Neotectonic and seismic activity in the Armorican and Cornubian Massifs: Regional stress field with glacio-isostatic influence. *Journal of Geodynamics*, 24, 1-4, 219-239.
- Vanney, J. (1977). Géomorphologie de la marge continentale sud armoricaine. *Thèse de l'Université Paris-Sorbonne*, 473 p.
- Vanney, J.-R., Horn, R., Martin, G. (1972). La disposition des séquences sédimentaires post-mésozoïques sous la partie externe de la plate-forme continentale sud-armoricaine (entre 45°40' et 46°40' lat.Nord). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series D - sciences naturelles*, 275, 2829-2832
- Vignerresse, J.L. (1988). La fracturation post-hercynienne du Massif Armoricaïn d'après les données de la géophysique. *Géologie de la France*, 4, 3-10.
- Vliet-Lanoë, B. Van, Bonnet, S., Hallegouët, B., Laurent, M. (1997). Neotectonic and seismic activity in the Armorican and Cornubian Massifs: Regional stress field with glacio-isostatic influence? *Journal of Geodynamics*, 24(1-4), 219-239.
- Vliet-Lanoë, B. Van, Laurent, M., Hallégouët, B., Margerel, J.-P., Chauvel, J.-J., Michel, Y., Moguedet, G., Trautman, F., Vauthier, S. (1998). Le Mio-Pliocène du Massif Armoricaïn. Données nouvelles-The Mio-Pliocene of the Armorican Massive. New data. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 326(5), 333-340.
- Volmat, J. (1931). Les extractions de sables à l'embouchure de la rivière Etel et leur influence sur l'état de l'embouchure et sur le port d'Etel. 16 p.
- Wagoner, J.C. Van, Posamentier, H.W., Mitchum, R.M.J., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., Hardenbol, J. (1988). An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. *Sea-Level Changes: An Integrated Approach: SEPM, Special Publication*, 42, 39-45.
- Walker, P. (2001). Dynamique sédimentaire dans le Golfe Normand-Breton - intérêt de l'imagerie par sonar à balayage latéral. *Thèse de l'Université de Caen*, 289 p.

- Watt, D.E., Ramsden, D., Wilson, H.W. (1961). The half-life of carbon-14. *The International Journal of Applied Radiation and Isotopes*, 11(2-3), 68-74.
- Wheeler, H.E. (1964). Baselevel, lithosphere surface, and time-stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin*, 75(7), 599.
- Wyns, R. (1991). Évolution tectonique du bâti armoricain oriental au Cénozoïque d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées. *Géologie de la France*, 3, 11-42.
- Zagwijn, W.H. (1986). The pleistocene of The Netherlands with special reference to glaciation and terrace formation. *Quaternary Science Reviews*, 5, 341-345.
- Zagwijn, W.H. (1992). The beginning of the Ice Age in Europe and its major subdivisions. *Quaternary Science Reviews*, 11(5), 583-591.
- Zaitlin, B.A., Dalrymple, R.W., Boyd, R. (1994). The stratigraphic organization of incised valley systems associated with relative sea level change, in: *Dalrymple, R.W. (Ed.), Incised-valley Systems: Origins and Sedimentary Sequences. SEPM Special Publication*, 51, 45-60.
- Ziegler, P.A. (1987). Evolution of the Western Approaches Trough. *Tectonophysics*, 137(1-4), 341-346.

-Annexe-



Buried fluvial incisions as a record of Middle–Late Miocene eustasy fall on the Armorican Shelf (Bay of Biscay, France)

Fabien Paquet^{a,e,*}, David Menier^a, Guilhem Estournès^a, Jean-François Bourillet^b, Pascal Leroy^c, François Guillocheau^d

^a Université de Bretagne-Sud, EA 2219 GeoArchitecture, Campus de Tohannic – ENSIbs, rue Yves Mainguy, 56017 Vannes, France

^b IFREMER, Centre de Brest, 29280 Plouzané, France

^c IUEM, Technopôle Brest-Plouzané, 29280 Plouzané, France

^d Université de Rennes 1, UMR-CNRS 6118 Géosciences Rennes, Campus de Beaulieu, CS 74205, F-35042 Rennes Cedex, France

^e BRGM, Geology Division – Geology of Sedimentary Basins, 3 rue Guillemin, BP 36009, 45060 Orléans Cedex 2, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 12 February 2009

Received in revised form 3 November 2009

Accepted 7 November 2009

Available online 16 December 2009

Communicated by D.J.W. Piper

Keywords:

Aarmorican Shelf
incised valleys
Miocene
eustasy
passive margin

ABSTRACT

High-resolution seismic data have been acquired in June 2008 on the Armorican Shelf (AS), in the northern Bay of Biscay, in order to reassess its stratigraphic architecture in detail and to study the impact of eustasy, tectonic and sediment delivery on the margin sedimentary record. Several profiles show fluvial-type incisions of several tens of meters (up to 54 m) associated to a widespread erosion surface. Several hypotheses are proposed for the stratigraphic position of this surface and incisions. We suggest Middle to Late Miocene age. Considering the relatively quiescent tectonic activity of the margin, we infer that the relative sea-level fall responsible of aerial incision on the Miocene shelf is eustasy-related. We propose the attested Serravallian–Tortonian eustatic lowstand (c. 11.6 Ma) as the key event responsible of such erosion and incision. This event marks the early beginning of the high-amplitude sea-level fluctuations that culminated during the Pleistocene and significantly controlled the present day AS morphology. The variability of vertical incision observed along single reaches can be explained by the confluence of several tributaries, the sinuosity of the channel and can be amplified by the unconsolidated nature of the Miocene substratum. The main pathways of the fluvial network corresponding to these buried valleys have been reconstructed and connections to other existing networks are proposed.

© 2009 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

In low sedimentation rate and quiescent passive margins, eustasy has a predominant effect on the stratigraphic architecture (Vail et al., 1977; Posamentier and Vail, 1988). In such settings, the development of fluvial channel incisions over the shelf is considered as an indicator of a significant global sea-level fall and lowstand, that expose the entire shelf below or close to the breakpoint (Dalrymple et al., 1994) and is associated sometimes to submarine canyon incisions (Vail et al., 1991). Several examples are documented worldwide and are used to date or constrain the amplitude and effects of eustasy changes through time (Fulthorpe et al., 1999, 2000; Lofi and Berné, 2008) or are the subject of ongoing studies (e.g. IODP expeditions 313 and 317). In the northern Bay of Biscay, numerous Quaternary incised valleys described over the Armorican Shelf illustrate the impact of the high-amplitude Pleistocene glacio-eustasy falls (c. –120 m) (Pinot, 1974; Menier et al., 2006; Chaumillon et al., 2008). Important sea-level falls of several tens of meters are also suspected for the Neogene

period (Haq et al., 1987) and may have resulted in the generation of a fluvial networks over the emerged AS. Despite the presence of widespread erosion surfaces, related Neogene channel incisions are not attested and clearly described directly offshore southern Brittany. This is mainly due to the scarcity and the average quality of data (Bourillet et al., 2005). However, the “Quaternary” network drawn by Pinot (1974) was partly based on the detection of incisions on seismic data, c. 100 km from the present day coastline. Surprisingly, the Pleistocene valley network as described in recent studies (Menier, 2004; Menier et al., 2006; Thinon et al., 2008) does not extend that far over the outer shelf. A re-evaluation of the stratigraphic position of the outer-shelf incisions of Pinot (1974) was therefore needed to verify a pre-Quaternary age attribution. Evidence of potential Neogene channel incisions in surrounding areas is located in the Western Approaches and are associated with the ‘Fleuve Manche’ paleoriver system (Reynaud et al., 1999; Bourillet et al., 2006) where Neogene series are well-documented (Evans and Hughes, 1984), and to the South, over both the Vendean–Armorican Platform (Huerta et al., 2010) and the North Aquitaine shelf (Bellec et al., 2009).

This study presents the interpretation of recent high-resolution seismic sparker profiles acquired on the Armorican Shelf that show

* Tel.: + 33 2 38 64 47 51; fax: + 33 2 38 64 33 33.

E-mail address: f.paquet@brgm.fr (F. Paquet).

clear incisions within the Miocene series. We discuss the origin and the age of these incised valleys, and describe their morphology and potential significance in terms of eustasy.

2. Geological setting

The Armorican Shelf (AS) corresponds to a segment of the European Atlantic margin in the northern Bay of Biscay (Fig. 1). Its formation initiated during the Early Cretaceous (Barremian–Aptian, c. 125 Ma) consequently to the rotation of the Iberian Peninsula and the contemporaneous opening of the Bay of Biscay (Montadert et al., 1979; Olivet, 1996; Thinon, 1999). Its present day morphology corresponds to a large polygenetic erosion surface (wave-planed) resulting from significant Plio-Pleistocene sea-level fluctuations (Imbrie et al., 1984; Waelbroeck et al., 2002). The Cenozoic was dominated by post-rift mixed carbonaceous–silicoclastic sedimentation as revealed by

exploration well PENMA-1 (Preux, 1978), and cores (Bouysse et al., 1974; Thomas, 1999; Guillocheau et al., 2003). The knowledge of the stratigraphic architecture of the AS is provided by interpretation of seismic data from the Bir Hakeim survey (Bouysse et al., 1968) and correlations with PENMA-1 well (Guillocheau et al., 2003). Post-rift deformation occurred mostly in response to the Pyrenean collision that reactivated strike-slip Variscan structures (Montadert et al., 1979). This subsequent Oligocene compressive phase did not affect obviously this area such as it did in the English Channel, with the modification of the Hurd deep (Lericolais et al., 2003). The limited Cenozoic tectonic activity in the study area is evidenced by sub-vertical faults that suggest a dextral strike-slip movement that faded during the Miocene (Figs. 4 and 5). The margin is also affected by an apparent seaward regional tilt documented onshore (Bonnet et al., 2000) and offshore (Vanney et al., 1972; Bourillet et al., 2003). Several regional erosion surfaces resulting from sea-level changes

