

# Rapport Seine-Aval 4



## ICES

Impact des crises climatiques sur la morphologie  
et la sédimentation dans l'estuaire de la Seine  
au cours des derniers millénaires.  
Une comparaison amont-aval à partir  
d'une synthèse de l'état des connaissances.



Tessier B.



# Sommaire

1. Rappel de l'objectif principal du projet
2. Introduction
  - 2.1. Rappel du contexte scientifique général du projet
  - 2.2. Brève synthèse des connaissances existantes
3. Déroulement du projet ICES
  - 3.1. Synthèse des données disponibles sur le remplissage holocène de l'estuaire de la Seine
  - 3.2. L'évolution Holocène de l'embouchure de la Seine dans le contexte global de l'Atlantique Nord
  - 3.3. Acquisition de nouvelles données (site de la Mailleraye)
    - Introduction : le site de la Mailleraye*
    - Actions menées sur le site de la Mailleraye et résultats*
  - 3.4. Analyse crises d'érosion dans les bassins versants (Thèse S. Sechi)
  - 3.4. Synthèse générale

## 4. Conclusions - perspectives

## Références

### Annexes

#### Annexe 1

Article Sorrel et al., accepté, Nature Geoscience

#### Annexe 2

Abstract Debret et al. (2011) présenté au congrès de l'INQUA (July 2011, Bern, Switzerland)

#### Annexe 3

Mémoire M1 C. Attiba & L. Ayang Nzame Ayang, encadrement A. Durand, A. Jardani (Univ. Rouen)

#### Annexe 4

Mémoire M1 R. Cartier (Univ. Clermont-Ferrand), encadrement G. Hermier (M2C, Univ. Rouen)

# Projet ICES

## Rapport final - version corrigée / complétée - octobre 2012

### Personnes impliquées dans le projet

#### Équipe principale

UMR CNRS 6143 M2C (Caen et Rouen) : Bernadette Tessier (CNRS-Caen), Maxime Debret (Pos-doc Seine Aval, 100%), Alain Durand (UR), Guillaume Hermier (PRAG UR), Abderrahim Jardani (UR), Benoît Laignel (UR), Patrick Lesueur (UCBN), David Sebag (UR), Serafina Sechi (UR), Michel Simon (UR).

Inès Cynthia Attiba, Laeticia Ayang Nzame Ayang (Etudiantes M1 UR), Rosine Cartier (Etudiante M1 Clermont-Ferrand)

#### Collaborations

Philippe Sorrel (UMR PEPS Univ. Lyon), Marc Desmet (UMR ISTO, Univ. Tours), Millena Frouin (INRAP)

## 1. Rappel de l'objectif principal du projet

Le projet ICES avait pour objectif principal de fournir une synthèse des connaissances acquises sur le remplissage sédimentaire de l'estuaire de la Seine et de son bassin versant au cours des derniers millénaires, et plus particulièrement, sur l'impact des crises climatiques qui se sont produites depuis environ 6500 ans (Holocène moyen et supérieur). Au cours des années 2000, les différents travaux menés sur l'estuaire de la Seine ont mis en évidence l'influence des changements climatiques, et des fluctuations du niveau marin relatives associées, sur le fonctionnement morphosédimentaire de l'estuaire au cours de l'Holocène récent. Cependant aucune synthèse de ces données et résultats n'avait jusqu'à présent été entreprise, permettant de comprendre comment l'estuaire réagit d'amont en aval à un forçage climatique d'ampleur au moins régional.

Le déroulement du projet comportait les étapes suivantes : 1) répertorier les données disponibles sur le remplissage sédimentaire depuis l'embouchure vers l'amont (affluents du bassin versant compris) ; 2) faire une synthèse des résultats et conclusions majeurs obtenus pour chaque site (à partir des thèses et articles publiés) ; 3) définir les analyses nouvelles à réaliser et les données à ré-exploiter ; 4) mettre en œuvre les analyses complémentaires ; 5) exploiter, interpréter, synthétiser, comparer l'ensemble des résultats amont-aval.

## 2. Introduction

### 2.1. Rappel du contexte scientifique général du projet

Les systèmes estuariens, comme celui de la Seine, sont des environnements particulièrement sensibles aux changements climatiques et variations du niveau marin relatives associées. Dans le contexte actuel du réchauffement global, marqué entre autres par une accélération de la remontée du niveau marin et, semble-t-il, une augmentation de la fréquence et de l'amplitude d'événements climatiques comme les tempêtes et les crues, des modifications majeures sont attendues tant sur le plan du fonctionnement morphosédimentaire des estuaires que sur celui de leur équilibre bio-écologique.

L'estuaire de la Seine, comme la plupart des autres estuaires dans le monde, subit de plus en plus une pression anthropique sans cesse croissante dont les effets se surimposent à ceux liés aux forçages naturels. Fournir des clefs pour mieux prévoir les futures évolutions et concevoir des solutions d'aménagements constitue à l'heure actuelle l'enjeu scientifique majeur des recherches menées sur les environnements estuariens.

Dans ce contexte, de nombreuses équipes en Europe et plus particulièrement en France ont concentré leurs travaux depuis une dizaine d'années sur les facteurs qui ont contrôlé le remplissage sédimentaire des estuaires au cours de la dernière remontée du niveau marin, la transgression holocène, c'est-à-dire depuis environ 9000-8000 ans. Ces travaux sont basés essentiellement sur l'étude des successions sédimentaires qui constituent les remplissages et qui ont le potentiel d'archiver les diverses modifications environnementales que subissent les estuaires au cours de leur comblement.

Dans l'estuaire de la Seine, ce type de travaux a été mené depuis près de 40 ans dans le cadre de plusieurs projets, dont certains soutenus par le programme Seine-Aval. Ces études réalisées séparément sur différents secteurs de l'estuaire, depuis la zone externe d'embouchure jusqu'aux zones de l'estuaire amont, montrent toutes que les successions sédimentaires qui se sont accumulées au cours des derniers millénaires ont enregistré des modifications majeures du fonctionnement morphosédimentaire estuarien. Certaines modifications sont interprétées comme l'impact de crises climatiques d'échelle au moins régionale qui ont marqué la période holocène.

Ces résultats obtenus sur l'estuaire de la Seine s'ajoutent à tous ceux acquis sur d'autres systèmes estuariens européens. Les conclusions de ces travaux convergent et démontrent que les crises climatiques qui sont enregistrées dans les remplissages, se produisent avec une périodicité de l'ordre de 1000 à 2000 ans, et sont synchrones de « brèves » périodes de refroidissement global qui durent quelques siècles (Billeaud et al., 2009 ; Sorrel et al., 2009). La dernière de ces périodes froides correspond au Petit Âge Glaciaire. A l'amont de l'estuaire de la Seine et sur les affluents, ces périodes sont marquées par des phases érosives (zones sources) et des arrivées détritiques (zones puits). En domaine côtier, ces périodes froides se caractérisent par une nette augmentation de la fréquence et de l'amplitude des tempêtes.

Dans une perspective de définir comment la variabilité climatique holocène a été enregistrée dans l'estuaire de la Seine, l'objectif du projet était donc de réaliser la synthèse de ces travaux et résultats, en les complétant si besoin de nouvelles données.

## 2.2. Brève synthèse des connaissances existantes

L'ensemble des travaux menés sur l'estuaire de la Seine (Figure 1) depuis les années 1970 met en évidence l'influence des changements climatiques, et des fluctuations du niveau marin relatif associées, sur le fonctionnement morphosédimentaire de l'estuaire au cours de l'Holocène récent :

**En Baie de Seine orientale** (Garnaud, 2003), les analyses menées sur des carottes (sédimentologie s.l., palynologie, datations  $^{14}\text{C}$ ) apportent des précisions sur les premières étapes d'envolement de l'estuaire le plus externe avant 6000 ans. Les archives sédimentaires des 3000 dernières années sont beaucoup plus condensées. Les données sur les enregistrements les plus récents montrent l'importance des événements paroxysmiques comme des crues dans le fonctionnement morphosédimentaire de cette partie la plus externe.

Les travaux de Delsinne (2005) et Sorrel (2007-2008) sont basés sur l'analyse d'un ensemble de carottes (sédimentologie s.l., palynologie, rock magnetism, datations paléomagnétiques et  $^{14}\text{C}$ ) et montrent que depuis 6000 ans le fonctionnement de l'**embouchure** est marqué par une alternance de périodes pendant lesquelles domine une dynamique marine de forte énergie (tempête) et de périodes pendant lesquelles des événements de crues exceptionnelles sont préservés (Optimum médiéval du Moyen Âge). Cette variabilité à l'échelle millénaire est mise en relation avec les fluctuations climatiques de l'Holocène (Sorrel et al., 2009).

Plus **en amont**, les travaux récents de Frouin (2007) et Sebag (2002) réalisés à partir de carottes et sondages (sédimentologie s.l., palynologie, microfaune, microflore, analyse de la matière organique) dans la partie de transition aval - amont (du Marais Vernier à Heurteauville) montrent eux-aussi que le remplissage de l'estuaire est marqué avant 4000 ans par une alternance d'événements à caractère marin et à caractère fluvial. Depuis 4000 ans, ces zones sont protégées des apports sédimentaires mais leur remplissage continue à être contrôlé par des fluctuations environnementales d'origine climatique auxquelles se surimpose l'impact des activités humaines.

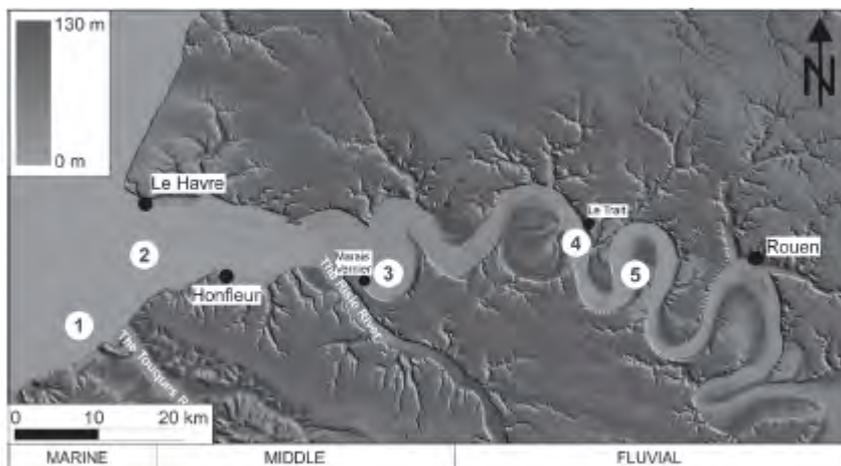


Figure 1. L'estuaire de la Seine. La zone d'étude concernée par le projet ICES s'étend de l'embouchure (zones 1 et 2) à la boucle d'Anzeville en amont (zone 5) (in Frouin et al. 2010).

Plus en amont encore, où le remplissage sédimentaire de l'estuaire est presque exclusivement d'origine continentale, Sebag (2002) démontre que les archives holocènes enregistrent des fluctuations répétées de la nappe phréatique en liaison avec des changements climatiques et des fluctuations du niveau marin relatives associées. A partir de l'âge du Bronze, les archives sédimentaires enregistrent la très forte pression qu'exercent les activités anthropiques sur le fonctionnement de ce secteur amont.

Enfin, Laignel (2003), à partir de l'étude (sédimentologie s.l., géomorphologie) des remplissages sédimentaires préservés dans le bassin versant de la Basse-Seine, met en évidence plusieurs phases d'érosion au cours de l'Holocène dont au moins six grandes crises érosives depuis environ 5000 ans.

### 3. Déroulement du projet ICES

Trois actions principales ont été réalisées pour mener le projet :

- La synthèse des données disponibles sur le remplissage holocène de l'estuaire de la Seine, menées principalement à partir des thèses et articles publiés ;
- Une étude comparative entre l'évolution holocène de l'embouchure de la Seine et des systèmes côtiers du nord-ouest européen afin de replacer le système « estuaire de la Seine » dans un contexte global ;
- L'acquisition de nouvelles données (site de la Mailleraye). De nombreuses carottes anciennes sont stockées à M2C-Rouen et à M2C-Caen. A l'exception des carottes acquises dans l'embouchure de la Seine dans les années 2000 dans le cadre des thèses de S. Garnaud (2003) et N. Delsinne (2005) et qui sont encore dans un état de conservation correct permettant d'envisager de nouvelles analyses si besoin, nous avons très vite réalisé que toutes les autres carottes récoltées en amont de l'embouchure n'étaient plus du tout exploitables, en raison notamment de la dégradation des niveaux de tourbe. Nous avons par conséquent décidé d'acquérir une nouvelle carotte en amont sur laquelle des analyses classiques ont pu être menées.

#### 3.1. Synthèse des données disponibles sur le remplissage holocène de l'estuaire de la Seine

Comme indiqué précédemment, aucune synthèse précise des données disponibles sur le remplissage holocène de l'estuaire de la Seine n'avait été réalisée quand le projet ICES a été déposé. Cependant Frouin (2007) puis Frouin et al. (2010) ont proposé une synthèse générale des données acquises depuis l'embouchure à l'aval jusqu'à la boucle d'Anneville en amont (cf. Figure 1). Cette synthèse reprend l'essentiel des travaux réalisés depuis les années 1970, mais dans l'objectif de définir l'évolution très globale du système estuarien au cours de l'Holocène, non dans celui d'examiner d'amont en aval l'impact de changements climatiques récurrents. Dans le même temps, Sechi et al. (2010) réalisaient une synthèse visant à reconstituer l'évolution de la sédimentation détritique dans la basse vallée de la Seine au cours des derniers millénaires.

Le travail de synthèse réalisé dans le cadre de ICES s'est donc appuyé : 1) sur les deux synthèses existantes, celle de Frouin et al. (2010), et celle de Sechi et al. (2010) à laquelle s'ajoute une synthèse tirée des travaux de thèse de Sechi (2012) ; 2) sur l'évaluation des données disponibles (thèses, articles).

- La synthèse de Frouin et al. (2010) qui s'appuie sur l'ensemble des données publiées sur le remplissage holocène de l'estuaire de la Seine dégage essentiellement les grandes étapes d'évolution, principalement en lien avec la remontée du niveau marin depuis environ 8000 ans. Ainsi 3 grandes étapes sont distinguées : 1) l'inondation marine progressive de l'estuaire dont les effets s'étendent jusqu'aux points les plus en amont il y a environ 7000 ans (phase dite de « rétrogradation » ; 2) entre 7000 et 3000 ans, alors que la remontée du niveau marin est moins rapide, les paysages se stabilisent, l'estuaire se comble (phase dite « d'aggradation ». En amont, des tourbières se développent ; en aval, l'estuaire marin se met en place ; 3) après 3000 ans, l'estuaire marin continue à fonctionner, tandis qu'en amont, l'érosion accrue des bassins versants en liaison avec les occupations humaines, induit une sédimentation détritique fluviatile qui devient dominante (phase dite de progradation). La figure 2 résume les résultats de cette synthèse. Clairement cette dernière ne met pas en évidence l'enregistrement amont-aval de variations climatiques au cours de l'Holocène, mais elle permet de reconstituer l'évolution générale du système depuis le début de la dernière transgression.

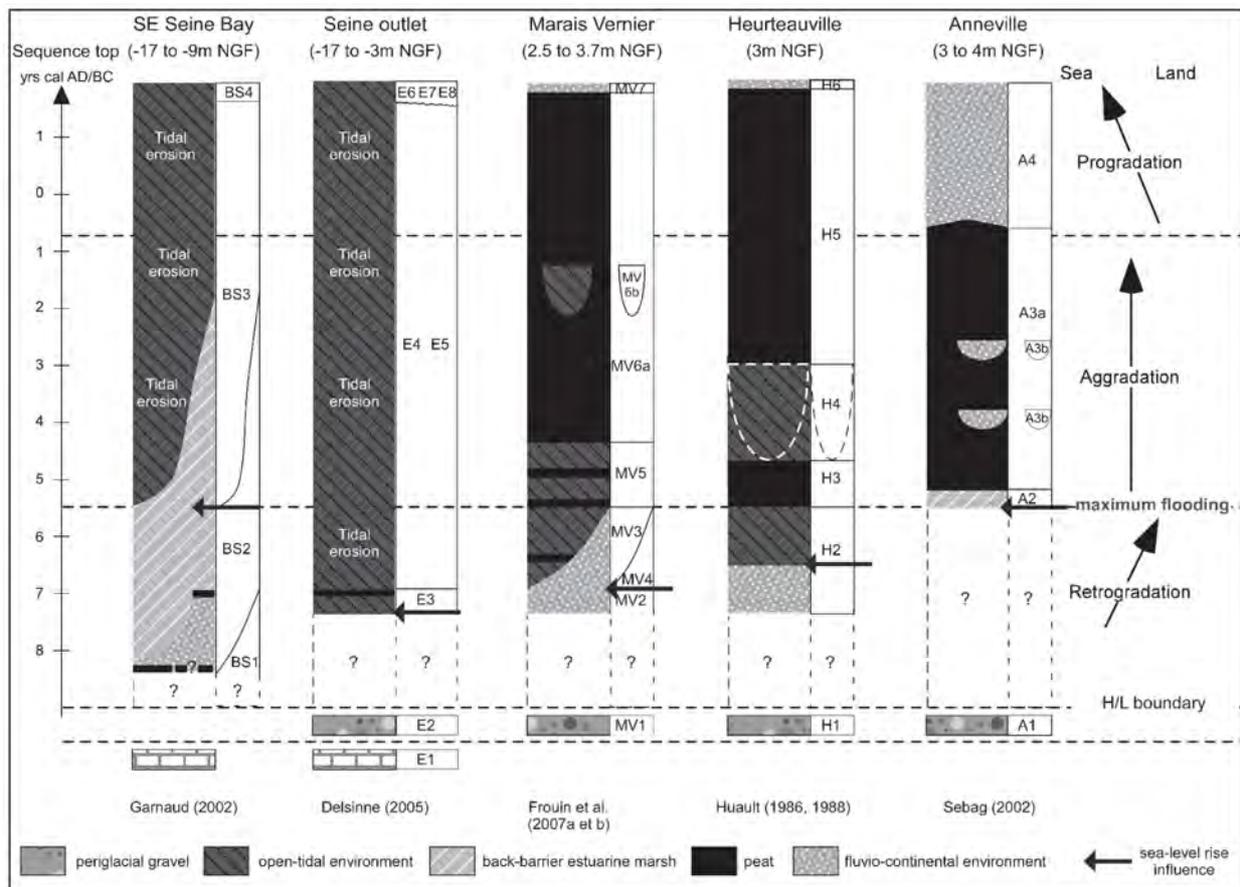


Figure 2. Synthèse des principales étapes de remplissage holocène de l'estuaire de la Seine en liaison avec la dernière remontée du niveau marin (Frouin et al., 2010)

- La synthèse de Sechi et al. (2010) s'attache plus particulièrement à répertorier les crises de sédimentation détritique, associée en principe à des phases d'érosion du bassin versant, qui se sont produites au cours de l'Holocène dans la basse vallée de la Seine depuis le marais vernier (zone la plus en aval de cette synthèse) jusqu'à certains affluents du bassin versant de la Seine en amont. Depuis le début de l'Holocène, 6-7 crises principales ont pu ainsi être répertoriées dont 4 depuis environ 4000 ans. Ces 4 phases de détritisme important sont identifiées dans la partie fluviale et les affluents, pas dans la partie estuarienne. L'origine principale de ces dernières crises détritiques est attribuée par les auteurs aux activités humaines. La figure 3 est extraite de cette synthèse. Récemment, dans le cadre de ses travaux de thèse, Sechi (2012) recense de façon plus détaillée sept étapes de sédimentation pendant le remplissage des affluents de la basse vallée de la Seine, et en précise la chronologie (Figure 4):

Une phase antérieure au Paléolithique Supérieur Final, responsable des apports sableux, est identifiée à la base du remplissage sédimentaire du site de Pont-Audemer. Suite à cette phase, des sédiments organiques noirs comblent des paléochenaux. Le comblement comprend au moins trois unités de dépôt. Le positionnement des vestiges archéologiques suggèrent que ces phases sont comprises entre le Paléolithique Supérieur Final et le Néolithique Moyen II. Les datations  $^{14}\text{C}$  confirment la période de leur mise en place : 8750 ans  $\pm$  55 BP (bois horizontal) et 8010 ans  $\pm$  90 BP (argile organique) à la base de la coupe de Louviers (soit du Mésolithique) et 5150 ans  $\pm$  60 BP et 4920 ans  $\pm$  45 BP (soit du Néolithique moyen II : Chasséen) à Incarville au sommet des limons argileux organiques noirs. Toutes les coupes observées dans l'ensemble de la zone amont-affluents (Incarville, Pont-Audemer, Louviers) montrent au moins une phase détritique importante, de contemporaine à postérieure au Néolithique moyen II et responsable de la mise en place des premiers dépôts de limons argileux gris. Une ou plusieurs phases d'érosion de la Protohistoire à l'époque Gallo Romaine sont à l'origine de la mise en place des argiles organiques sableuses (grande coupe de la vallée de l'Eure), des colluvions limoneuses (grande coupe de la vallée de l'Iton), du limon brun (Incarville) et aussi de la poursuite de la sédimentation des argiles grises (Pont-Audemer, Louviers). A Pont-Audemer, des éléments archéologiques datés du Gallo-Romain et des fosses et fossés creusés dans l'unité sédimentaire limon-argileux gris oxydé (jusqu'à l'unité sédimentaire sous-jacente) et couverts par le limon-argileux gris clair, confirment cette phase. Durant l'Age du Fer, entre la Protohistoire et le Gallo-Romain, une phase a été identifiée dans la grande coupe de l'Eure (versant Est de la vallée de l'Eure). L'érosion y est physiquement dédoublée par la préexistence d'une

voirie non datée, mais vraisemblablement d'origine antique, voire de La Tène. L'imprécision de la datation de cet élément de chronologie relative est compensée par la présence récurrente de mobilier dans les paléosols fossilisés par les produits de cette double érosion. D'une manière générale, nous pouvons placer cette phase d'érosion au moins à partir de l'époque Gallo-Romaine. L'ablation des sédiments à l'amont de la section 1 de la grande coupe de la vallée de l'Eure, est de contemporaine à postérieure au bas Moyen-Âge (XIV-XV<sup>e</sup>). Il est possible de mettre en relation cette érosion, marquée par la couverture limoneuse, avec l'arrivée des alluvions fines limoneuses dans le lit majeur. La même phase est responsable de la sédimentation des limons bruns (Incarville, Brionne, Pont-Audemer).

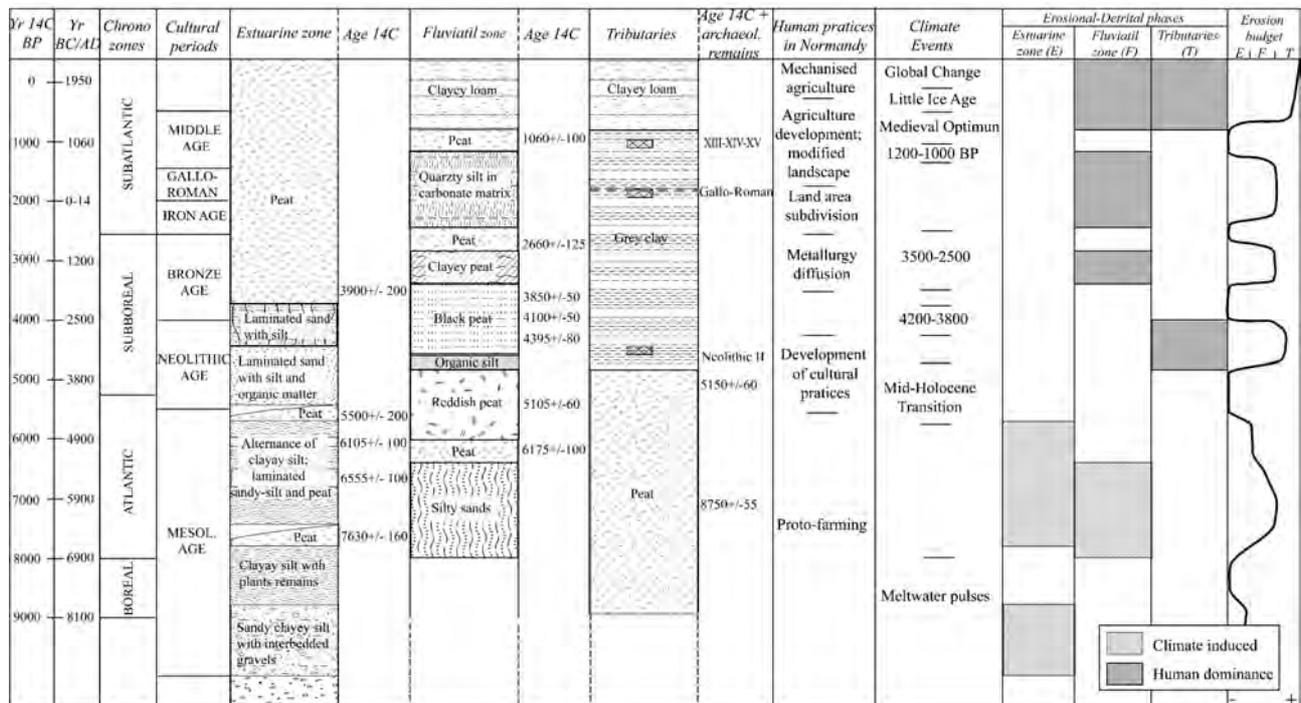


Figure 3. Synthèse des phases de sédimentation détritiques répertoriées pendant l'évolution holocène de la basse vallée de la Seine. La synthèse s'étend d'aval (gauche) en amont (droite) et s'appuie entre autres sur deux sites de l'estuaire, le Marais Vernier (zone 3 Figure 1) et Anneville (Zone 5 Figure 1) (Sechi et al. 2010)

Figure 4. (page suivante) : Synthèse des phases d'érosion-sédimentation rencontrées au sein des différents compartiments géomorphologiques de la basse vallée de la Seine. Pour chaque période sont indiqués les changements culturels et climatiques majeurs. Le symbole ≥ indique qu'il existe au moins n phase (s) identifiable (s), mais l'existence d'autres phases ne peut pas être exclue (Thèse S. Sechi, 2012, M2C - Univ. Rouen).