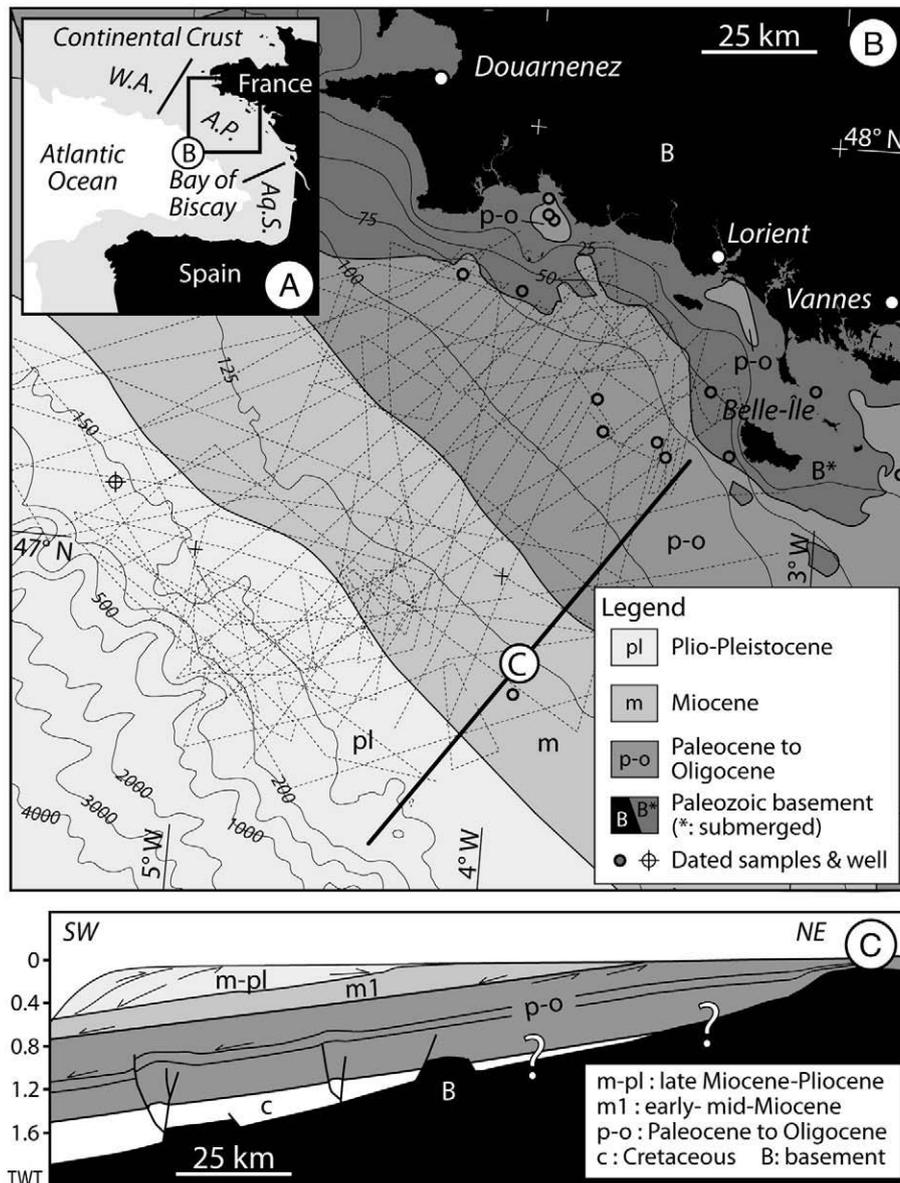


Fig. 1. A – Map showing the location of the study area in the Bay of Biscay, W.A.: Western Approaches, A.S.: Armorican Shelf, Aq.S.: Aquitaine Shelf; B – Simplified geological map covering the Armorican Shelf, showing the extent of the main geological units and the position of exploration well and offshore cores with retrieved Cenozoic material (Andrieief et al., 1968; Barbaroux et al., 1971; Bouysse et al., 1974; Delanoë and Pinot, 1974; Delanoë et al., 1975, 1976; Chantraine et al., 1996). Thin dashed lines correspond to the position of geophysical data (see Fig. 2 for details). The bold lines correspond to the profiles displayed on Fig. 3; C – Cross section of the Armorican Shelf showing the main stratigraphic succession from Cretaceous to present. The vertical axis is in second two-way travel time (TWT) (modified from Vanney et al., 1972; Guillocheau et al., 2003; Thinon et al., 2008). See (B) for location.

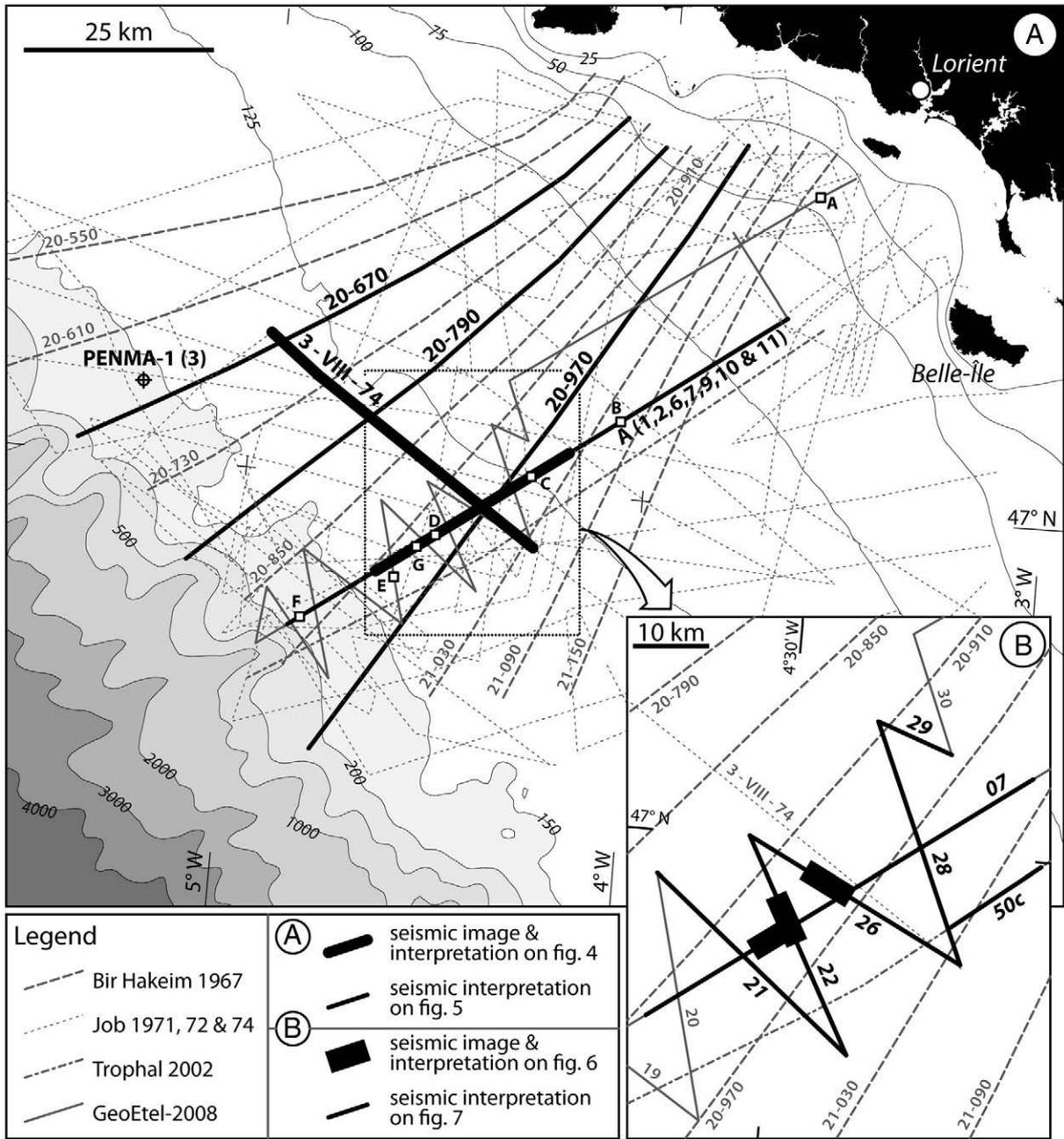


Fig. 2. Position maps showing the extension of the six Sparker-type seismic surveys used in this study, including line numbers and the sections displayed in figures (bold lines).

and/or phases of regional tilt are recorded and form angular unconformities (Figs. 1C, 4 and 5). One of these surfaces is interpreted to be Middle to Late Miocene in age (Vanney et al., 1972; Guillocheau et al., 2003; Bourillet et al., 2003). The Miocene-recent deposits of the AS margin are mostly located on the median and outer parts of the shelf where they form a stack of wedges (Figs. 1C and 5). Incised valleys are present over the inner shelf and the coastal area (Boillot et al., 1971; Bouysse et al., 1974; Menier, 2004; Menier et al., 2006; Chaumillon et al., 2008). The origin of both these incisions and their valley fills is linked to Late Pleistocene sea-level fluctuations. Unfortunately, due to coarse superficial sediments, no attempts at coring have yet succeeded in recovering paleovalley fill (Bourillet and Turon, 2003).

Recently acquired high-resolution seismic data detail the geometry of the sedimentary succession and associated erosion surfaces.

One of these surfaces revealed several incisions, c. 100 km from the present day coastline.

3. Methodology

This study is based on the interpretation of high-resolution Sparker seismic data acquired onboard CNRS-INSU “Côtes de la Manche” vessel in June 2008 (GeoEtel-2008 survey,) as well as the re-interpretation of lower-resolution seismic profiles from older surveys onboard Bir Hakeim vessel in 1967 and Job-ha-Zelian vessel (Job) in 1971, 1972 and 1974. Seismic units and bounding surfaces are defined by describing reflection continuity, amplitude, frequency, configuration and terminations (Mitchum et al., 1977). The seismic stratigraphy obtained from our interpretations have been geometrically correlated to cores and dredges samples and to PENMA-1 exploration well, which

provides the only regional access to the Meso–Cenozoic sedimentary record (Fig. 5). These correlations have been made assuming a mean velocity of $2250 \pm 250 \text{ m s}^{-1}$ for the Miocene–recent interval and $2910 \pm 10 \text{ m s}^{-1}$ for the Oligocene one (velocity from Garlizenn-1 exploration well; Maillard, 1982).

4. Results

4.1. Seismic stratigraphy

Sparker seismic profiles image the sedimentary succession from Paleogene to Present from the median shelf to the shelf break. Six seismic units and one sub-unit have been identified (U1 to U6 and U6b) separated by six bounding surfaces (S1 to S6). Seismic characteristics of units and surfaces are described in Table 1. Each unit is composed of one seismic facies that does not vary significantly laterally. In the following section, we describe the seismic stratigraphy in terms of geometry and stacking pattern. We also propose both lithology and stratigraphic position for units when they are documented by subsurface samples, by correlations to surfaces at PENMA-1 well (Preux, 1978), and on the basis of former studies (e.g. Vanney et al., 1972; Guillocheau et al., 2003).

4.1.1. Seismic unit 1 (U1)

U1 is the lower most unit identified on seismic data. As a result, no basal boundary is visible on seismic data. Its seismic facies shows chaotic and locally steep reflections (Table 1). It crops out along the present day coastline where it has been sampled (Fig. 5). It consists of metamorphic (micaschists) and crystalline (granites) Paleozoic rocks deformed during the Variscan orogeny (Audrun and Lefort, 1977). It therefore forms the basement of the AS. The upper boundary of U1 is a clear erosion surface (S1) and represents the base of the sedimentary succession of the AS.

4.1.2. Seismic unit 2 (U2)

U2 lies directly on the Variscan basement where it presents few onlap terminations on S1. Its thickness is unclear but probably exceeds 400 ms (Fig. 5). U2 is made up of parallel and continuous reflections (Table 1) characteristic of well-bedded marine sediments. U2 is sampled in PENMA-1 and at several locations over the inner shelf where it corresponds to Paleogene chalks, calcareous mudstones and sandstones with rare terrigenous-rich beds (Andreieff et al., 1968; Barbaroux et al., 1971; Bouysse et al., 1974; Delanoë and Pinot, 1974; Delanoë et al., 1975; Preux, 1978). U2 is bounded above by erosion surface S2 highlighted by toplap terminations (Figs. 4 and 5) that reflects a slight regional tilt ($<0.5^\circ$). U2 is affected by brittle deformation with NW trending sub-vertical faults and gentle folds (Figs. 1, 4 and 5).

The presence of the thick Cretaceous section (c. 500 m) identified in the lower third of PENMA-1 (Fig. 3) is not attested at the seafloor, over the inner shelf, between basement and U2. This may be due to a landward thinning and/or onlap of the series as visible in petroleum conventional seismic data (unpublished petroleum data).

4.1.3. Seismic unit 3 (U3)

U3 is a 40–50 ms-thick unit characterized by discontinuous and slightly wavy very high-amplitude reflections (Table 1). It is bounded below by unconformity S2 and above by S3 that shows rather little erosion except on line 20–670 (Fig. 5). No seafloor samples have been collected in the area where the unit may crop out. Nevertheless, U3 correlates geometrically to the upper part of the Oligocene series (Chattian?) at PENMA-1 (Fig. 5) where it is made up of shallow marine coral-rich bioclastic sandstones (Fig. 3). Discontinuity and wavy forms of reflections within U3 may correspond to small coral reefs or mounds. The mapping extent of U3 is unclear but should consist in a narrow corridor seaward from U2. Tectonic deformation style affecting

U3 is similar to U2 but in an evident lesser proportion (Figs. 4 and 5). This observation and the tilting of U2 suggest that a deformation phase occurred during Paleogene with a probable culmination between Late Eocene and Late Oligocene. Such a phase is described by several regional studies and syntheses and corresponds to the Pyrenean compressive tectonic phase *s.l.* (Gély and Sztrákos, 2001). It is supposedly responsible for 1) the inversion in the English Channel documented between the Mid–Late Eocene and Early–Oligocene (Ziegler, 1987; Evans, 1990), 2) the sedimentary hiatus in the Bay of Biscay (Hailwood et al., 1979), and coincides with the contemporaneous uplift of North Atlantic margins (Anell et al., 2009 and references herein). This phase may have partly triggered the development of S2 unconformity.

4.1.4. Seismic unit 4 (U4)

U4 is a 100 to 150 ms-thick unit made up of subparallel, continuous and low amplitude reflections (Table 1). It shows downlap terminations on its lower boundary S3 and an overall progradation pattern interrupted by transgressive phases of a lesser order evidenced by onlap surfaces (Figs. 4 and 5). The seismic facies suggest well-bedded fine grained deposits (mudstones and siltstones). U4 is topped by a widespread erosion unconformity that is characterized by toplap terminations of the underlying reflections (Figs. 4 and 5). This erosion surface is more or less penetrative into the underlying sediments and locally shows clear deep incisions on several profiles (Figs. 4–6). Very few seafloor samples have been collected in the area (Fig. 1) and mainly consist in Miocene calcareous marls and Aquitanian bioclastic limestones (Andreieff et al., 1968). At PENMA-1, S3 and the lower part of U4 respectively correlate with a thin poorly-sorted terrigenous sandstone bed and a Miocene mixed marine terrigenous–calcareous mudstone. This unit may find lateral equivalents in the Miocene “faluns” (shallow marine mixed bioclastic and terrigenous coarse sands) that are well-documented onshore (Brittany, Anjou, and Touraine areas; Lécuyer et al., 1996; Néaudeau, 2003).

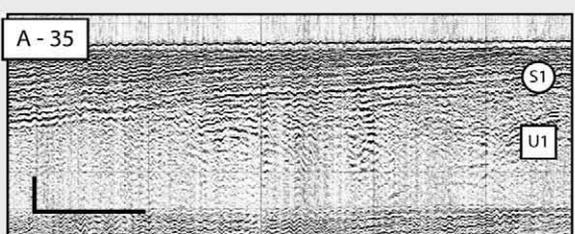
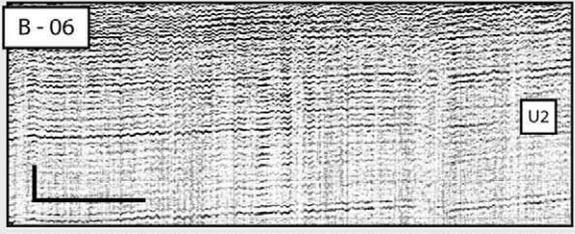
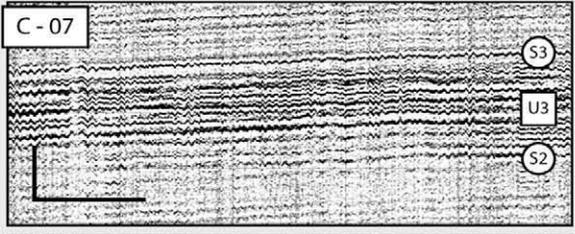
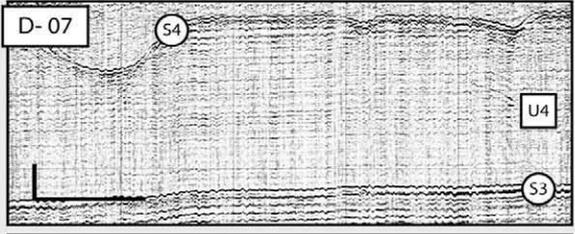
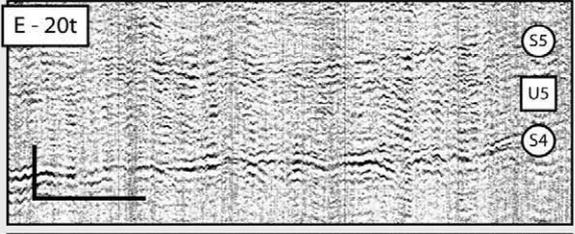
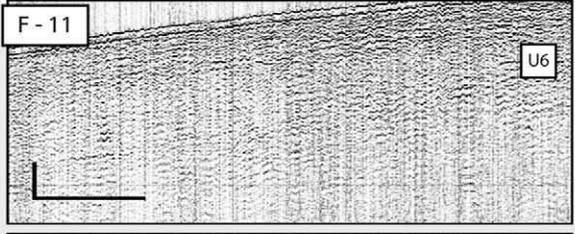
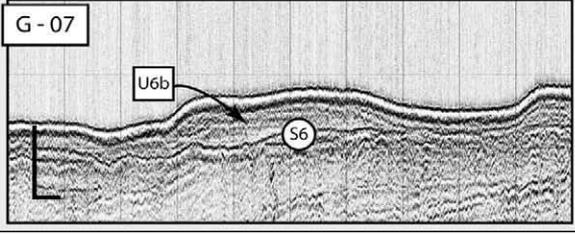
These observations suggest that S3 developed at the transition between a documented Oligocene sea-level low and a Miocene sea-level high (Haq et al., 1987) evidenced by the change from shallow marine limestones with corals to transgressive glauconitic sandstone then prograding marine mudstones (Preux, 1978). The upper part of U4 is not sampled or described in PENMA-1 (no recovery), it is thus lacking reliable lithology and age calibrations (see discussion). The upper limit S4 presents evident erosion features including irregular toplap/truncation surface with channel-like incisions (Figs. 4–6). As for S2, the toplap terminations evidenced a slight seaward tilt ($<0.5^\circ$) of the sedimentary section (Fig. 5). The age calibration of S4 cannot be directly determined from existing samples and different hypotheses are addressed in the discussion section.

4.2. Buried channel incisions of S4

Among several unconformities identified in the seismic stratigraphy of the AS, S4 is the oldest to exhibit a deeply incised surface. Careful study of available seismic profiles allows a better understanding of the processes resulting in the generation of S4 and associated erosion features (Figs. 4 and 6). Incisions present (1) major and deeper channels with (2) several associated secondary channels (tributaries), separated by (3) strath terraces developing in (4) a wider valley. These observations are in agreement with a fluvial and thus subaerial origin for the incisions (Posamentier, 2001). A possible karstic origin for these features is neglected here because the incised lithologies contain a terrigenous fraction (PENMA-1, Preux, 1978). The incision depth of the major channel and the valley shape along transversal profiles vary dramatically (Fig. 6). On profiles 7 and 26 (Fig. 6A and C), the vertical incision, from the valley edges to the channel bottom, reaches 30 ms and 60 ms respectively (30 m and 60 m at 2000 m s^{-1}) and is strongly localized, whereas, in between,

Table 1

Characteristics of the seismic units (U1 to U6b) and bounding surfaces (S1 to S6) recognized on the data covering the AS with seismic description, lithological interpretation and examples from GeoEtel-2008 survey.

Seismic units	Descriptions of seismic facies and reflection terminations	Interpretations/ correlations	Seismic image samples (crops from GeoEtel-2008)
U1	Very low to average continuity, high amplitude and frequency, subparallel to chaotic configuration. Highly deformed Base: not determined Top: eroded by S1 (top lap)	Crystalline and metamorphic basement (Paleozoic)	
U2	Good continuity, average frequency, average to high amplitude, parallel configuration. Faulted & folded Base: onlap on S1 Top: eroded by S2 (toplap)	Well-bedded marine deposits identified as Paleocene and Eocene chalky calcareous mudstones in various cores and in PENMA-1 well	
U3	Average continuity, average frequency, very high amplitude, subparallel to wavy configuration. Slightly faulted & folded Base: concordant on S2 Top: concordant with S3	Bedded marine deposits with mounds (coral patches?) correlated to Oligocene bioclastic sandstones with corals, bivalves and bryozoans in PENMA-1 well	
U4	Good continuity, average frequency, low amplitude, subparallel configuration with clinoforms. Rarely faulted & folded Base: downlap on S3 Top: eroded by S4 with incisions	Well-bedded marine deposits corresponding to mixt terrigenous / calcareous Miocene mudstones in core samples and PENMA-1 well	
U5	Very low continuity, average frequency, very low amplitude, chaotic configuration with channels. Rarely faulted & folded Base: onlap on S4 Top: eroded upward and downward by S5 with incisions	Pourly-bedded coarse marine and channel fill (fluvial) LST deposits of probable Late Miocene age.	
U6	Very low continuity, average frequency, low amplitude, chaotic configuration with channels & clinoforms. Rarely faulted & folded Base: concordant/onlap on S5 Top: eroded by S6 (toplap)	Pourly-bedded coarse marine deposits with rare channels corresponding to the outer-shelf Pliocene - Pleistocene sediment wedge (Red sands)	
U6b	Transparent to low continuity, low amplitude. Not deformed Base: concordant/downlap on S6 Top: sea floor	Poorly-bedded muddy sands of disconnected sediment bodies of the Pleistocene - Holocene "Grande Vasière", deposited and reworked during LST and/or TST	

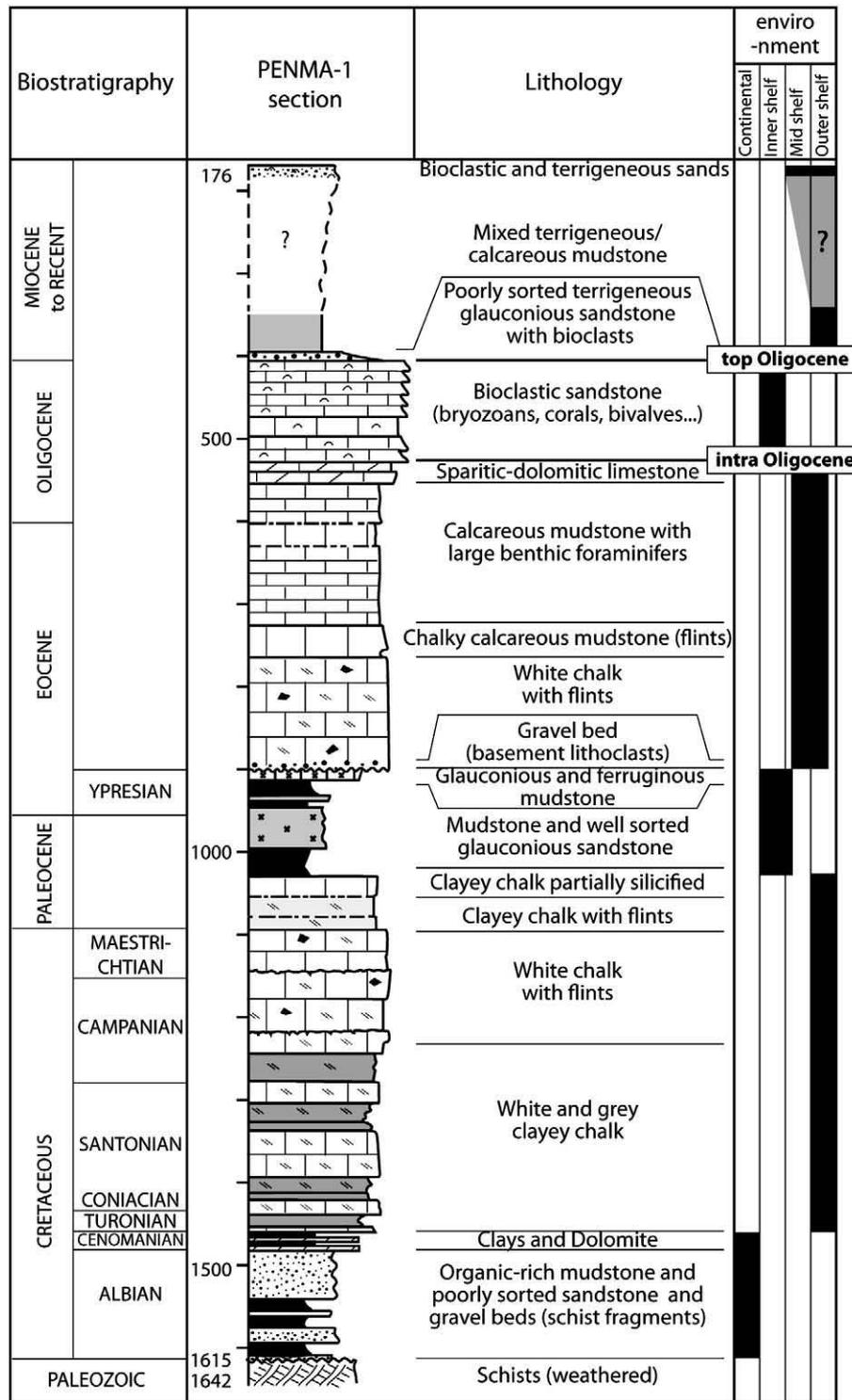


Fig. 3. Lithological section of PENMA-1 exploration well with lithology description, biostratigraphy correlations established from foraminifer and nannofossil determinations, and interpretation of depositional environments (adapted from Preux, 1978). Top Oligocene and intra-Oligocene labels mark two important changes in the depositional environment settings that may correlate to seismic unconformities.

on profile 22, incision is less deep (10 ms; 10 m at 2000 m s^{-1}) (Fig. 6B). Likewise, the shape of channels on seismic profile shows a clear variability from V-shape (e.g. Profile 26, Fig. 6A) to U-shape (e.g. Profile 7, Fig. 6C) with more or less symmetry. This is in agreement with seismic profiles crossing sinuous valley reaches with variable azimuth angles (Fulthorpe et al., 1999). The density of seismic profiles allows the mapping of a paleo-fluvial network in that area (Figs. 7 and 8). We tentatively trace four distinct valleys, labeled A, B, C and D,

from west to east, by correlating incisions between profiles (Fig. 8). Valleys strike to the NE-SW, orthogonally to the margin. As incision depth fades seaward and as S4 and associated valleys are eroded landward by S6, the network cannot be traced over more than 30–40 km (Fig. 8). Our interpretations suggest a connection of both valleys B and C downstream. The valley fill deposits (base of U5) are made up of several sub-units separated by U-shaped erosion surfaces that laterally incise and widen the preexisting main channel (e.g.