Date / T°C BP	Date Chrono de l'ère C.	Chrono zones	Périodes culturelles	nombre phases érosion	Plateaux	Phase érosion	nombre phases érosion	Versants	Phase érosion	nombre phases érosion	Affluents	Phase érosion	nombre phases érosion	Zone amont	Phase érosion	nombre phases érosion	Zone médiane	Phase érosion	nombre phases érosion	Zone aval	Phase érosion	Pratiques humaines en Normandie	FACTEURS Géoclimatiques Optimum pastoral	Evénements climatiques Optimum Médieval	Optimum des Romains	Optimum du temps des Romains	Refroidissement général 3500-2500 BP	4200-3800 BP	6000-5000 BP	Phases Erasées et facteurs EDMANT CLIMAT			
0 - 1950			E. CONT. E. MOD. MOYEN AGE	>1	Troncature sol Colluvion	CT	>1	Colluvion limoneuse	CT	>1	Limon brun	CT	>1	Limon brun	CT	>1	Limon argileux 2660±125 I4C BP 1060±100 I4C BP	CT	>1	CT	Pratiques agricoles incertaines Expansion des terres cultivées (dérivée avec humides et limoneuses) Révolution agricole (fort débaissement grès) Exploitation agricole semi-avancée-centre pour labour Subdivision parcelaire (entre à soc médullaire, agriculture de subsistance non-spécialisée) Diffusion de la métallurgie Développement des pratiques culturelles et premiers débaissements	Optimum Médieval Optimum du temps des Romains	Optimum Médieval 1200-1000 BP							MA-CT GR NE-PRT MS PA			
1000 - 1060				>1	Colluvion limoneuse	MA	>1	Colluvion limoneuse et limono-sablonneuse	MA	>1	Argile grise Troncature sol	GR	>1	Argile grise Troncature sol	GR	>1	Sils pastoraux dans une matrice carbonatée	MA	>1	MA													
2000 - 10-14			GALLO- ROMAIN MÉDIÉVAL -FER	>1	Troncature sol	GR	>1	Colluvion à cailloux	GR	>1	Limon argileux gris oxydé	GR	>1	Argile grise	PRT	>1	3850±50 I4C BP 2660±125 I4C BP	PRT	>1	PRT													
3000 - 1200			AGE DU BRONZE	>1			>1	Colluvion limoneuse		>1			>1	Argile grise		>1																	
4000 - 2500				>1			>1			>1	Limon argileux gris foncé	NE	>1	Argile brune à gris foncé		>1	3105±50 I4C BP 3195±80 I4C BP	NE	>1	NE													
5000 - 3800			NEOLITHI- QUE	>1	Colluvion limoneuse	NE	>1			>1			>1			>1			>1														
6000 - 4900				>1			>1			>1			>1			>1			>1														
7000 - 5900				>1			>1			>1	Limon argileux organique noir oxydé		>1			>1			>1														
8000 - 6900			MESOL	>1			>1			>1	Limon argileux avec sables organique noir	MS?	>1	Argile organique noires	MS	>1	6175±100 I4C BP	MS	>1	MS													
9000 - 8100				>1			>1			>1	Limon sable-craillonneux organique noir à débris végétaux		>1			>1			>1														
10000 - 9500			PALEOLITH SUPÉRIEUR	>1			>1	Colluvion limoneuse	PA	>1	Sable grisâtre à cailloux blancs argilo-limoneux, vert	PA	>1		PA	>1			>1														

PA = Paléolithique ; MS = Mésolithique ; NE = Néolithique ; PRT = Protohistoire ; GR = Gallo-Romain ; MA = Moyen-Âge ; CT = Contemporain ; MO = Matière-Organique ; ≥ X = minimum X phases(é) d'érosion(s), voir plus

Ces deux synthèses récentes qui intègrent principalement des données anciennes mais aussi des données acquises au cours des dernières années (Thèses Frouin, 2007 ; Sechi, 2012) ne mettent pas véritablement en avant cette possibilité que les archives sédimentaires préservées dans le remplissage holocène de la basse vallée de la Seine ont pu enregistrer d'amont en aval des changements d'environnement qui se seraient produits en liaison avec les variations climatiques qui caractérisent les 6 à 5000 dernières années.

Cependant, dans la zone amont, les travaux de Sebag (2002) qui portent sur l'analyse dans les successions de tourbe des sources de la matière organique et des processus de son évolution, en complément de données polliniques, et en faisant la synthèse des données anciennes déjà acquises, évoque que certaines des crises climatiques majeures reconnues à l'échelle globale ont eu un impact sur le fonctionnement de l'estuaire, soulignant que l'impact anthropique est un facteur aggravant mais pas un facteur déclenchant. Ainsi deux crises climatiques principales sont évoquées :

- 1) La crise autour de 4000 ans (cal. BP) qui correspond à un refroidissement global aux répercussions multiples (végétations, glaciers, niveau marin et lacustre, moussons, sociétés). Régionalement, elle se marque en amont de l'estuaire par une augmentation des apports argileux, et plus en aval (Marais Vernier) par les derniers événements détritiques avant le développement général des tourbes (cf. Figure 10, barre jaune Cr1).
- 2) La crise autour de 2500 ans (cal. BP). Marquant le passage du Subboréal au Subatlantique elle correspond comme la crise précédente à une période plus froide. Ses influences sont également globales et multiples, matérialisées par des changements environnementaux majeurs ainsi que culturels et techniques. Dans la basse vallée de la Seine, dans la zone amont de l'estuaire, cette crise correspond à l'arrivée de la sédimentation détritico-silteuse qui scelle les dépôts tourbeux (cf. figure 2). Une cause principalement anthropique est attribuée à cette phase détritico-silteuse dans les synthèses de Frouin et al. (2010) et Sechi et al. (2010), mais Sebag (2002) souligne bien que son origine climatique est probable (cf. Figure 10, barre jaune Cr2).

### 3.2. L'évolution Holocène de l'embouchure de la Seine dans le contexte global de l'Atlantique Nord

Hormis la synthèse de Sebag (2002) qui conclut clairement que certains changements environnementaux enregistrés dans l'estuaire de la Seine sont très vraisemblablement liés à des crises climatiques majeures et globales, on se rend compte rapidement au travers des conclusions émises dans les synthèses de Frouin et al. (2010) et Sefi et al. (2010) que l'influence anthropique est privilégiée pour expliquer les changements de flux hydriques et sédimentaires qui induisent les changements environnementaux observés, en particulier au cours des 4-3000 dernières années. Il est vrai aussi, comme le souligne Sebag (2010) que changements climatiques et changements culturels et techniques sont très souvent couplés (cf. Figure 4), et qu'il est par conséquent très délicat de pouvoir faire la part de ces deux facteurs dans l'origine des changements constatés.

De plus, il convient de souligner que les synthèses citées précédemment ne prennent pas en compte les travaux récents réalisés sur l'embouchure de la Seine, c'est-à-dire dans la partie la plus en aval, la plus marine, du système estuarien (zone 1 et 2 Figure 1). A la suite de la thèse de Delsinne (2005), les données sédimentaires acquises à l'embouchure ont été analysées afin d'étudier plus précisément l'évolution holocène de l'estuaire externe. Les travaux de Sorrel et al. (2009) mettent ainsi en évidence que des périodes de tempêtes accrues sont enregistrées régulièrement au cours du remplissage holocène et ont un âge compatible avec celui de crises climatiques identifiées à l'échelle au moins de l'Atlantique nord et connues sous le nom d'événements de Bond. Ces crises climatiques correspondent à des périodes plus froides, caractérisées notamment par des tempêtes plus intenses. Les deux crises précédemment citées (autour de 4000 et 2500 ans - Cr1 et Cr2) comptent parmi les événements de Bond, et la période dite du « Petit Age Glaciaire », qui s'étend du XIV au XIXe siècle, est considérée comme le dernier de ces événements froids.

Pour confirmer que ces périodes de tempêtes accrues enregistrées dans le remplissage holocène à l'embouchure de la Seine sont bien liées à des crises climatiques d'origine globale avec des répercussions pouvant être attendues d'aval en amont de l'estuaire, nous avons donc réalisé dans le cadre du projet ICES, une synthèse portant sur les enregistrements côtiers du NE Atlantique. Les archives côtières comparées s'étendent de la Seine et la Baie du Mont St Michel à la Suède, en passant par l'Angleterre, l'Irlande, l'Ecosse, les Pays-Bas et le Danemark (Figure 5). Cette synthèse démontre que les crises de tempêtes accrues sont synchrones depuis la France jusqu'en Suède, et que leur récurrence est de 1500 ans. Cinq périodes de tempêtes accrues (nommées de HSP I à HSP V - HSP pour Holocene Storm Period) peuvent ainsi être définies, dans les créneaux d'âge suivants : HSP I (5,700-5,600 cal. BP), HSP II (4,500-3,950 cal. BP), HSP III (3,200-2,400 cal. BP), HSP IV (1,900-1,050 cal. BP), HSP V (500-300 cal. BP) (Figure 5).

Cette synthèse confirme définitivement le caractère global des événements de tempête enregistrés à l'embouchure de la Seine. L'autre résultat majeur de ce travail met en évidence que cette variabilité climatique holocène de l'atlantique nord a depuis 6500 ans une périodicité stable de 1500 ans. De ce fait, son origine, jusqu'à présent discutée, ne peut pas être solaire mais liée à un forçage océanique interne. **Ce travail de synthèse réalisé pour le projet ICES et financé par le GIP Seine-Aval, qui démontre pour la première fois que des enregistrements sédimentaires littoraux peuvent être utilisés pour définir l'origine des changements climatiques de l'Holocène (forçage océanique vs. forçage solaire) fait à ce titre l'objet d'une publication acceptée à Nature Geoscience (Sorrel et al., accepté, cf. annexe 1).**

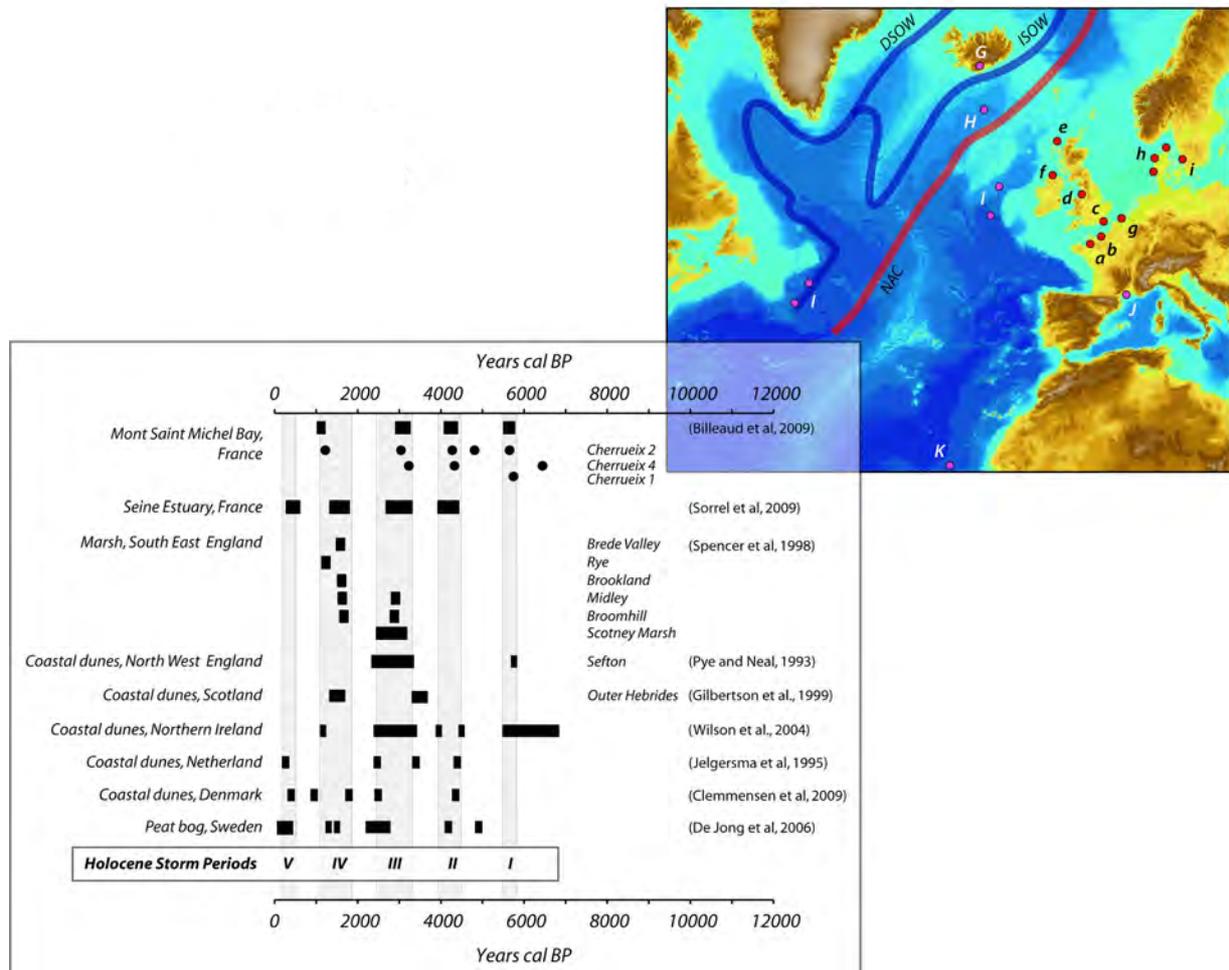


Figure 5. En haut : carte de l'Atlantique nord montrant les différents sites côtiers, depuis l'embouchure de la Seine jusqu'à la Suède, pour lesquels les remplissages holocènes ont été comparés (cercles rouges). Les cercles roses indiquent les carottes prélevées dans l'Atlantique et la Méditerranée qui permettent d'analyser la variabilité climatique holocène globale. En bas : Périodes de tempêtes accrues (Holocene Storm Periods ; HSP I à HSP V) enregistrées dans les archives côtières holocènes (Sorrel et al., accepté, Nature Geoscience)

### 3.3. Acquisition de nouvelles données (site de la Mailleraye - cf. zone 4 sur figure 1)

#### Introduction : le site de la Mailleraye

En s'appuyant sur les synthèses de Frouin et al. (2010) et de Sechi et al. (2010) nous avons fait le constat que les données disponibles d'amont en aval le long de l'estuaire de la Seine étaient très disparates, en termes notamment de qualité de données stratigraphiques (datations). Cela permettait difficilement de réaliser des corrélations précises à l'échelle millénaire des événements climatiques qui ont en partie contrôlé l'évolution holocène de l'estuaire.

Par ailleurs, nous avons prévu dans le projet initial d'acquérir si nécessaire des nouvelles données à partir des carottes déjà récoltées dans l'estuaire, en particulier dans le cadre de la thèse de M. Frouin (2007), de Sebag (2002) ou encore des travaux plus anciens menés par M. Huault et D. Lefebvre dans les années 1970 et 1980. Nous avons dû rapidement écarter cette idée compte tenu du très mauvais de préservation de ces carottes. Par ailleurs, l'acquisition de nouvelles données sur les carottes prélevées à l'embouchure dans les années 2000-2003 pour les thèses de Garnaud (2003) et Delsinne (2005) n'a pas été jugée nécessaire (à noter cependant que leur état de conservation est bon et des analyses complémentaires pourraient être envisagées ultérieurement au projet ICES).

Nous avons par conséquent décidé d'acquérir des nouvelles données en prélevant de nouvelles carottes. Notre choix s'est porté sur le site de la Mailleraye (immédiatement au SE du site 4 - Heurteauville - sur la figure 1). La tourbière de la Mailleraye, dans la forêt de Brotonne, est située au droit d'un ancien méandre de la Seine, abandonné par le fleuve au Pléistocène moyen, et que l'on peut voir encore marqué dans la topographie (cf. MNT Figure 1). Cette ancienne vallée s'est transformée en lac au cours de la dernière transgression par remontée de la nappe phréatique. Le milieu est aujourd'hui comblé et occupé par une tourbière.

Les travaux de Huault et Lefebvre (1983) sur le remplissage holocène de Lac de la Mailleraye montrent que le site a reçu peu d'apports détritiques, la succession holocène étant principalement organogène, composée d'une diatomite calcaire surmontée par quelques mètres de tourbe (Figure 6).

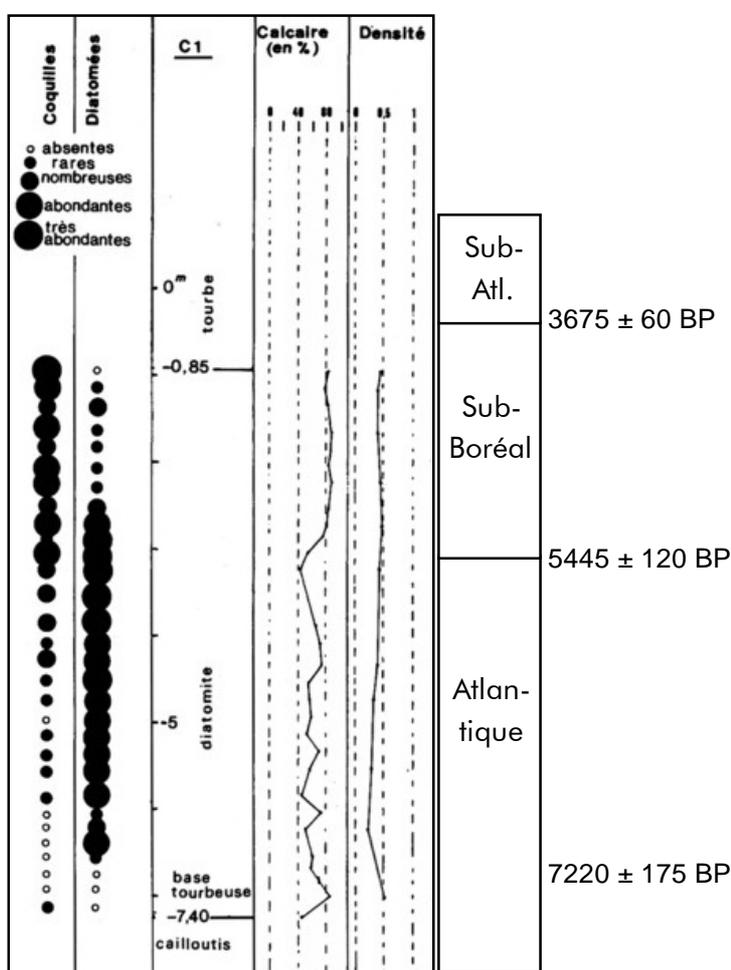


Figure 6. Le sondage C1 de la Mailleraye (Huault et Lefebvre, 1983) montrant la succession lithologique holocène. La base de la succession se caractérise de façon originale par une diatomite (sédiment composé principalement des frustules de diatomées) calcifiée (fraction calcaire composée de coquilles de mollusques d'eau douce et de calcite diagénétique). Les âges  $^{14}\text{C}$  indiquent une mise en place des tourbes au passage Subboréal - Subatlantique.

L'étude de la flore de diatomées par Huault et Lefebvre (1983) montre qu'il s'agit pour l'essentiel de diatomées d'eau douce à affinité littorale. L'évolution de la flore vers le haut de la diatomite indique le comblement du lac avant la mise en place de la tourbière. La présence de diatomées marines est notée dans la partie inférieure de la succession. Dans la tourbe, au cours de la subatlantique, des sables d'origine estuarienne sont intercalés.

Les différents sondages réalisés par Huault et Lefebvre (1983) leur ont permis de reconstituer la géométrie du remplissage du lac (Figure 7).

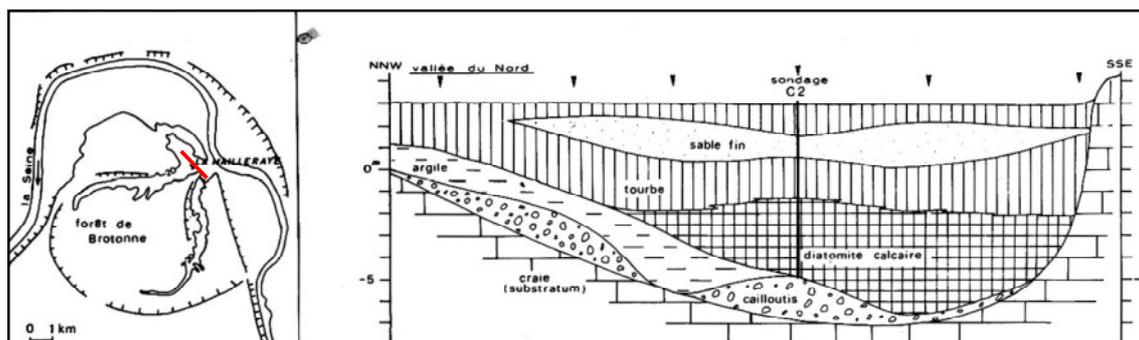


Figure 7. Coupe (position trait rouge sur encadré à gauche) reconstituant le remplissage holocène du « lac » de la Mailleraye (modifié de Huault et Lefebvre, 1983).

Le site de la Mailleraye nous a paru intéressant à « re-visiter » pour plusieurs raisons :

- sa position intermédiaire entre le pôle aval marin et le pôle amont continental, au même titre que le site de Heurteauville et du Marais Vernier. Il permet ainsi potentiellement d'enregistrer les impacts de crises climatiques affectant à la fois les deux pôles.
- Son environnement « lacustre » impliquant un enregistrement holocène à priori continu, non affecté par des épisodes érosifs comme peuvent l'être les archives côtières ou fluviales.
- La mise en évidence par Huault et Lefebvre (1983) d'une succession originale (tourbe sur diatomite) ponctuée par des événements particuliers (diatomées marines, sables estuariens...).

#### **Actions menées sur le site de la Mailleraye et résultats**

Deux actions principales ont été menées sur le site :

1) **une prospection géophysique par sondages électriques couplée avec des prélèvements à la tarière mécanique** afin de reconstituer la géométrie de remplissage du lac de la Mailleraye (mémoire de M1 d'Inès Cynthia Attiba et de Laetitia Ayang Nzame Ayang, encadrement Alain Durand et Abderrahim Jardani). Une vingtaine de profils électriques de 100 à 150 m de long, ainsi que deux sondages d'environ 12,5 et 5,7 m ont ainsi été réalisés (Figure 8).

- les deux sondages, en raison de leur caractère destructif (tarière) ne permettent de réaliser qu'une description très grossière de la succession. Le sondage le plus long a cependant atteint la base du remplissage (graves fluviales de fond), et traverser toute la succession de diatomite, surmontée par 3,6 m de tourbe. Six prélèvements ont été réalisés pour datations 14C sur coquilles. Sans doute en raison des mélanges induits par la méthode de sondage à la tarière, les datations obtenues ne sont pour plupart pas cohérentes malheureusement et ne peuvent être utilisées raisonnablement à des fins stratigraphiques.

- les profils électriques, grâce au calage lithologique réalisé à l'aide des sondages (Figure 8), permettent de reconstituer la géométrie de remplissage. Néanmoins, les nombreux paramètres non maîtrisés (teneur en eau, compacité...etc) qui contrôlent la résistivité des sédiments, induisent une grande imprécision d'interprétation. Le profil reconstitué proposé sur la figure 8 ne peut être considéré comme une représentation précise de la géométrie de remplissage. Cependant il montre une évolution logique de l'épaisseur du remplissage par rapport à la vallée de la Seine.

2) **un carottage** réalisé en collaboration avec l'Université de Tours, UMR ISTO (Marc Desmet), approximativement à l'emplacement du sondage C1 de Huault et Lefebvre (1983) (cf. Figure 6). Cette carotte, d'environ 5,5 m de long a fait l'objet des analyses suivantes (Figure 9) :

- un échantillonnage pour datation 14C (nous disposons aujourd'hui de 8 nouvelles dates 14C le long de la succession) ;
- une analyse par spectrocolorimétrie ;
- une étude de la matière organique par analyse Rock Eval ;
- une analyse du contenu de la flore de diatomées (mémoire de M1 de Rosine Cartier, encadrement Guillaume Hermier).