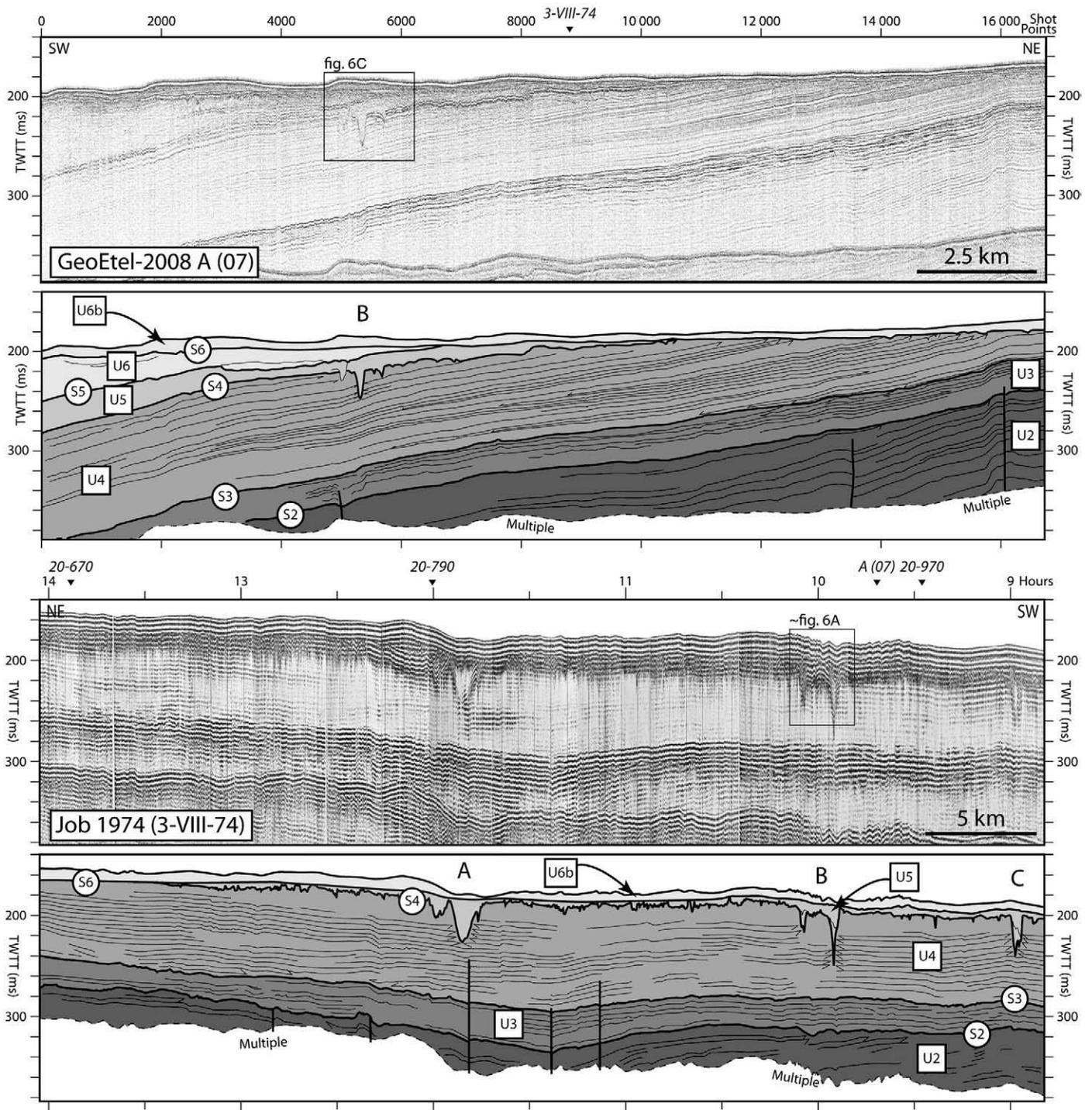


Fig. 4. Seismic image and interpreted section of Sparker seismic profiles GeoEtel-07 (A) and Job 1974 (3-VIII-74) (B) (see Figure 1 for location) showing the interpreted seismic units (U2 to U6b) and unconformities (S2 to S6). Three buried incised valleys are identified on S4 and labeled A, B and C. Valley B is displayed in detail in figure 6 as indicated by boxes. See figures 2 and 4 for Location of profiles. Note that the zoom on Fig. 6a. is a crop of GeoEtel 2008 – 26 but is indicated by a box on Job 1974 (3-VIII-74) as both profiles are similar in location.

profile 26, Fig. 6A). On profile 7, younger channelized incisions are visible and one of them truncates the main erosion surface S4 (Fig. 6C). Therefore, generation and reshaping of S4 erosion surface ends after deposition of U5 starts.

4.2.1. Seismic unit 5 (U5)

U5 is a 40–50 ms-thick lens-shaped unit that thins both landward and seaward (Fig. 5). It shows very chaotic and discontinuous reflections with channels and onlap terminations on S4 (Table 1). Such seismic facies suggests sandy sediments. Deposits in the basal

part of U5 fill the S4 incisions and present U-shaped erosion surfaces that locally incise U4. Above, the upper-boundary S5 shows unusual characteristics with possible channel incisions (Figs. 4 and 5) and a seaward truncation of several U5 reflections (Fig. 5). The age of U5 is not defined as but intersection between S5 and sea floor corresponds to the base of the Pliocene–Pleistocene sedimentary succession.

4.2.2. Seismic Unit 6 (U6)

U6 is a >200 ms-thick unit that corresponds to the seaward most seismic unit individualized in this study. It lies conformably over S5

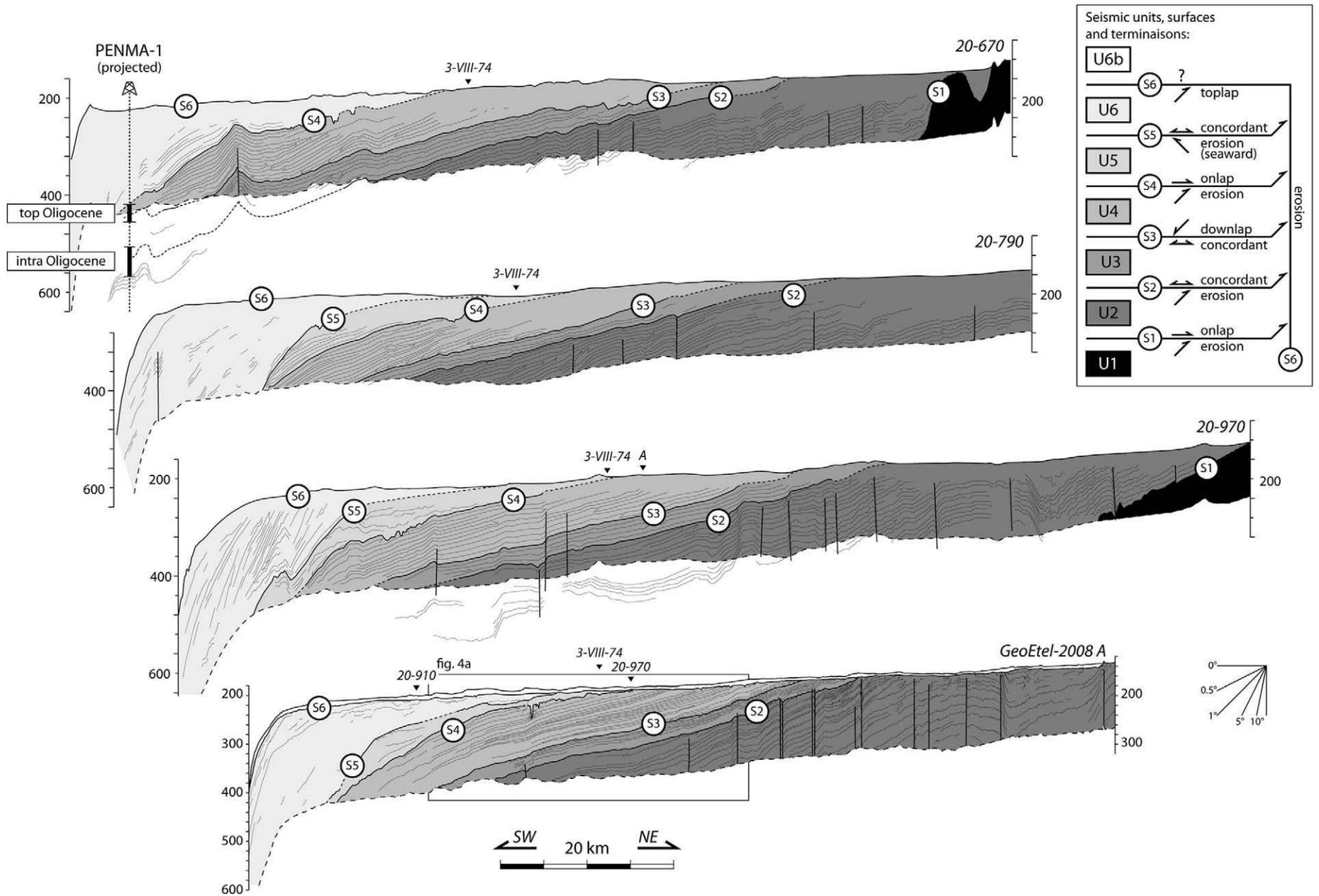


Fig. 5. Interpreted seismic profiles from Bir Hakeim 67 (20-670; 20-790; 20-970) and GeoEtel 2008 (A) surveys showing the stacking pattern of the main seismic units (U1 to U6b) and unconformities (S1 to S6) from the inner shelf to the shelf break. On profile 20-670, seismic units and unconformities are correlated to the calculated position of top- and intra-Oligocene markers in projected PENMA-1 (c. 3 km from NW). The box on profile GeoEtel-2008 A refers to the section displayed in (A). Vertical scale in milliseconds (two way travel time).

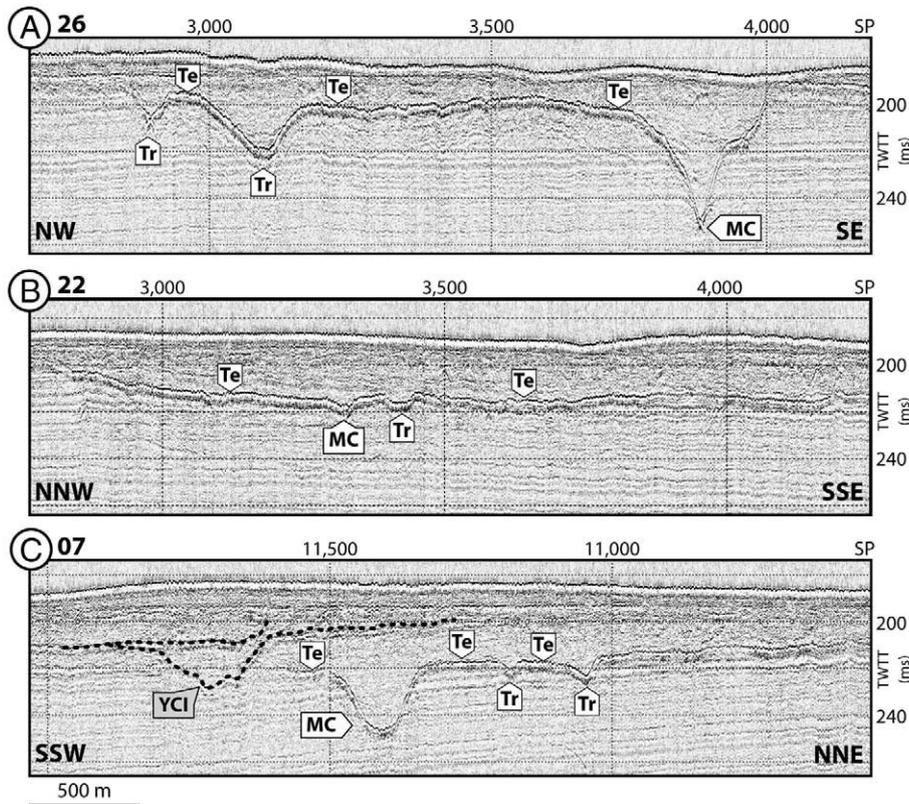


Fig. 6. Details of high-resolution Sparker profiles from GeoEtel-2008 survey crossing the incised fluvial valleys of S4 (valley B), from profiles 26 (A), 22 (B) and 07 (C). Profiles show the main incision channel (MC) and associated tributaries (Tr) separated by terraces (Te) in a wider valley. On profile 07 (C) other younger channelized incisions (YCI) are visible that cut the major erosion surface S4. Vertical axis in ms (TWTT: two-way travel time) and horizontal axis show Shot Point number (SP). See Figs. 1 and 3 for location.

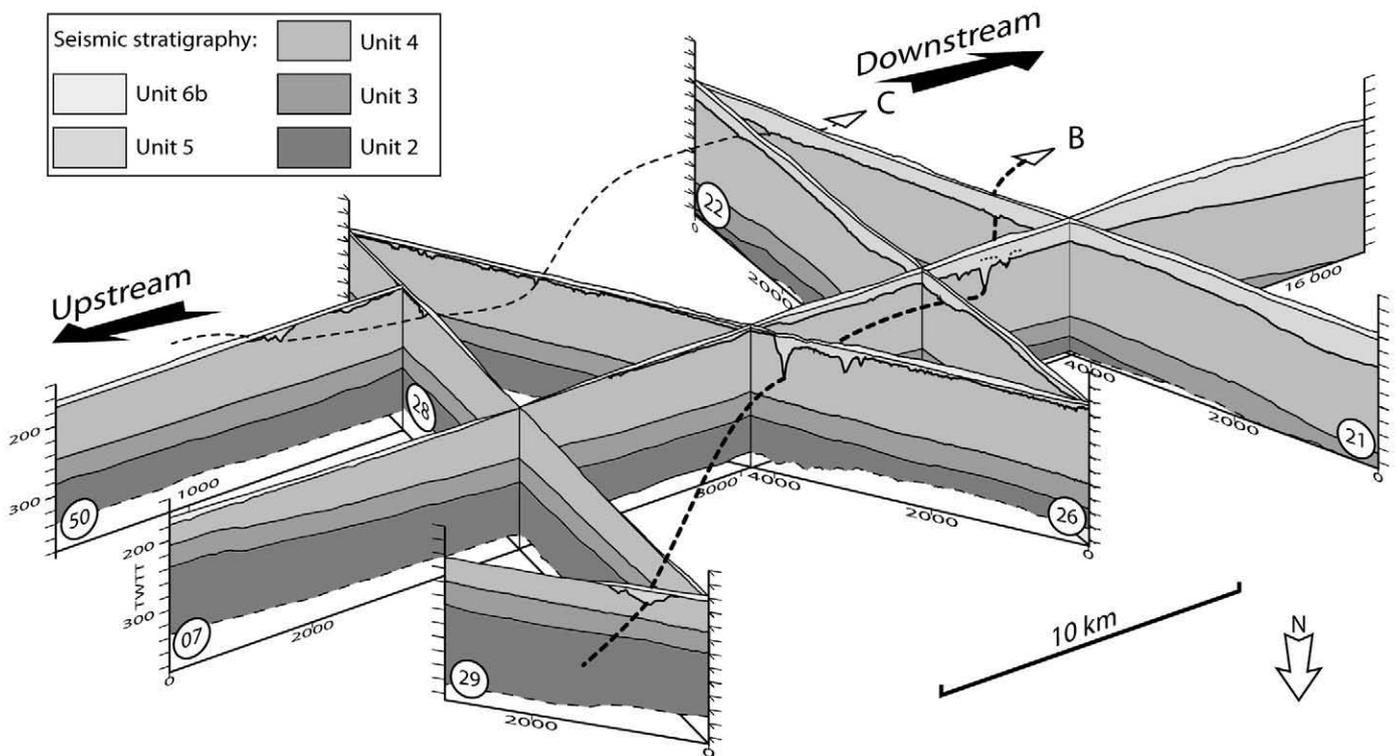


Fig. 7. Oblique three-dimensional view from North showing the interpreted seismic profiles GeoEtel 07, 21, 22, 25 to 29 and Trophal 50 (labels) and the fluvial incisions developed on the major erosion surface S4 (bolder line). The dotted lines correspond to proposed reconstructions of the incised valleys B and C. Vertical axis in ms (TWTT: two-way travel time) and horizontal axis show Shot Point number (SP).

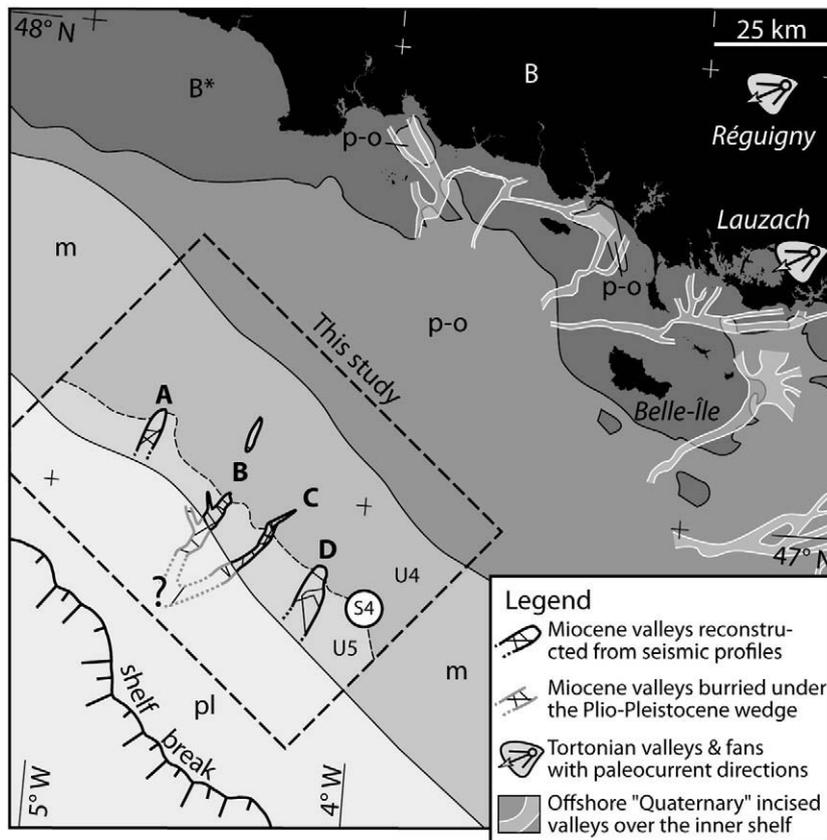


Fig. 8. Map of the Armorican Shelf showing (1) the cartographic trace of S4 within the Miocene series, (2) the reconstruction of the buried fluvial network with the four valleys (A, B, C and D), (3) the Mid-Miocene (Serravallian–Tortonian) fluvial remnants identified onshore at Lauzach and Régigny (Brault et al., 2004), and (4) the “Quaternary incised valleys” (Menier, 2004; Menier et al., 2006; Thion et al., 2008). The Pleistocene incised fluvial network is preserved offshore until -70 m where incision starts to fade over the mid-shelf (Menier et al., 2006). Direct connection between networks is precluded by erosion onshore and by the major erosion surface S6 of the AS offshore.

and reflections are discontinuous, chaotic with possible channels (Table 1) and show a seaward dip of c. 5° (Fig. 5). The seismic facies is similar to U5 suggesting sandy material. The upper boundary of U6 corresponds to the “flat” sea floor that forms the morphology of the shelf. U6, as well as all the other seismic units (U1 to U5) is strongly eroded at the sea floor. On GeoEtel-2008 seismic data (e.g. Figs. 4–6), this erosion surface is resolved as 1) a proper erosion surface topped by 2) a thin and discontinuous sediment cover (sub-unit U6b). This sediment cover is made up of unconsolidated mixed terrigenous and bioclastic clayey sands of Holocene age. The age calibration of U6 cannot be attested with certainty as no sea floor sample exists in the area except for U6b. Nevertheless, U6 being the last and thus youngest unit of the AS we propose a Pliocene–Pleistocene age. This is also supported by the complex internal stacking pattern with several unconformities that may illustrate the impact of the Plio-Pleistocene eustasy variations. S6 may therefore correspond to the last member of a series of coincident erosion surfaces resulting from the dramatic high-amplitude Pleistocene sea-level variations.

4.3. Summary

Our seismic interpretation allows the identification of six seismic units separated by major unconformities. The first unit U1 corresponds to the Paleozoic basement and the following ones represents the Cenozoic sedimentary cover of the Armorican Shelf. Lithology, calibrated from core samples and PENMA-1 well progressively evolves from a biogenic carbonate-dominated sedimentation to mixed bioclastic–terrigenous deposits throughout the whole sedi-

ment section. Several unconformities show erosion features and both S2 and S4 record phases of Cenozoic seaward tilting of the margin. S4 is the oldest erosion surface to exhibit deeply incised fluvial valleys. It seems to mark an important step in the transition between the two sedimentation styles stated above. In the following section we discuss the age calibration of S4, the deciphering of the various controlling parameters that lead to its generation, the morphology of the valley reaches, and its significance in terms of paleogeography and evolution of the shelf morphology.

5. Discussion

Existence of fluvial channels on the AS continental margin indicates that rivers were once flowing over the emerged shelf but the stratigraphic position of the incised erosion surface S4 within sedimentary succession is still unclear. These channel-like incisions had already been described by Pinot (1974) and associated to a continuous Late Pliocene–Pleistocene fluvial network extending over the AS and connecting onshore valleys to the slope canyons. Nevertheless, careful study at the newly acquired seismic data reveals that 1) the channels are associated with the tilted Neogene S4 erosion surface and that 2) no direct connections to the inner-shelf paleovalleys and/or slope canyons can be traced.

5.1. Age calibration of S4

Seismic units (U4 and U5) on both sides of S4 have not been properly dated making age calibration of this surface rather