Les résultats les plus significatifs de ces analyses sont résumés dans la figure 9. La plupart des nouvelles données sont cohérentes avec celles de Huault et Lefebvre (1983) :

- La présence de diatomées marines à la base de la succession ;
- La présence d'une passée plus détritique au sein de la tourbe comme l'attestent les données de spectrocolorimétrie et d'analyses de la matière organique par analyse Rock Eval (cf. Figure 9).

Les nouvelles données montrent cependant des différences avec les travaux anciens, en particulier concernant les âges :

- le passage de la diatomite à la tourbe est plutôt situé à la limite entre l'Atlantique et le Subboréal, soit autour d'un âge de 5500 cal. BP. Les données précédentes situaient ce passage un peu avant la limite Subboréal / Subatlantique. A noter que les deux nouvelles datations <sup>14</sup>C encadrent ce passage sans permettre néanmoins de définir son âge avec précision (cf. Figure 9);
- la moitié inférieure de la succession diatomitique est d'âge boréal, soit un peu plus ancien que les âges donnés par Huault et Lefebvre (1983).

Ces nouveaux résultats permettent d'apporter des précisions sur les trois événements qui ponctuent la succession :

- l'installation de la tourbière se produit très rapidement après le ralentissement principal et global de la transgression holocène (autour 6500 cal BP) ;
- la passée à diatomées marines : Huault et Lefebvre (1983) considéraient qu'il s'agissait probablement d'une « pollution » provoquée par l'apport d'espèces marines par des oiseaux. La nouvelle étude permet de retrouver dans les mêmes niveaux (mêmes profondeurs) ces diatomées marines, ce qui conduit R. Cartier et G. Hermier à écarter cette hypothèse d'une pollution et privilégier un réel événement à affinité « marine ». Les âges disponibles au moment de cette nouvelle étude des diatomées, ceux de Huault et Lefebvre (1983), étaient potentiellement compatibles (Subboréal) pour évoquer un niveau marin en adéquation avec une influence marine dans ce secteur de la vallée de la Seine. Les nouvelles données <sup>14</sup>C indiquent plutôt un âge boréal pour ce niveau à diatomées marines (8500 cal. BP) (Figure 8). Des influences tidales sont reconnues à la même époque quelques mètres plus bas dans la Seine (Heurteauville) (in Frouin et al., 2010). On peut donc envisager la possibilité d'influences marines dans le secteur de la Mailleraye en cette période des premiers ennoissements significatifs de la vallée de la Seine par la transgression holocène. Il est d'ailleurs probable qu'à cette époque, le remplissage sédimentaire de la vallée étant encore très réduit, les premiers ennoissements devaient être associés à des marnages bien plus importants que ceux connus aujourd'hui dans ce secteur de l'estuaire, favorisant ainsi des inondations à caractère catastrophique.
- La passée détritique au sein de la tourbe : Les nouvelles données <sup>14</sup>C permettent de situer ce niveau autour de 2500 cal. BP (Figure 8). Cette passée détritique est décrite par Huault et Lefebvre (1983) comme un intervalle à influence marine (tidale-estuarienne), résultat de la rupture d'un cordon sableux protégeant la tourbière des inondations de l'estuaire.

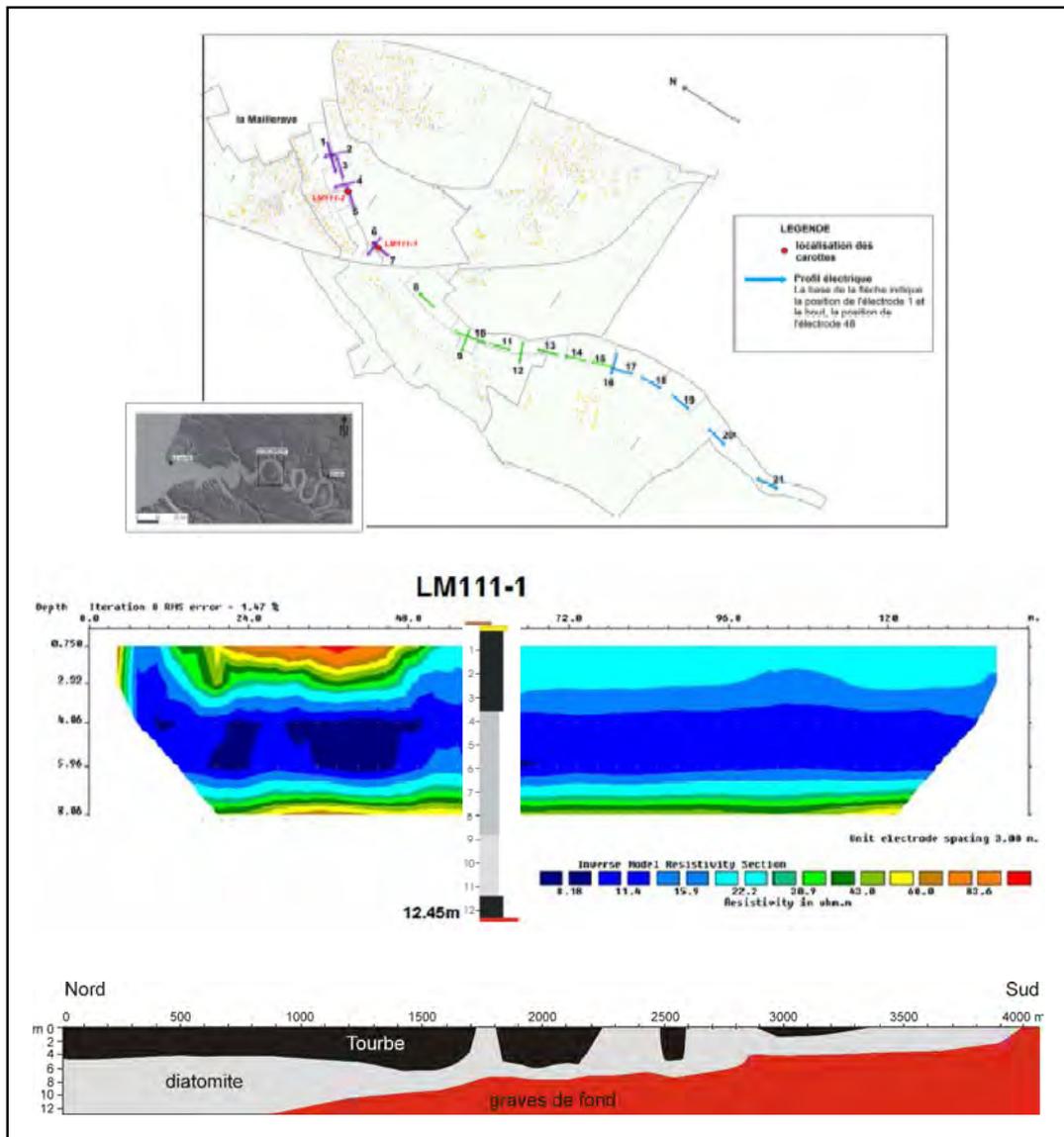


Figure 8. Planche récapitulant les principaux éléments de l'étude géophysique par prospection électrique du site de la Mailleraye. En haut, position des profils et des deux sondages à la carrière ; au centre, le profil électrique n°7 au niveau duquel a été réalisé le sondage LM111-1, permettant ainsi d'interpréter les résistivités en termes de lithologie. Le sondage a en particulier permis de reconnaître les tourbes. En bas, reconstitution très générale de la géométrie de remplissage le long de la radiale Nord-Sud de profils électriques (d'après le travail de C. Attiba et L. Ayang Nzame Ayang, mémoire de M1, Univ. Rouen, juin 2011, cf. Annexe 3 : intégralité du mémoire)

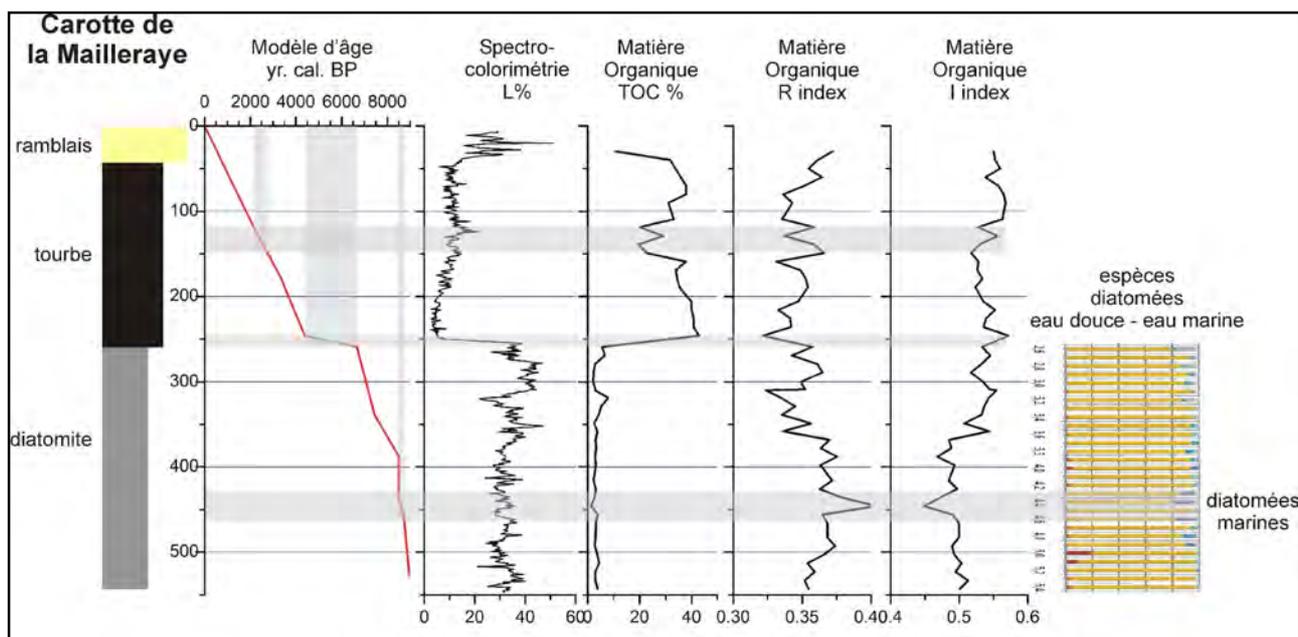


Figure 9. Synthèse des résultats des analyses réalisées sur la nouvelle carotte prélevée dans le cadre du projet ICES dans le remplissage holocène du « lac » de la Mailleraye. La représentation de la carotte est volontairement succincte afin de visualiser simplement la succession traversée. Les nouvelles données permettent surtout de réviser les âges des événements majeurs qui sont archivés dans le remplissage, dont la présence d'une passée à influence marine dans la partie inférieure de la diatomite (vers 8500 cal. BP), et d'une passée détritique (décrite comme estuarienne par Huault et Lefebvre, 1983) datée à 2500 cal. BP. Le passage à la tourbe se produit autour de 5500 cal. BP, soit au tout début du Subboréal, plutôt qu'à la transition Subboréal / Subatlantique comme le suggéraient les données anciennes. Les données sur les diatomées sont extraites du travail de Rosine Cartier, mémoire de M1, Univ. Clermont Ferrand (cf. Annexe 4 pour l'intégralité du mémoire (barres jaunes : diatomées d'eau douce à légèrement saumâtre, rouges : d'eau douce, bleues turquoise : d'eau saumâtre, voilettes : marines).

### 3.4. Synthèse générale

En s'appuyant entre autres sur les synthèses de Frouin et al. (2010), Sechi et al. (2010) et Sechi (2012), sur les données obtenues par Sorrel et al. (2009) et Sorrel et al. (accepté) sur l'embouchure, ainsi que sur les données acquises dans le cadre du projet ICES sur le site de la Mailleraye, nous pouvons proposer une nouvelle synthèse visant spécifiquement à répertorier les crises climatiques globales qui ont eu une influence significative sur le fonctionnement de l'estuaire de la Seine au cours de l'Holocène. Cette synthèse est présentée sur la figure 10.

#### - Identification de périodes de changements synchrones d'amont en aval

Compte-tenu de la certitude que nous avons aujourd'hui que l'embouchure de la Seine a subi des modifications morphosédimentaires majeures en liaison avec des changements climatiques globaux se produisant tous les 1500 ans (Sorrel et al. 2009, Sorrel et al., accepté), nous pensons pouvoir identifier l'impact de ces changements tout le long du profil aval-amont de l'estuaire. Il apparaît à l'issue du travail de synthèse réalisé pendant le projet qu'il est impossible de corréliser systématiquement des changements d'environnements d'amont en aval de l'estuaire avec les crises climatiques globales de l'Holocène. Pour la période Subatlantique en particulier, depuis 2500 ans environ, cela signifie que le facteur principal qui contrôle les changements environnementaux est probablement d'origine anthropique comme l'ont noté Frouin et al. (2010) et Sechi et al. (2010). A l'embouchure, en domaine marin, où l'impact de deux crises sont identifiées pendant cette période, l'emprise anthropique, à l'échelle de temps de ces crises, semble avoir moins de poids au regard des agents hydrodynamiques naturels.