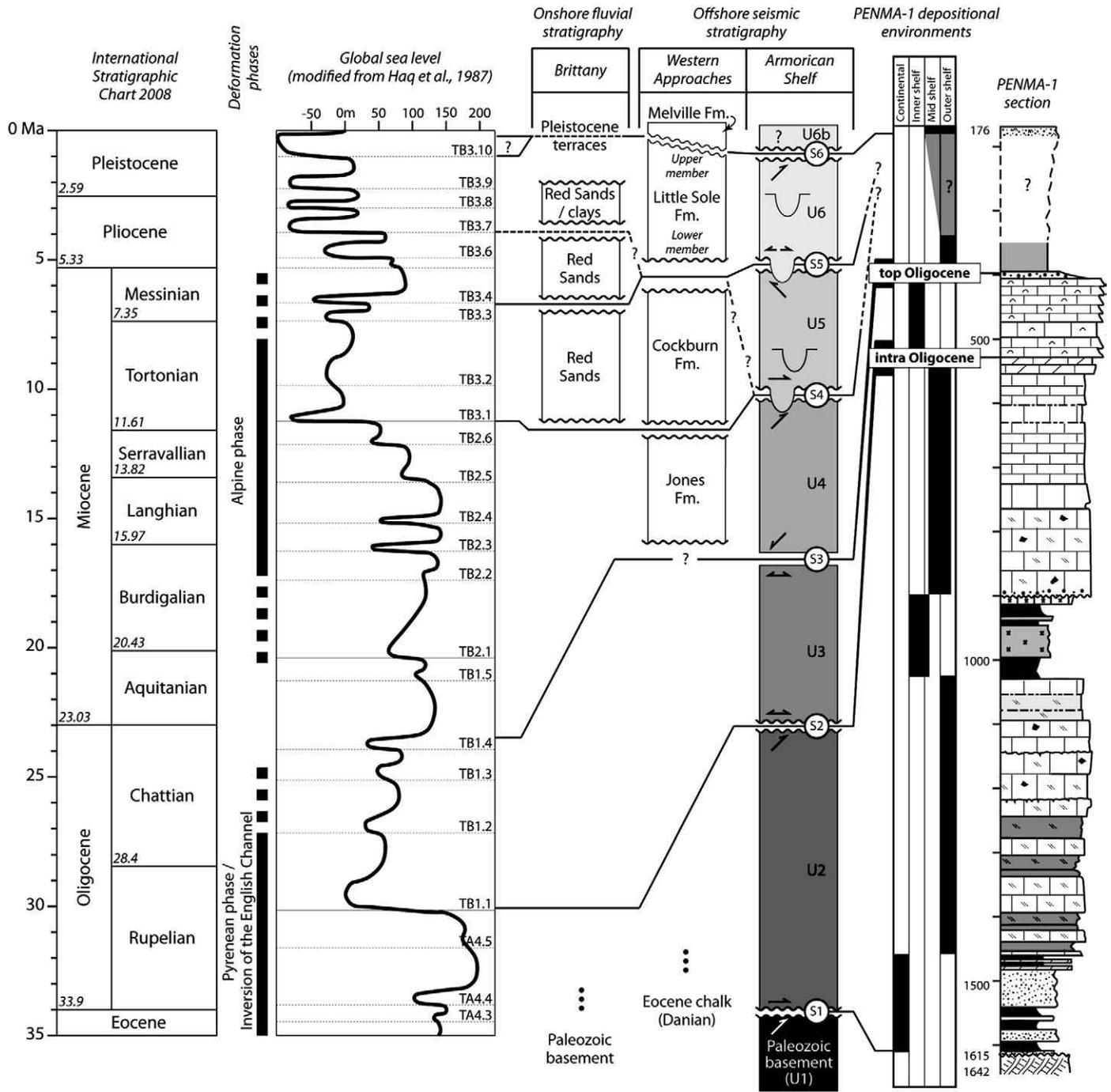


Fig. 9. Correlation of the AS seismic stratigraphy to (1) the Western Approaches seismic stratigraphy (e.g. Bourillet et al., 2003), (2) the onshore fluvial stratigraphy (Van Vliet-Lanoë et al., 1998; Guillocheau et al., 1998; Brault et al., 2004), (3) the PENMA-1 section (Preux, 1978), (4) the global sea-level curve (modified from Haq et al., 1987), (5) the main orogenic phases affecting the western Europe, and (6) the International Stratigraphic Chart of 2008 from the International Commission on Stratigraphy (www.stratigraphy.org).

speculative. Our interpretation and correlations to PENMA-1 indicate that U3 and the base of U4 are of Late Oligocene and Early Miocene age respectively, and that a Pliocene–Pleistocene age is confidently attributed to U6. Therefore, the age of S4 is comprised between Early Miocene and at some stage in Pliocene. By analogy to the documented stratigraphy of the nearby Western Approaches (Fig. 9) where incised valleys are also identified (Evans and Hughes, 1984; Powell, 1988; Reynaud et al., 1999; Bourillet et al., 2003; Stewart and Davies, 2007), two hypotheses can be formulated as follows. These hypotheses are then tested using the event timing of regional and global controlling parameters (tectonic deformation, eustasy, and climate) that have been recorded in Western Europe and in other remote margins.

5.1.1. Hypothesis 1 – “Late Miocene–Pliocene” age model

In this model, 1) U4 is the lateral equivalent of both Jones and Cockburn formations that are of Early to Mid-Miocene (Aquitanian–Serravallian) and of Mid- to Late Miocene age respectively (Evans and Hughes, 1984; Powell, 1988), and 2) U5 and U6–U6b correspond to both the Plio-Pleistocene Little Sole formation and the Pleistocene–Holocene Melville formation respectively. In such context, S4 and associated valleys are likely of Late Miocene–Pliocene age. This is in agreement with both the Messinian age preferred by Bourillet et al. (2003) and the Late Pliocene age proposed by Reynaud et al. (1999) for the lateral equivalent of S4 in the Western Approaches.

5.1.2. Hypothesis 2 – “Mid–Late Miocene” age model

In this model, U4 has only the Jones formation as lateral equivalent whereas the Cockburn formation correlates with U5, and both U6 and U6b are equivalent to the Little Sole and the Melville formations. Thus S4 developed earlier, close to the Mid–Late Miocene boundary. Such an attribution is also consistent with the study of Bourillet et al. (2003) that indeed proposed an age ranging from c. 12 Ma (Serravallian–Tortonian) to c. 5 Ma (Messinian). Late Pliocene incised valleys (Reynaud et al., 1999) would find more suitable equivalents within U6 where channels are described.

Without reliable ages, discussing S4 age models requires to determine the possible control parameters that lead to S4 development and the related timing of events. Fluvial incisions into marine deposits evidence the emergence of the shelf that implies an important relative sea-level (base-level) fall. Such a fall find its origin in either (1) a tectonic deformation (local uplift) and/or (2) an eustatic fall (global).

5.2. Cenozoic tectonics

Tectonic deformation within the sedimentary succession of the AS and identified on seismic data is characterized by sub-vertical faults and associated folds that affect mostly the seismic unit U2 (Paleocene–Eocene). Angular unconformity S2 seals most of the brittle deformation and only few faults traverse the following seismic units (Figs. 4 and 5). S4 corresponds to another angular unconformity that shares several features with S2, including top-lap terminations of U4 reflections.

Over the Bay of Biscay area and over the AS, the Cenozoic tectonic deformation is attributed to the alpine orogeny *s.l.* (Fig. 9). Two major phases are recognized in the literature (Ziegler, 1990; Bourrouilh et al., 1995). The Pyrenean phase *s.l.* extends from Eocene to Mid-Oligocene (Gély and Sztrákos, 2000, 2001). It is expressed on the AS as the series of sub-vertical faults (reactivated Variscan structures) and folds visible in the contemporaneous seismic unit U2 (Bouysse and Horn, 1971; Delanoë, 1988), and as the Oligocene angular unconformity S2 that mostly seals this deformation (Figs. 4 and 5). Contemporaneously with the Late Pyrenean phase is the first basin inversion of the Western Approaches Trough (Ziegler, 1987). The second phase of deformation is related to the Miocene Alpine contractional phase. Its record on the AS may correspond to the play of part of the Paleogene sub-vertical faults that affect seismic units from U3 to U6 (Oligocene to recent). Similarly to S2, erosion surface S4 is an angular unconformity that also highlights and seals a Neogene tilt of the AS toward the SW (Figs. 4 and 5). This phase is also contemporaneous with a new phase of inversion in the Western Approaches Trough, and both are of Mid–Late Miocene to Pliocene age (Ziegler, 1987, 1990; Guillocheau et al., 2000). Thus, Neogene tectonic deformation phases provide a good framework to explain the various features identified on seismic data. Unfortunately, the duration of these phases and the poor age control on their pulses preclude any accurate age calibration of S4. Alternatively, northwest European passive margins undergone both tilting and sagging attributed to mantle-driven processes during Cenozoic (Praeg et al., 2005) but the timing and signature of deformation differ from what is recorded along the AS. Finally, looking at the present day architecture of the AS margin (Fig. 4), the angular erosion unconformity S6 attests a Plio-Pleistocene tilt of the margin that has increased the subsidence of the outer shelf and the burial and preservation of S4 incised valleys.

5.3. Cenozoic eustasy

During Cenozoic, sea level has undergone important and abrupt changes (Fig. 9) accompanying the overall transition from the Mesozoic Early-Cenozoic greenhouse to the Quaternary icehouse conditions (Haq et al., 1987, 1988; Miller et al., 1998, 2005). One example is the postulated Mid-Oligocene eustatic lowstand visible on

the eustatic curve of Haq et al. (1987, 1988) close to the Rupelian–Chattian boundary, or alternatively attributed to an earlier Oligocene cooling event by Miller et al. (2008). According to different studies the estimated amplitude of the fall varies from –160 m (Haq et al., 1987) to –55 m (Miller et al., 2005). On the AS, this documented Early- or Mid-Oligocene eustatic fall correlates fairly well with the S2 erosion unconformity and is also illustrated by the transition from the outer-shelf Eocene marine deposits from shallower inner-shelf Oligocene deposits described at PENMA-1 (Preux, 1978; Guillocheau et al., 2003) (Fig. 3). Thus, the generation of S2 unconformity and its characteristics would result from the combined effects of both tectonic deformation and a eustatic sea-level fall.

Considering the similarity between S2 and S4 unconformities (Fig. 5), and especially the existence of incised fluvial valleys (Figs. 4–6), the generation of S4 would have required a relative sea-level fall following the Oligocene fall event with amplitude similar or greater. One other major climatically-induced sea-level fall documented worldwide for this period starts during the Late Langhian–Early Serravallian (c. 14 Ma) and culminates around the Serravallian–Tortonian boundary (Mid–Late Miocene boundary at 11.608 Ma – GSSP; Hilgen et al., 2005) (Haq et al., 1987, 1988; Kominz et al., 1998; Miller et al., 1998; John et al., 2004; Miller et al., 2005). The Serravallian–Tortonian boundary correlates to the glacio-eustatic lowstand T3.1 (Haq et al., 1987, 1988) associated with the permanent establishment of the East Antarctic Ice Sheet (Zachos et al., 2001). The amplitude of the Middle Miocene sea-level fall estimated in former studies is still debated with values ranging from –25 m to –180 m (Haq et al., 1987; Pigram et al., 1992; Miller et al., 1998; John et al., 2004). We propose that S4 and associated channel incisions were completed close to the Serravallian–Tortonian boundary at c. 11.6 Ma with a probable initiation occurring earlier during Late Langhian–Early Serravallian. The onset of the Icehouse and long-term sea-level lowstand conditions would also explain the presence of several younger (e.g. Tortonian and Messinian) channelized erosion surfaces identified within U5 and U6 (Figs. 4 and 5). In addition, Mio-Pliocene fluvial network remnants have been described onshore in Brittany (Guillocheau et al., 1998; Van Vliet-Lanoë et al., 1998) in several places including Lauzach and Régigny (Fig. 8). The basal fluvial deposits filling the oldest incised valleys have been dated by ESR at 8.7 ± 1.5 Ma within the Tortonian (Van Vliet-Lanoë et al., 1998; Brault et al., 2004). This suggests a possible Serravallian or Early-Tortonian age for the incision phase. The reconstruction of the Tortonian network provided by Brault et al. (2004) and based on paleocurrent directions shows a southwestward direction for both the onshore Tortonian and the supposedly contemporaneous offshore S4 fluvial networks (Fig. 7). In addition, onshore outcrops exhibit several erosion surfaces and associated fluvial networks (Brault et al., 2004). This configuration is shared by the offshore buried valleys that show several younger incisions (Fig. 6). Thus, both offshore and onshore networks could be genetically linked. Unfortunately, due to the joint effects of (1) the Neogene seaward regional tilting of the AS and (2) the wave abrasion that occurred during the Plio-Pleistocene sea-level fluctuations and gave its shape to the present day AS (polygenetic wave-planed surface), the channelized erosion surface is only preserved 100 km offshore the present day coastline. Such configuration avoids direct correlations between this distal buried fluvial network and the onshore one. In the same way, the question could be asked about the age of the so-called Quaternary inner-shelf incised valleys. If a Plio-Pleistocene age for the sedimentary fill sounds reasonable (Menier et al., 2006; Proust et al., 2010), the incision phase could be underestimated (Menier, 2004) and be reassessed to the Mid-Miocene time.

Compared to surrounding areas, a Serravallian–Tortonian boundary age attribution for S4 seems reasonable. Over the North Aquitaine Shelf, Bellec et al. (2009) describe several unconformities showing incised valleys. They propose that these surfaces formed during the successive Langhian to Early-Tortonian sea-level falls, the last one being the most erosive and correlating T3.1 sea-level fall of Haq et al. (1987) as

proposed for S4 on the AS. The absence of earlier incisions below S4, within U4, may be explained by (1) lower subsidence and sedimentation rates of the AS area that resulted in the stacking of all surfaces in only one (S4) or (2) because incisions occurred landward and have been eroded later (Fig. 5). Over the Western Approaches, the age of the incised valleys is still debated but Bourillet et al. (2003) propose an age ranging from 12 to 5 Ma (Serravallian to Messinian) based on a range of subsidence rates. Such an age range is compatible with our age estimation for S4. Likewise, major erosion unconformities attributed to Mid- to Late Miocene sea-level falls are described in other remote passive margins such as the New Jersey shelf (Fulthorpe et al., 1999), the northern Java shelf (Posamentier, 2001), and the Gulf of Lions (Besson et al., 2005). The sea-level fall at the Serravallian–Tortonian boundary is specifically preferred as the triggering event for several of these surfaces such as in the Gulf of Papua (Tcherepanov et al., 2008) or in the Gulf of Lions (Lofi and Berné, 2008).

We thus favor the second hypothesis, and consequently attribute a Tortonian age to U5 (equivalent of the WA Cockburn formation and the first onshore “Red Sands” (Fig. 9). Erosion surface S5 could be of Messinian or basal Pliocene age (Haq events TB3.4 or 3.6). U6 would therefore correspond to the Pliocene–Pleistocene outer-shelf sedimentary prism and is a lateral equivalent of the Little Sole formation.

The Serravallian eustatic fall would have thus progressively exposed the shelf of the AS, thus creating the major unconformity S4 and associated channels. This event took place while the whole AS undergone a regional tilt related to the Alpine orogenic phase. It results that S4 developed also as an angular unconformity. This tilt has induced a local uplift of the area thus increasing the effect of eustasy on the relative sea-level fall, and enhancing the stratigraphic signature S4.

5.4. Significance of the valley morphology

At its lowest, the Serravallian–Tortonian sea level may have reached depth close to or even below the smooth and rounded cliniform breakpoint. Potential connection between S4 incised valleys and hypothetical Mid-Miocene slope canyons, is not yet demonstrated. This is mainly due to the scarcity of data and their rather low penetration where the Mid–Late Miocene strata are buried below the thick Plio–Pleistocene wedge. Nevertheless, when looking at the vertical incision depth of the four valleys, it tends to decrease southwestward (seaward) indicating that valleys and canyons are not directly connected.

Alternatively, depth of vertical fluvial incision on shelves is often considered as a proxy for estimating the depth reached during the sea-level lowstand. Concerning the valleys described in this study, the use of the depth of channels, to estimate the contemporaneous sea-level appears problematic. The observed variability of depth incision of one valley between seismic sections corresponds to large-scale undulations of the river bottom longitudinal profile and suggests a riffle-pool sequence morphology developing on a sinuous channel (Richards, 1982; Lofthouse and Robert, 2008). Testing this hypothesis would require additional data in order to constrain the three-dimensional morphology of the channels, the length of the riffle-pool sequence, and finally, to discuss the potential river characteristics (e.g. water discharge, sediment load, and grain-size). The “pool” areas may also be controlled by the confluence of one or more tributaries with the main channel. In addition, we consider that the young and unconsolidated lower to Middle Miocene series, incised by the Mid-Miocene rivers, has played a significant role by facilitating the incision in the “pools” areas. Such variability of the depth of incision thus precludes accurate and reliable estimation of the depth reached by the sea level during the Late Serravallian–Early-Tortonian lowstand. Moreover, the tectonic tilt of the margin and the associated uplift of the area, evidenced by the angular unconformity S4, have also played a role in the relative amplitude of the sea-level fall. Additional data are needed to better understand the valley morphology and its relation with the shelf edge.

6. Conclusions

High-resolution seismic data recently acquired on the Armorican Shelf reveal the presence of buried channel incisions developed on a widespread erosion surface S4, c. 100 km from the present day coastline. Reconstruction of the paleo-fluvial network reveals the sinuosity of the valleys and the potential riffle-pool morphology. These incisions are the same described by Pinot (1974) but considering their stratigraphic position, a Quaternary age is unlikely. Based on the seismic interpretation of the AS stratigraphy, correlation to the eustatic sea-level curve of Haq et al. (1987), and from comparison to other margins, we propose that the unconformity S4 is rather of Mid-Neogene age. We also assume that the relative sea-level fall required for creating such fluvial incisions on an exposed shelf was predominantly controlled by eustasy. As an angular unconformity, S4 developed contemporaneously with a tilting of the margin related to the Miocene Alpine orogenic phase. The associated uplift may have increased the relative sea-level fall in the area, thus favoring the emersion of the shelf. The most suitable eustatic fall event in terms of timing and amplitude initiated in the Serravallian and culminated at the Serravallian–Tortonian boundary. Therefore we proposed an age of c. 11.6 Ma for the completion of these incisions. Such an attribution needs to be validated by new samples as other potential ages are proposed in other studies for surrounding analogues. These valleys correlate well in both age and direction with Mid-Miocene incised valleys described onshore, over Brittany. The question remains on the age of the incision phase of the inner-shelf Quaternary incised valleys. This improves our knowledge of the local Miocene paleogeography. Together with recent results on the North Aquitaine shelf, these results provide new arguments that tend to confirm the significance of the eustatic fall at the Serravallian–Tortonian transition and its record on the northern margin of the Bay of Biscay. The expression of the Serravallian–Tortonian boundary on the AS margin marks the beginning of high-amplitude eustatic fluctuations (icehouse) culminating during Pleistocene and creating its present day plateau morphology (polygenetic wave-planed surface). The variation in the depth of incision characteristic of riffle-pool morphology limits the ability to quantify the relative and/or absolute sea-level fall. We finally point out that the detailed knowledge of the valley three-dimensional morphology (riffle-pool, meander) is requested before interpreting the significance of the incision depth in terms of local and global controls. Additional data acquisition and interpretation are requested to better constrain the geometry of the network and the relationship with the shelf edge and potential interactions with Miocene slope canyons.

Acknowledgments

This study has been funded by société Lafarge and by the Université de Bretagne-Sud, within the framework of the PERI-ARMOR project, (Chief scientist: Dr. David Menier). The authors would like to thank Craig Fulthorpe and an anonymous reviewer for their pertinent comments on the earlier versions of the manuscript. The seismic acquisition material has been provided by the University of Rennes 1 – Géosciences Rennes (Dr. Jean-Noël Proust). The authors also wish to thank Alexandre Dubois, Florent Scalliet, and Camille Traini for their collaboration, discussions, and assistance during the GeoEtel-2008 survey. We are also indebted to the crewmembers of the CNRS-INSU vessel “Côte de la Manche”.

References

- Andrieuff, P., Bouysse, P., Horn, R., L'Homer, A., 1968. Données récentes sur l'Eocène au large de la Bretagne méridionale. *Compte Rendu. Sommaire des Séances. Société Géologique de France* 5, 161–162.
- Anell, I., Thybo, H., Artemieva, I.M., 2009. Cenozoic uplift and subsidence in the North Atlantic region: geological evidence revisited. *Tectonophysics* 474, 78–105.