Malgré tout, la synthèse fait ressortir que des modifications sont enregistrées de façon synchrone d'amont en aval de l'estuaire à au moins deux moments :

- Le passage Subboréal / Subatlantique (3000-2500 BP) correspond à une crise climatique majeure (Cr2), reconnue pour ses impacts importants le long de la plupart des domaines côtiers du nord-ouest européen. Dans le cas de la Seine, les impacts sont identifiés à l'embouchure (dépôt de tempête). En amont, ce passage Subboréal / Subatlantique se traduit par une dernière influence estuarienne dans le lac

de la Mailleraye et par un niveau maximum des nappes phréatiques dans l'estuaire amont (Anneville). Curieusement aucun marqueur particulier ne permet d'identifier l'impact de ce changement climatique dans la zone des affluents, ni dans la zone de transition amont-aval (Marais Vernier, Heurteauville) ;

- La crise climatique centrée autour de 4250 ans BP (Cr1) semble également avoir eu un impact important sur le fonctionnement de l'estuaire puisque qu'on l'enregistre à la fois dans l'embouchure (dépôt de tempêtes) et en amont (niveau maximum des nappes phréatiques). La réactivation de chenaux de marée dans le Marais Vernier en est peut-être l'indicateur. Sebag (2002) note d'ailleurs qu'elle correspond aux dernières arrivées détritiques à cet endroit et à Heurteauville, avant l'installation définitive des tourbières. Au niveau des affluents, au moins une phase de détritisme important est répertoriée entre le Néolithique moyen II et l'âge du Bronze, la crise Cr1 intervenant au cours de ce dernier.

A noter en complément qu'une autre de ces crises globales holocènes de tempêtes accrues (HSP I in Sorrel et al., accepté, cf. Figure 5), se produisant autour de 5800 ans BP, correspond dans les enregistrements préservés dans l'estuaire amont à un niveau maximum des nappes phréatiques (Sebag, 2002). Nous n'avons pas trouvé le marqueur de cette crise à l'embouchure de la Seine parce que nous ne disposons pas de carottes suffisamment profondes. Par contre, l'impact de cette crise de tempêtes accrues est clairement identifié dans la Baie du Mont Saint Michel (Billeaud et al., 2009). Considérant qu'elle a eu forcément un impact à l'embouchure de la Seine également, son existence a été signalée sur la figure 10. Dans la zone des affluents cette crise s'inscrit dans la phase de détritisme important allant du Néolithique moyen II à l'âge du Bronze, citée dans le paragraphe précédent.

Enfin, il convient d'évoquer la crise climatique la plus récente, le Petit Age Glaciaire (PAG, XIV-XIX<sup>e</sup>). Son impact sur l'estuaire ne semble enregistré que dans l'embouchure (Sorrel et al., 2009), et une phase d'érosion contemporaine à postérieure à cette période est signalée dans les affluents (Sechi, 2012).

#### **- Impacts des changements climatiques sur le fonctionnement morphosédimentaire de l'estuaire**

Les travaux réalisés dans le cadre du projet ICES ne permettent pas de démontrer que tous les changements climatiques holocènes qui se sont succédés tous les 1500 ans depuis environ 6000 ans ont eu des impacts significatifs tout le long du profil amont - aval de l'estuaire de la Seine. Cependant 2 voire 3 crises climatiques semblent être associées à des changements environnements synchrones d'amont en aval. Rappelons que ces crises, globales au moins à l'échelle de l'Atlantique Nord, sont des périodes plus froides qui se caractérisent entre autres par une intensification des tempêtes.

L'impact de ces crises est clairement identifié sur le fonctionnement de la dynamique sédimentaire de l'embouchure qui est affectée par des apports massifs de sédiments grossiers et coquilliers liés à l'action de très fortes tempêtes répétées. Les données sismiques acquises à l'embouchure montrent par ailleurs que pendant la crise majeure Cr2 (autour de 3000 ans BP), un recul intense du trait de côte au sud de l'embouchure se produit marqué par la destruction d'une barrière littorale (Tessier et al., 2010). Les données de Huault (1989) sur des coupes situées au Havre montrent que des tourbières s'installent vers 4600 BP et 2300 BP (cf. figure 10, astérisques dans la colonne « embouchure »), donc logiquement hors périodes de crises climatiques, lorsque le paysage côtier peut se stabiliser. Dans l'estuaire amont, au même moment, le niveau des nappes phréatiques est maximum. Deux explications peuvent être avancées : 1) pendant les crises climatiques les précipitations seraient globalement plus fortes, provoquant une élévation du niveau générale des nappes ; 2) les surcotes marines répétées qui se produisent pendant les crises provoquent une remontée du niveau des nappes phréatiques en amont de l'estuaire en agissant directement sur l'estuaire souterrain (incursion plus en amont du biseau salé). En fait, l'effet combiné des deux phénomènes est probable. Dans la partie moyenne de l'estuaire, les données montrent que la dynamique tidale est logiquement réactivée pendant ces crises, plusieurs indices indiquant des apports de sédiments estuariens tidaux. Par contre, l'impact de ces crises climatiques sur le fonctionnement hydrosédimentaire des affluents n'est pas clairement établi. Il semble néanmoins que de forts apports détritiques soient associés à ces périodes, indiquant par conséquent une érosion exacerbée des bassins versants en liaison avec des précipitations plus intenses.

Un dernier point concerne l'intervalle de vase fluide datant du Moyen-Age (VIII-XIIIe, période appelée « Optimum Climatique Médiéval ») préservé dans le remplissage de l'embouchure (Sorrel et al., 2009 ; cf. Figure 10). Ce niveau épais de sédiment fin correspond à l'enregistrement une période d'envasement majeur de l'estuaire externe à cette époque. La préservation de cet épisode a été favorisée par la faible énergie des remaniements marins entre deux crises climatiques de tempêtes intenses. L'apport massif de sédiments fins à l'embouchure est vraisemblablement à rattacher à l'érosion accrue du bassin versant associée la déforestation intense de l'époque. Il s'inscrit donc dans la logique de la période subatlantique marquée par la très forte empreinte des activités d'origine anthropique sur la

sédimentation et la morphologie de l'estuaire. Il semble en tout cas corrélé en amont à un épisode de limon organique Sebag (2002). En revanche, il n'est pas marqué par une crise érosive particulière au niveau des affluents ce qui peut indiquer que les apports de sédiments fins à l'estuaire sont alors plutôt produits par infiltration.

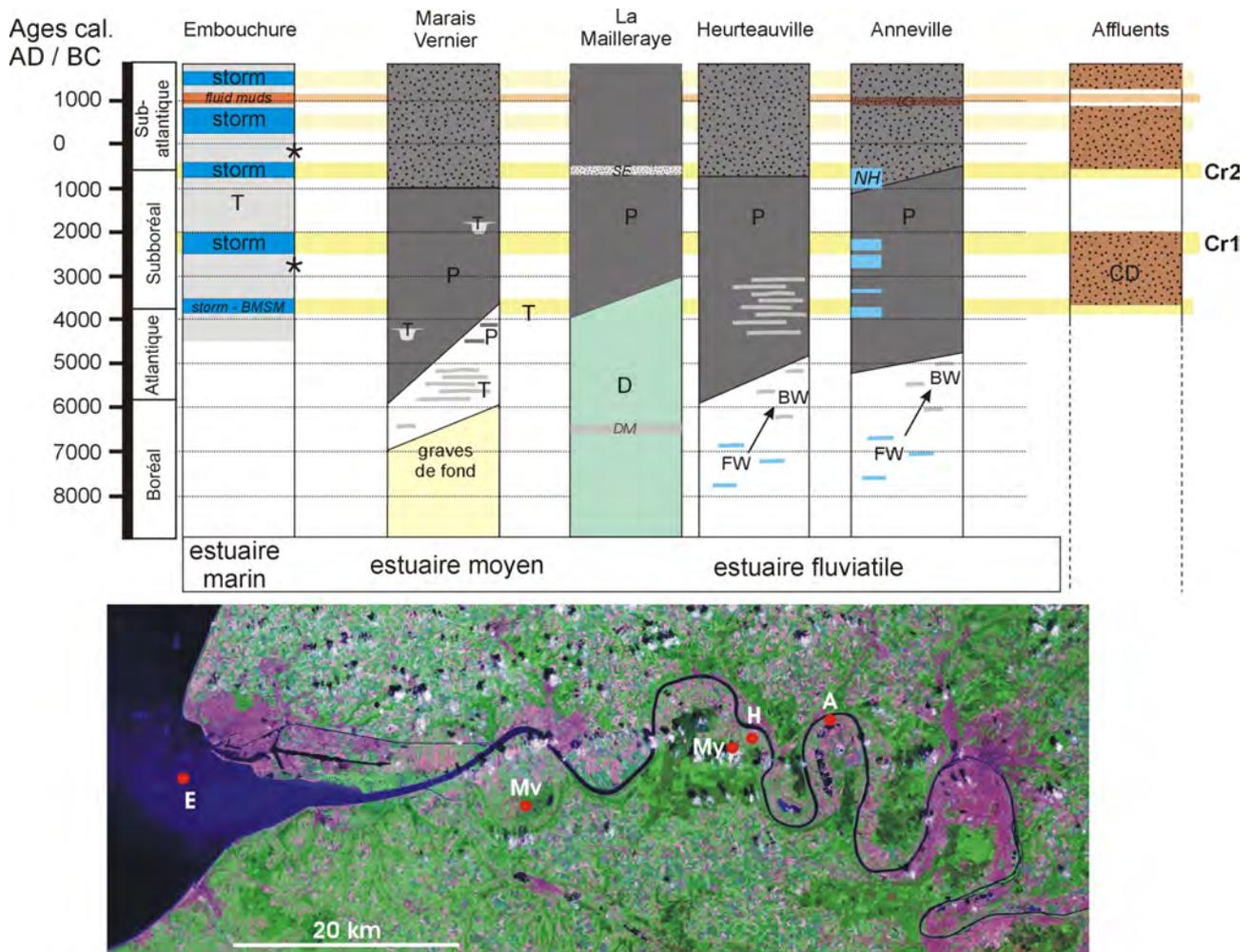


Figure 10. Synthèse des différents marqueurs de changements environnementaux que l'on peut associer le long du profil aval - amont de l'estuaire de la Seine aux crises climatiques majeures de l'Holocène (barres horizontales jaunes). Les crises Cr1 et Cr2 indiquent les deux crises climatiques évoquées par Sebag (2002), et dont l'impact est enregistré tout le long du profil, depuis des dépôts de tempête à l'embouchure (Storm) à des niveaux maximum des nappes phréatiques (NH) dans l'estuaire amont. Dans l'estuaire moyen, les marqueurs reflètent une réactivation de la dynamique tidale. A noter que l'impact de la crise la plus ancienne n'a pas été identifié dans l'embouchure de la Seine (pas de données disponibles) mais il est connu en baie du Mt St Michel (Storm - BMSM). L'impact de cette crise est reconnu en amont de l'embouchure. La barre horizontale orange indique la période appelée « Optimum Climatique Médiéval ». \* : niveaux de tourbes au Havre ; T (couleur gris clair) : faciès tidaux ou influences tidales ; P (couleur gris foncé) : tourbes ; D : diatomite ; DM : diatomées marines ; FW : eau douce ; BW : brackish water ; LO : limon organique ; SE : apports estuariens ; CD : crises détritiques enregistrées au niveau des affluents ; NH : niveau max nappes phréatiques. D'après les travaux de Sorrel et al., 2009 ; Sorrel et al., accepté ; Billeaud et al., 2009 ; Frouin et al., 2010, Sechi et al., 2010, Sechi (2012) ; Sebag, 2002 ; cette étude.

#### 4. Conclusion : résumé des principaux résultats

En l'état actuel des données disponibles et de quelques données nouvelles, la synthèse que nous avons pu réaliser dans le cadre du projet ICES révèle qu'il demeure assez difficile d'identifier les impacts des crises climatiques holocènes sur le fonctionnement de l'estuaire de la Seine depuis les zones amont fluviales aux zones aval marines.