- Audrun, C., Lefort, J.-P., 1977. Géologie du plateau continental sud armoricain entre les îles de Glénan et de Noirmoutier. Implications géodynamiques. Bulletin de la Société Géologique de France 7, 395–404.
- Barbaroux, L., Blondeau, A., Margerel, J.-P., 1971. Présence d'Yprésien fossilifère sur le plateau continental à l'Ouest du plateau du Four (Loire-Atlantique). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences 273, 12–15.
- Bellec, V.K., Cirac, P., Faugères, J.-C., 2009. Formation and evolution of paleo-valleys linked to a subsiding canyon, North Aquitaine shelf (France). Comptes Rendus Geosciences 341, 36–48.
- Besson, D., Parize, O., Rubino, J.-L., Aguilar, J.-P., Aubry, M.-P., Beaudoin, B., Berggren, W.A., Clauzon, G., Crumeyrolle, P., Dexcote, Y., Fiet, N., Iaccarino, S., Jiménez-Moreno, G., Laporte-Galaa, C., Michaux, J., Von Salis, K., Suc, J.-P., Reynaud, J.-Y., Wernli, R., 2005. Latest Burdigalian network of fluvial valleys in southeast France (western Alps), characteristics, geographic extent, age, implications. Comptes Rendus Geosciences 337, 1045–1054.
- Boillot, G., Bouysse, P., Lamboy, M., 1971. Morphology, sediments and Quaternary history of the continental shelf between the Straits of Dover and Cape Finisterre. In: Delay, F.M. (Ed.), ICSU/SCOR Working Party 31 Symposium. Cambridge, U.K. The Geology of the East Atlantic Continental Margin, vol. 70. Institute of Geological Sciences, pp. 75–90.
- Bonnet, S., Guillocheau, F., Brun, J.-P., Van Den Driessche, J., 2000. Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic–Paleozoic basement: the Armorican Massif, NW France. Journal of Geophysical Research 105, 19273–19288.
- Bourillet, J.-F., Turon, J.-L., 2003. Rapport scientifique de la mission MD133/SEDCAR. Les rapports de campagne à la mer. IPEV, Brest. OCE/2003/04, 150 pp.
- Bourillet, J.-F., Reynaud, J.-Y., Baltzer, A., Zaragosi, S., 2003. The 'Fleuve Manche': the submarine sedimentary features from the outer shelf to the deep-sea fans. Journal of Quaternary Science 18, 261–282.
- Bourillet, J.-F., Menier, D., Gaborit, K., 2005. Architecture des sédiments quaternaires et vallées incisées de la marge sud-armoricaine. Abstract Volume 10ème Congrès Français de Sédimentologie. ASF, Paris, Presqu'île de Giens, 11–13 October 2005, p. 42.
- Bourillet, J.-F., Zaragosi, S., Mulder, T., 2006. The French Atlantic margin and the deep sea submarine systems. Geo-Marine Letters 26, 311–315.
- Bourrouilh, R., Richert, J.-P., Zolnai, G., 1995. The North Pyrenean Aquitaine basin, France: evolution and hydrocarbons. AAPG Bulletin 79, 831–853.
- Bouysse, P., Horn, R., 1971. Etude structurale du plateau continental au large des côtes méridionales de la Bretagne. Cahiers Océanographiques 23, 497–517.
- Bouysse, P., Horn, R., Le Gorgeu, J.-P., 1968. Résultats d'une prospection sismique réflexion continue en Bretagne méridionale, entre Penmac'h et Belle-Île. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris 267, 568–571.
- Bouysse, P., Chateauneuf, J.-J., Ters, M., 1974. Présence d'Yprésien, niveau transgressif et taux de sédimentation flandriens en baie de Vilaine (Bretagne méridionale). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris 279, 1421–1424.
- Brault, N., Bourquin, S., Guillocheau, F., Dabard, M.-P., Bonnet, S., Courville, P., Estéou-Choux, J., Stepanoff, F., 2004. Mio-Pliocene to Pleistocene paleotopographic evolution of Brittany (France) from a sequence stratigraphic analysis: relative influence of tectonics and climate. Sedimentary Geology 163, 175–210.
- Chantraine, J., Autran, A., Cavelier, C. and others, 1996. Carte géologique de la France à 1/1 000 000, Revised 2003. Editions BRGM, Orléans.
- Chaumillon, E., Proust, J.-N., Menier, D., Weber, N., 2008. Incised-valley morphologies and sedimentary-fills within the inner shelf of the Bay of Biscay (France): a synthesis. Journal of Marine Systems 72, 383–396.
- Dalrymple, R.W., Boyd, R., Zaitlin, B.R., et al., 1994. History of research, types and internal organization of incised-valley systems: introduction to the volume. In: Dalrymple, R.W. (Ed.), Incised-valley Systems: Origins and Sedimentary Sequences: SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication, vol. 51, pp. 3–10.
- Delanoë, Y., 1988. Les grands traits de la structure et de l'évolution géodynamique des dépôts tertiaires du plateau continental sud-armoricain d'après les enregistrements de sismique réflexion. Géologie de la France 1988-1, 79–90.
- Delanoë, Y., Pinot, J.-P., 1974. Etude structurale du Tertiaire de la région du Banc Bertin entre Belle-Île et les Iles de Glénan (Bretagne méridionale). Union des Océanographes de France 6, 59–65.
- Delanoë, Y., Lehébel, L., Margerel, J.-P., Pinot, J.-P., 1975. La Baie de Concarneau est un bassin tectonique dans lequel d'épais dépôts du Lutétien supérieur ont été conservés. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences 281, 1947–1950.
- Delanoë, Y., Margerel, J.-P., Pinot, J.-P., 1976. En Baie de Concarneau, l'Oligocène marin est discordant sur un Eocène ondulé, faillé et érodé, et l'Aquitainien a voilé l'ensemble après une nouvelle pénéplation. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris 282, 29–32.
- Evans, C.D.R., 1990. United Kingdom Offshore Regional Report: the Geology of the Western English Channel and its Western Approaches, British Geological Survey, NERC, HMSO, London.
- Evans, C.D.R., Hughes, M.J., 1984. The Neogene succession of the South Western Approaches, Great-Britain. Journal of the Geological Society of London 141 (2), 315–326.
- Fulthorpe, C.S., Austin Jr., J.A., Mountain, G.S., 1999. Buried fluvial channels off New Jersey: did sea-level lowstands expose the entire shelf during the Miocene? Geology 27, 203–206.
- Fulthorpe, C.S., Austin Jr., J.A., Mountain, G.S., 2000. Morphology and distribution of Miocene slope incisions off New Jersey: are they diagnostic of sequence boundaries? Geology 112, 817–828.
- Gély, J.-P., Sztrákos, K., 2000. L'évolution paléogéographique et géodynamique du Bassin aquitain au Paléogène: enregistrement et datation de la tectonique pyrénéenne. Géologie de la France 2000-2, 31–57.
- Gély, J.-P., Sztrákos, K., 2001. La tectonique pyrénéenne à l'Oligocène: une phase majeure de déformation en compression méconnue du Bassin aquitain (France). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris 332, 507–512.
- Guillocheau, F., Bonnet, S., Bourquin, S., Dabard, M.-P., Outin, J.-M., Thomas, E., 1998. Mise en évidence d'un réseau de paléovallées ennoyées (paléorias) dans le Massif armoricain: une nouvelle interprétation des sables pliocènes armoricains. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris 327, 237–243.
- Guillocheau, F., Robin, C., Allemand, P., Bourquin, S., Brault, N., Dromart, G., Friedenberg, R., Garcia, J.-P., Gaulier, J.-M., Gaumet, F., Grosdoy, B., Hanot, F., Le Strat, P., Mettraux, M., Nalpas, T., Prijac, C., Rigollet, C., Serrano, O., Granjean, G., 2000. Mesozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. Geodynamica Acta 13, 189–246.
- Guillocheau, F., Brault, N., Thomas, E., Barbarand, J., Bonnet, S., Bourquin, S., Estéou-Choux, J., Guennoc, P., Menier, D., Néraudeau, D., Proust, J.-N., Wyns, R., 2003. Histoire géologique du Massif Armoricaïn depuis 140 Ma (Crétacé-Actuel). Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris 40, 13–28.
- Hailwood, E.A., Bock, W., Costa, L., Dupeuble, P.A., Müller, C., Schnitker, D., 1979. Chronology and biostratigraphy of northeast Atlantic sediments, DSDP Leg 48. In: Montardet, L., Roberts, D.G., et al. (Eds.), Initial Report of the Deep Sea Drilling Project. Washington, pp. 1119–1141.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science 235, 1156–1167.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1988. Mesozoic Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. In: Wilgus, C.K., Posamentier, H., Ross, C.K., Kendall, C.G.St.C. (Eds.), Sea-Level Changes: An Integrated Approach: The Journal of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, vol. 42, pp. 71–108.
- Hilgen, F., Aziz, H.A., Bice, D., Iaccarino, S., Krijgsman, W., Kuiper, K., Montanari, A., Raffi, I., Turco, E., Zachariasse, W.-J., 2005. The Global boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Tortonian Stage (Upper Miocene) at Monte Dei Corvi. Episodes 28, 6–17.
- Huerta, P., Proust, J.-N., Guennoc, P., Thionin, I., 2005. Seismic stratigraphy of the Vendean-Armorian platform of the French Atlantic shelf: new insights into the history of the North Atlantic Ocean. Bulletin de la Société Géologique de France 181, 37–51.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L., Shackleton, N.J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In: Berger, A., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G., Saltzman, B. (Eds.), Milankovitch and Climate. Reidel Publishing Company, Dordrecht, pp. 269–305.
- John, C.M., Karner, G.D., Mutti, M., 2004. ^{18}O and Marion Plateau backstripping: combining two approaches to constrain late Middle Miocene eustatic amplitude. Geology 32, 829–832.
- Kominz, M.A., Miller, K.G., Browning, J.V., 1998. Long-term and short-term global Cenozoic sea-level estimates. Geology 26, 311–314.
- Lécuyer, C., Grandjean, P., Paris, F., Robardet, M., Robineau, D., 1996. Deciphering «temperature» and «salinity» from biogenic phosphates: the ^{18}O of coexisting fishes and mammals of the Middle Miocene sea of western France. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology 126, 61–74.
- Lericolais, G., Auffret, J.-P., Bourillet, J.-F., 2003. The Quaternary Channel River: seismic stratigraphy of its palaeo-valleys and deeps. Journal of Quaternary Science 18, 245–260.
- Lofi, J., Berné, S., 2008. Evidence for pre-Messinian submarine canyons on the Gulf of Lions slope (Western Mediterranean). Marine and Petroleum Geology 25, 804–817.
- Lofthouse, C., Robert, A., 2008. Riffle-pool sequences and meander morphology. Geomorphology 99, 214–223.
- Maillard, J., 1982. Rapport de fin de sondage Garlizenn-1 (GEN 1), Mer Celtique permit, S.N.E.A.P. (Société National Elf Aquitaine Production. BEPH (Bureau Exploration-Production des Hydrocarbures) Open file report 14-3527. 20 pp.
- Menier, D., 2004. Morphologie et remplissage des vallées fossiles sud-armoricaines: apports de la stratigraphie sismique. Ph.D. Thesis memoir, Université de Bretagne Sud, Mémoires Géosciences Rennes. 110, 202 pp.
- Menier, D., Reynaud, J.-Y., Proust, J.-N., Guillocheau, F., Guennoc, P., Bonnet, S., Tessier, B., Goubert, E., 2006. Basement control on shaping and infilling of valleys incised at the southern coast of Brittany, France. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication 85, 37–55.
- Miller, K.G., Mountain, G.S., Browning, J.V., Kominz, M., Sugarman, P.J., Christie-Blick, N., Katz, M.E., Wright, J.D., 1998. Cenozoic global sea level, sequences, and the New Jersey Transect: results from coastal plain and continental slope drilling. Reviews of Geophysics 36, 569–601.
- Miller, K.G., Kominz, M., 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 sea-level change. Science 310, 1293–1298.
- Miller, K.G., Browning, J.V., Aubry, M.-P., Wade, B.S., Katz, M.E., Kulpecz, A.A., Wright, J.D., 2008. Eocene–Oligocene global climate and sea-level changes: St. Stephens Quarry, Alabama. Geological Society of America Bulletin 120, 34–53.
- Mitchum, J.R., Vail, P.R., Sangree, J.B., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences. In: Payton, E. (Ed.), Seismic Stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration: American Association of Petroleum Geologist Memoir, vol. 26, pp. 117–133.
- Montardet, L., Roberts, D.G., De Charpal, O., Guennoc, P., 1979. Rifting and subsidence of the northern continental margin of the Bay of Biscay. In: Usher, X. (Ed.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Washington, vol. 48, pp. 1025–1060.
- Néraudeau, D., 2003. Lithologies, Faunes et Paléogéographies des Dépôts de Type Falun. Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris 40, 6–12.
- Olivet, J.-L., 1996. La cinématique de la plaque Ibérique. Bulletin des Centres de Recherches, Exploration-Production Elf-Aquitaine 21, 131–195.

- Pigram, C.J., Davies, P.J., Feary, D.A., Symonds, P.A., 1992. Absolute magnitude of the second-order Middle to Late Miocene sea-level fall, Marion Plateau, Northeast Australia. *Geology* 20, 858–862.
- Pinot, J.-P., 1974. Le Précontinent Breton entre Penmac'h, Belle-Ile et l'escarpement continental, Etude Géomorphologique, Lannion, Imprim. 256 pp.
- Posamentier, H.W., 2001. Lowstand alluvial bypass systems: incised vs. unincised. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 85, 1771–1793.
- Posamentier, H.W., Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition II – sequence and systems tract models. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea Level Change – An Integrated Approach*: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, vol. 42, pp. 125–154.
- Powell, A.J., 1988. A preliminary investigation into the Neogene dinoflagellate cyst biostratigraphy of the British Southwestern Approaches. *Bulletin des Centres de Recherches, Exploration-Production Elf-Aquitaine* 12, 277–311.
- Praeg, D., Stokerb, M.S., Shannona, P.M., Ceramicolac, S., Hjelstuend, B., Laberge, J.S., Mathiesen, A., 2005. Episodic Cenozoic tectonism and the development of the NW European 'passive' continental margin. *Marine and Petroleum Geology* 22, 1007–1030.
- Preux, R., 1978. Rapport de fin de sondage Penma-1, Loire Maritime permit, S.N.E.A.P. (Société National Elf Aquitaine Production). BEPH (Bureau Exploration-Production des Hydrocarbures) Open File Report 14-3435. 15 pp.
- Proust, J.-N., Renault, M., Guennoc, P., Thinin, I., 2010. Sedimentary architecture of the Loire drowned valleys of the French Atlantic shelf. *Bulletin de la Société Géologique de France* 181 (2).
- Reynaud, J.-Y., Tessier, B., Proust, J.N., Dalrymple, R., Bourillet, J.-F., De Batist, M., Lericolais, G., Berné, S., Marsset, T., 1999. Architecture and sequence stratigraphy of a late neogene incised valley at the shelf margin, Southern Celtic Sea. *Journal of Sedimentary Research* 69, 351–364.
- Richards, K.S., 1982. *Rivers: Form and Process in Alluvial Channels*. Methuen, New York. 361 pp.
- Stewart, H.A., Davies, J.S., 2007. SW Approaches MESH Survey, R/V Celtic Explorer Cruise CE0705, BGS Project 07/06, Operations Report. British Geological Survey Commissioned Report, CR/07/123.
- Tcherepanov, E.N., Droxler, A.W., Lapointe, P., Mohn, K., 2008. Carbonate seismic stratigraphy of the Gulf of Papua mixed depositional system: Neogene stratigraphic signature and eustatic control. *Basin Research* 20, 185–209.
- Thinin, I., 1999. Structure profonde de la Marge Nord Gascogne et du Bassin Armoricaire. Ph.D. Thesis memoir, Université de Bretagne Occidentale.
- Thinin, I., Menier, D., Guennoc, P., Proust, J.-N., Guillocheau, F., Bonnet, S., Le Roy, P., Augris, C., Bourillet, J.-F., Baltzer, A., Tessier, B., Pastol, Y., Garlan, T., Bechenec, F., Le Metour, J., Graviou, P., Alix, A.S., Cornu, S., Loget, N., Scalliet, F., 2008. Carte géologique de la France à 1/250 000 de la marge continentale, Lorient, Bretagne Sud. Éditions BRGM-CNRS.
- Thomas, E., 1999. Évolution Cénozoïque d'un domaine de socle : le Massif Armoricaire. Ph.D. unpublished Thesis memoir, Université de Rennes 1. 148 pp.
- Vail, P.R., Mitchum, J.R., Todd, R.G., Widmier, J.M., Thompson, S., Sangree, J.B., Bubb, J.N., Hatlelid, W.G., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level in depositional sequences. In: Payton, E. (Ed.), *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*: American Association of Petroleum Geologist Memoir, vol. 26, pp. 49–212.
- Vail, P.R., Audemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N., Perez-Cruz, C., 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology – an overview. In: Einsele, G., et al. (Ed.), *Cycles and events in stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 617–659.
- Van Vliet-Lanoë, B., Laurent, M., Hallégouët, B., Margerel, J.-P., Chauvel, J.-J., Michel, Y., Moguedet, G., Trautman, F., Vauthier, S., 1998. Le Mio-Pliocène du Massif armoricaire. Données nouvelles. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris* 326, 333–340.
- Vanney, J.R., Horn, R., Martin, G., 1972. La disposition des séquences sédimentaires post-mésozoïques sous la partie externe de la plate-forme continentale sud-armoricaine (entre 45°40' et 46°40' lat. Nord). *Compte Rendus de l'Académie des Sciences* 275, 2829–2832.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.-C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E., Labracherie, M., 2002. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews* 21, 295–305.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science* 292, 686–693.
- Ziegler, P.A., 1987. Evolution of the Western Approaches Trough. *Tectonophysics* 137, 341–346.
- Ziegler, P.A., 1990. Collision related intra-plate compression deformations in western and central Europe. *Journal of Geodynamics* 11, 357–388.