Nous montrons cependant que trois crises climatiques globales holocènes ont induit des changements environnementaux d'amont en aval, autour de 800, 2250 et 3600 ans BC. Ces changements peuvent être résumés de la façon suivante :

- à l'embouchure, des sédiments d'origine marine (érosion des fonds de la baie de la Seine), grossiers et coquilliers, sont massivement apportés sous l'action de houles de tempêtes intenses et répétées. Cette dynamique marine de haute énergie induit une érosion des marges de l'embouchure ;
- plus en amont, dans l'estuaire moyen, la dynamique tidale est réactivée, provoquant des apports de sédiments marins sableux, pouvant déborder largement du chenal principal ;
- dans l'estuaire fluviale, dû à l'effet combiné de précipitations globalement plus importantes et de surcotes marines répétées et de fortes amplitudes, le niveau des nappes phréatiques est maximum, induisant probablement des inondations de grande ampleur ; les affluents sont probablement soumis à des érosions plus intenses.

Ce scénario de changements environnementaux survenant d'aval en amont de l'estuaire n'est applicable que dans le cas des crises climatiques globales de l'Holocène qui se sont produites avant 2500 ans BP. Les impacts des crises ultérieures connues, autour de 1500 ans BP et 400 ans BP (PAG) n'ont à priori pas été enregistrés le long de l'estuaire, exceptés dans l'embouchure et, peut-être, les affluents. Cela confirme que depuis les 2500 dernières années au moins, les facteurs qui contrôlent les changements environnementaux affectant l'estuaire de la Seine sont principalement d'origine anthropique.

#### 5. Perspectives

Le projet ICES a permis de mettre en évidence que des crises climatiques ont effectivement eu un impact généralisé sur le fonctionnement de l'estuaire de la Seine. Cela interdit cependant toutes perspectives concernant les impacts de changements climatiques à venir, les changements observés intervenant dans un contexte hors pression anthropique (anté-2500 ans). Pour aller plus loin dans une perspective de prédiction, il est nécessaire de mieux comprendre les processus d'érosion et de sédimentation qui agissent à une plus petite échelle de temps au cours d'une crise climatique, et pour cela il est nécessaire d'acquérir des nouvelles données, haute résolution :

- Des données de datation, focalisées sur une période de changement majeur (comme le PAG ?). Très peu de données chronologiques sont en fait disponibles sur les remplissages post 3000 ans alors que deux crises majeures se sont produites. Des datations  $^{14}\text{C}$  sont encore en cours (sans résultats pour le moment) mais vont plutôt permettre d'affiner ultérieurement les corrélations générales (et permettre de publier les résultats issus du projet ICES dans le courant de l'année 2013). A l'avenir, il faudrait donc plutôt concentrer les efforts de datation sur la partie supérieure des remplissages en amont de l'embouchure, couvrant la période Subatlantique.
- Toutes les archives étudiées jusqu'à présent n'ont pas été toutes examinées et analysées avec la même précision, et c'est sans doute un des biais de cette synthèse. Les archives analysées par Sebag (2002) permettent des corrélations avec l'embouchure parce qu'entre autres la résolution temporelle des informations, notamment celles concernant les changements de faciès, est comparable.
- La période subatlantique souffre également d'un manque d'archives adéquates. L'essentiel des enregistrements étudiés, hormis dans l'embouchure, sont des successions de tourbe. Sans doute faudrait-il examiner beaucoup plus précisément les successions de plaine d'inondation pour avoir un accès direct au fonctionnement du fleuve et ses relations avec la variabilité du climat. C'est sans doute la perspective la plus simple et immédiate que l'on peut envisager dans la continuité du projet ICES.

## Références

DEBRET M., TESSIER B., FROUIN M., SECHI S., D. SEBAG D., LAIGNEL B., A. DURAND A., SORREL P., LESUEUR P., 2011, Seine Estuary (France) in global climatic change context: Lesson of the past and forecast. *INQUA 2011, july, Bern, Switzerland*.

FROUIN M. (2007). Enregistrement sédimentaire des facteurs de contrôle (locaux, régionaux et globaux) sur l'évolution holocène des géosystèmes du Marais Vernier et de la Basse Vallée de Seine dans le cadre de l'Europe du NW. Thèse de doctorat, Université de Rouen.

FROUIN M., SEBAG D., DURAND A., LAIGNEL B., 2010, Palaeoenvironmental evolution of the Seine river estuary during the Holocene, *Quaternaire*, 21, 2010, P. 71-83

HUAULT M.-F., LEFEBVRE D., 1983, Un dépôt holocène exceptionnel dans la basse vallée de la Seine: La diatomite calcifiée de la Mailleraye-sur-Seine. Bulletin de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire, 4, 171-181.

SEBAG D. (2002). Apports de la MO pour la reconstitution des paléoenvironnements holocènes de la basse vallée de la Seine. Fluctuations des conditions hydrologiques locales et paléoenvironnements. Thèse de Doctorat, Université de Rouen

SECHI S., SEBAG D., LAIGNEL B., LEPERT T., FROUIN M., A. DURAND A., 2010, The last millennia history of detrital sedimentation in the Lower Seine Valley (Normandy, NW France): review, *Terra Nova*, doi: 10.1111/j.1365-3121.2010.00972.

SECHI S. (2012) Evolution des relations Climat/Environnement/Sociétés depuis 10.000 ans : érosion des sols et flux sédimentaires associés. Etude de cas en Normandie et en Sardaigne. Thèse d'Université, Univ. Rouen (soutenance en octobre 2012).

SORREL P., TESSIER B., DEMORY F., DELSINNE N., MOUAZÉ D. (2009). Evidence for millennial-scale climatic events in the sedimentary infilling of a macrotidal estuarine system, the Seine estuary (NW France). *Quaternary Science Reviews* 28, 499-516.

SORREL P., DEBRET M., BILLEAUD I., JACCARD S.L., MCMANUS J.F., TESSIER B., accepté, Persistent non-solar forcing of Holocene storm dynamics in coastal sedimentary archives. *Nature Geoscience*.

TESSIER B., DELSINNE N. & SORREL P. (2010). - Holocene sedimentary infilling of a tide-dominated estuarine mouth. The example of the macrotidal Seine estuary (NW France). *Bull. Soc. géol. France*, 181, 2, 87-98.

## Mémoires

ATTIBA C. & AYANG NZAME AYANG L., 2011, Analyse géophysique de la géométrie des dépôts holocènes d'une vallée fossile de haute Normandie (La Mailleraye), Mémoire de M1, juin 2011, Univ. Rouen, 50 p.

CARTIER R., 2011, étude de la flore de diatomées dans le remplissage holocène du lac de la Mailleraye, Vallée de la Seine, Haute Normandie. Mémoire de M1, juin 2011, Univ. Clermont-Ferrand, 20 p.

## Données brutes fournies

- données 14C (sondages et carotte de la Mailleraye)
- données de spectrorimétrie (carotte de la Mailleraye)
- données d'analyses Rock Eval (carotte de la Mailleraye)

## Annexes

### Annexe 1

Article Sorrel et al., accepté, Nature Geoscience

### Annexe 2

Abstract Debret et al. (2011) présenté au congrès de l'INQUA (July 2011, Bern, Switzerland)

### Annexe 3

Mémoire M1 C. Attiba & L. Ayang Nzame Ayang,  
encadrement A. Durand, A. Jardani (M2C Univ. Rouen)

### Annexe 4

Mémoire M1 R. Cartier (Univ. Clermont-Ferrand),  
encadrement G. Hermier (M2C, Univ. Rouen)

## Annexe 1

### Article Sorrel et al., accepté, Nature Geoscience

Dear Dr SORREL

We are pleased to inform you that your manuscript, "Persistent non-solar forcing of Holocene storm dynamics in coastal sedimentary archives", has now been accepted for publication in Nature Geoscience, pending suitability of the figure formats.

We will need you to check the proofs in about two weeks' time. Could you please let us know if you are going to be out of the office in the near future, and if so, provide an alternative contact if possible?

Your manuscript will then be published approximately two to three weeks after you have returned the proofs to our typesetters.

Before your manuscript is typeset, we will edit the text to ensure it is intelligible to our wide readership and to conform with house style. We look particularly carefully at the titles of all papers to ensure that they are relatively brief and understandable.

The subeditor may send you the edited text for your approval. Once the edited text is typeset you will receive a PDF by email with a request to return a corrected version within 48 hr. If, when you receive your proof, you cannot meet this deadline, please inform us at [geoscience@nature.com](mailto:geoscience@nature.com) immediately.

Acceptance of your manuscript is conditional on all authors' agreement with our publication policies (see <http://www.nature.com/ngeo/authors/index.html>). In particular your manuscript must not be published elsewhere and there must be no announcement of the work to any media outlet until the publication date (the day on which it is uploaded onto our web site).

An order form for reprints will be sent with the proofs. If you would like further information about this service please visit the Nature Reprints site at <http://www.nature.com/reprints/index.html>

We welcome the submission of potential cover material (including a short caption of around 40 words) related to your manuscript; suggestions should be sent to Nature Geoscience in London, either as hard copies or as electronic files (the image should be 300 dpi at 210 x 297 mm in either TIFF or JPEG format).

I look forward to seeing your paper in published form.

With kind regards  
Heike Langenberg

\*\*\*\*\*

Dr Heike Langenberg  
Chief Editor

Nature Geoscience  
<http://www.nature.com/ngeo/index.html>

P.S. Click on the following link if you would like to recommend Nature Geoscience to your librarian  
<http://www.nature.com/subscriptions/recommend.html#forms>

This email has been sent through the NPG Manuscript Tracking System NY-610A-NPG&MTS

## Persistent non-solar forcing of Holocene storm dynamics in coastal sedimentary archives

Philippe Sorrel<sup>1,2\*</sup>, Maxime Debret<sup>2</sup>, Isabelle Billeaud<sup>3,2</sup>, Samuel L. Jaccard<sup>4</sup>, Jerry F. McManus<sup>5</sup>, Bernadette Tessier<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Laboratoire de Géologie de Lyon (LGL-TPE) : Terre, Planètes, Environnements (UMR CNRS 5276), Université Claude Bernard-Lyon1, F-69622 Villeurbanne, France.

<sup>2</sup> Laboratoire Morphodynamique Continentale et Côtière (M2C) (UMR CNRS 6143), Université de Caen Basse-Normandie et Université de Rouen, F-14000 Caen, France.

<sup>3</sup> Total Exploration & Production, CSTJF, F-64018 Pau, France.

<sup>4</sup> Geological Institute, ETHZ, Zürich CH-8092, Switzerland.

<sup>5</sup> Lamont-Doherty Earth Observatory, Department of Earth and Environmental Science, Columbia University, Palisades, NY 10964-8000, USA.

\*To whom correspondence should be addressed. E-mail: [philippe.sorrel@univ-lyon1.fr](mailto:philippe.sorrel@univ-lyon1.fr)

**Extreme sea-level rise events, arising from climate-related changes in storm dynamics, are of widespread concern since sandy shorelines are highly vulnerable to storm surges. The lack of long-term instrumental and proxy data, however, hampers a thorough exploration of the mechanisms linking past storminess maxima and ocean-atmosphere dynamics. Disentangling the role of the ocean and solar activity in triggering climate signals is therefore crucial to understand forcing mechanisms on long timescales including how such forcings are translated into regional climate variability. Here we present a reappraisal of high-energy estuarine and coastal sedimentary records from Northern Europe, and report evidence for five distinct Holocene Storm Periods (HSP) of enhanced storminess during the last 6,500 years. The HSP occur periodically with a ~1,500-year frequency, and closely fit cold and windy periods during the last 6,500 years<sup>1-3</sup>. For Northern Europe, we show that millennial-scale storm extremes are phase-locked with the internal oceanic period of the North Atlantic (~1,500 years<sup>4</sup>), whilst no consistent correlation emerges from solar power spectrum maxima thereby discrediting solar activity changes as a primary forcing mechanism of millennial-scale variability in storminess. The data also demonstrate that the recent increases in storm activity<sup>5</sup> are not in-phase with coupled ocean-atmosphere forcings.**

The Holocene (the last 11,500 years) has experienced considerable climatic variability on decadal to millennial timescales<sup>1-3</sup>. Although this climatic variability has long been reported to have a substantial ~1,500 year period containing repeated cold intervals in the North Atlantic (NA)<sup>1,3</sup>, there is growing evidence that these oscillations originate from a cluster of different spectral signatures. Recent studies<sup>4</sup> demonstrate that several Holocene palaeoclimatic records include a continuous 2,500-year cycle over the Holocene and a 1,000-year cycle during the early Holocene, whereas the mid-to late Holocene is marked by the gradual appearance of a cyclic period of 1,500 years not present in solar proxies. This period has been attributed to “ocean” dynamics associated with a stabilisation of the signal after 6,000 BP as sea-level rise slowed and meltwater fluxes ceased<sup>4</sup>. Internal oceanic forcing is responsible for the dynamic behaviour of the NA in the transfer, amplification and/or

modulation of climatic variations in the global thermohaline and atmospheric circulation mode. These climatic fluctuations are linked with important cultural and socio-economic reorganizations in Europe and, through teleconnections, globally. Instrumental, historical and proxy data have documented rapid and large-scale changes on the physiography of coastal areas in northern coastal Europe at decadal timescales<sup>6</sup>. A comprehensive understanding of millennial scale NE Atlantic climate modulation and its spectral signature on storm dynamics is, however, less obvious in part owing to the lack of high-resolution coastal archives. Here, we investigate NA ocean-atmosphere interactions during periods of increased storminess throughout the mid- to late Holocene, as recorded in high-energy estuarine and other coastal sedimentary archives. As yet, coastal sedimentary deposits have been primarily screened to decipher the impact of climatic changes on coastal evolution and dynamics<sup>7-13</sup>.

The macrotidal Seine Estuary (SE) and Mont-Saint-Michel Bay (MSMB) are two coastal sedimentary systems both located along the southern coast of the English Channel in northwestern France (Fig. 1). This area is well-suited to investigate long-term storminess variability because it is exposed to the rapidly changing NA climate system, which has a substantial influence on the Northern Hemisphere in general. The MSMB and SE have two of the thickest Holocene coastal sedimentary wedges in northwestern Europe, allowing for highly temporally resolved environmental reconstructions<sup>14,15</sup> (Fig. 2; Supplementary Table S1). At both sites, the main architectural change in the sedimentary infills occurred at ca. 6,500 cal. BP when the sea-level rise significantly decelerated concomitant with the disappearance of North American ice-sheets.

In the SE<sup>14</sup>, the late Holocene record of the outer estuary documents the occurrence of storm deposits disrupting the background sedimentary infill with an apparent periodicity of ~1,500 years (i.e. at ca. 4,400–3,950, 3,300–2,700, 1,600–1,250 and 600–300 cal. BP). A similar pattern of increased storminess was indicated in the infill of the MSMB in open tidal flat and back-barrier successions<sup>15</sup> at ca. 5,800–5,500, 4,500–4,000, 3,300–2,700, 1,200–1,000 cal. BP. At both sites, intervals of increased storminess are coeval to the late Holocene NA drift-ice discharge events<sup>14,15</sup>.

These data, collected from high-energy estuaries, complement other independent records of storminess and flooding from northern European sheltered coastal environments between southeast England and Sweden (Fig. 1). The timing of storminess maxima in northwestern France closely matches that from coastal environments from England<sup>7,8</sup>, Scotland<sup>9</sup>, Ireland<sup>10</sup>, the Netherlands<sup>11</sup>, Denmark<sup>12</sup> and Sweden<sup>13</sup> at ca. 4,300, 2,800, 1,400 and 400 cal. BP, which have been interpreted as reinforced wind activity associated with a more frequent passage of cyclones. Based on 9 independently dated records, we propose here a stacked chronology of palaeostorm activity in northern coastal Europe, and consequently define five Holocene Storm Periods (HSP) consisting of the most widespread stormy intervals during the mid- to late Holocene (Fig. 1): HSP I (5,800–5,500 cal. BP), HSP II (4,500–3,950 cal. BP), HSP III (3,200–2,400 cal. BP), HSP IV (1,900–1,050 cal. BP) and HSP V (500–300 cal. BP), the last one coinciding with the early- to mid- Little Ice Age (LIA). Composite evidence gathered from multiple geomorphologic environments reduces the potential influence of local environmental variability on the shared signal, and thereby reveals a more robust record of regional coastal responses to large-scale climate variability on millennial timescales. In this regard, our HSP record from northern coastal Europe illustrates storminess maxima that are strikingly similar to those reported in a terrestrial palaeoclimate record south of Iceland<sup>16</sup> (Fig. 3B) and in sea-salt Na proxies from Greenland ice-cores<sup>17</sup>. This suggests that the concurrent long-term climate deteriorations in northern coastal Europe and over the NA respond coevally to a common mechanism. Shifts in atmospheric circulation in the NA region are closely linked to the surface hydrography of the ocean. In particular, the time series of the Icelandic storminess record exhibits peaks corresponding to the ice-rafted debris (IRD)

maxima<sup>1</sup>, that have also been tied to cooling events in the NA<sup>3,18</sup> and glacial advances in Scandinavia<sup>2</sup>. Additionally, several of these late Holocene cooling events coincided with times of reduction in the Atlantic meridional overturning circulation<sup>18</sup>.

The close correspondence among the HSP, Icelandic dust records, and the IRD data<sup>1</sup> requires further consideration (Fig. 3). A reappraisal of the widespread 1500-year variability of Holocene climate by using wavelet transform analyzes suggested that Bond's IRD time series<sup>1</sup> is composed of two robust wave-lengths forced by solar activity (1,000- and 2,500 year cycles) together with a 1,500-year cycle<sup>4</sup>. The latter is assigned to an internal oceanic forcing which has become dominant in the last 5,000 years. Indeed, the mid-Holocene period was characterized by a substantial reorganization of the NA circulation pattern, in which the solar imprint in palaeoclimate records gradually became less apparent as the Atlantic overturning circulation became robustly established. Hence, atmospheric circulation changes appear to coincide with oceanic variability during the late Holocene. In order to unravel the relative importance of solar activity and internal oceanic forcing on the 1,500-year storminess maxima, we re-processed Bond's IRD time series to extract the internal oceanic 1,500-year period, and compared our HSP record with the Bond's IRD 1,500-year period time series and the Total Solar Irradiance (TSI) curve<sup>19</sup> (Fig. 3). One of the main results is a lack of correlation between the HSP and the filtered TSI curve, as HSP alternatively matches with low TSI (HSP II and III), transitions between low and high TSI (HSP I and V) or even to an ambiguous signal (HSP IV). We can thus rule out solar forcing as the primary trigger of millennial-scale storminess maxima and associated climate deteriorations in the NA. Nevertheless, we cannot exclude its possible influence as a weak external driver on coupled ocean-atmosphere dynamics<sup>20</sup>, in particular at shorter (decadal/centennial) timescales<sup>21</sup>. In contrast, the pacing of HSP with the power spectrum maxima of the 1,500-year internal oceanic cycle is remarkably strong since all HSP are well-correlated with the high phase of the NA oceanic period.

Recent studies reveal that the dynamics of the subpolar gyre (SPG) circulation is a primary mechanism controlling rapid climatic change in the NA<sup>22</sup>. Drift ice input and surface oceanic circulation oscillated between two modes during the late Holocene, with a periodicity of 1,500 years, implying either a strong or a weak SPG<sup>22</sup>. Consistent with the SPG strength mechanism, most of the HSP appear to coincide with abrupt rises in upper-water-column stratification south of Iceland (Fig. 3E) associated with increases in temperature and salinity (Supplementary Fig. S1). This suggests a westward, reduced extension of the SPG accompanied by a reinforced penetration of warm and saline waters as the subtropical gyre (STG) shifts northwards<sup>23</sup>. The good correspondence between HSP and temperature increases in the Eastern subtropical Atlantic<sup>24</sup> further supports this hypothesis (Figs. 3F, S1). Hence, all HSP occur during recognized late Holocene periods of global rapid climate change involving ocean and atmospheric reorganizations<sup>2,3</sup>. In line with contemporary coupled atmospheric–oceanographic observations<sup>25</sup>, we propose that variations in the SPG and STG are linked to the strength and location of westerly winds and thus of the storm tracks in the NA sector. This is also consistent with the mechanisms invoked for the past millennium, as for instance during the cold LIA when weaker and southward-shifted Westerlies led to the westward contraction of the SPG<sup>23</sup>. Further corroborating this concept is the good match between HSP in northern coastal Europe and periods of increased storminess recorded in a lagoonal coastal system from the northwestern Mediterranean Sea, where these periods of elevated storm activity were associated with a southwards displacement of the storm tracks during the cold periods of the Holocene<sup>26</sup>.

Recent studies support our interpretation of a pervasive link between the SPG dynamics and the strength of the westerlies for the last 9,000 years<sup>27</sup>, whilst climate simulations validate this pattern<sup>28</sup>. The formation of dunefields along northern coastal Europe

attributed to enhanced aeolian activity during cool events and the LIA have been further ascribed to large-scale NA atmospheric changes associated with strong winds that occurred coeval to a southward extension of the Polar Front<sup>12</sup>. In contrast, the warm Medieval Climate Optimum was characterised by low storm activity<sup>14,26</sup>, with proxy-based and model reconstructions both implying an eastward extension of the SPG and persistent positive North Atlantic Oscillation (NAO) conditions<sup>23</sup>. However, the reconciliation of Holocene climate-anomaly patterns at millennial scales in the NA region with the dynamics underlying the NAO at the annual-to-decadal timescales remains speculative<sup>20</sup>. Rather, atmosphere-ocean general circulation model simulations, comparing LIA and modern conditions identify reinforced cyclonic activity and an increased north-south thermal gradient south of 50°N during the LIA when ice extended southwards in the NA basin<sup>29</sup>. Hence, consistent with modern mechanisms, a southward displacement of the Westerlies, and associated storm tracks to northern Europe, is implied during late Holocene cool events when the SPG contracted westwards. This would have triggered a rapid reorganization of NA ocean-atmosphere dynamics, presumably resembling negative NAO conditions<sup>23</sup>, as in 1960 when a southward advance of the Polar Front triggered the export of sea ice southwards from the Nordic seas during NAO minimum conditions<sup>30</sup>. In light of concerns about the impact of anthropogenic greenhouse gases on extreme storm events in the coming years/decades, our results also indicate that modern coupled ocean-atmosphere dynamics at NA mid-latitudes should trend towards the low phase of the 1500-year internal oceanic cycle, in contrast to LIA climate conditions. This observation is highly relevant; as it highlights that the recent increased occurrences of extreme climatic events<sup>5</sup> diverges from its natural background variability, and primarily stems from anthropogenically induced warming. This study thus illustrates how coastal sedimentary systems, being directly subjected to changes in storminess, can be used to reconstruct millennial scale climate variability and climatic forcing factors due to their high sensitivity to rapid climatic changes. In this sense, they complement marine and terrestrial archives and offer valuable new insights to reconstruct and understand climate change.

## **METHODS SUMMARY**

In both the SE and MSMB, seismic reflection surveys were performed using a boomer IKB-Seistec (frequency band of 1–10 kHz, shooting rate: 2 Hz, power supply energy: 200 J). Data were recorded using the Elics-Delph-Seismic system. Seismic Unix software was used for processing. Vibrocore data were used primarily for sedimentological description and interpretation of sedimentary successions<sup>14,15</sup>. Samples were collected along selected cores for radiocarbon dating (Supplementary Table S1). Absolute dating was corrected by applying a reservoir correction (R) of 400 years with an applied regional deviation ( $\Delta R$ ) for the English Channel of 56 years. Absolute dating was further calibrated using the calibration programme CALIB 5.0.2. (<http://calib.qub.ac.uk/calib/>). Calibrated ages indicate values with 2 standard deviations ( $2\sigma$ ; 95 % of confidence). For the last 2,000 years paleomagnetic data were used to provide a complementary chronological framework on cores collected in the SE<sup>14</sup>. The average sedimentation rate calculated on SE core Vk31 is ca. 0.2 cm.yr<sup>-1</sup>, which is consistent with the mean rate of sea-level rise since 6,500 cal. BP<sup>14</sup>.

Wavelet transform is a band-pass filter, which consists of convoluting the signal with scaled and translated forms of a highly time-localized wave function (the filter), the so-called “mother wavelet”. In this regard, we have used wavelet analyzes with a Gaussian filter to reconstruct the millennial-scale component contained in the Bond’s IRD<sup>1</sup>, Thornalley<sup>22</sup> and de Menocal<sup>24</sup> timeseries, by extracting the internal oceanic period of the North Atlantic (ca. 1,500 years<sup>5</sup>).

## References and notes

1. Bond, G. *et al.* Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science* **294**, 2130–2136 (2001).
2. Wanner, H. *et al.* Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quat. Sci. Rev.* **27**, 19–20 (2008).
3. Wanner, H. *et al.* Structure and origin of Holocene cold events. *Quat. Sci. Rev.* **30** (21–22), 3109–3123 (2011).
4. Debret, M. *et al.* Evidence from wavelet analysis for a mid-Holocene transition in global climate forcing. *Quat. Sci. Rev.* **28**, 2675–2688 (2009).
5. Meehl, G.A. *et al.* In *Global climate projections. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, ch. 10, 747-846.
6. Lamb, H.H. Climatic variations and changes in the wind and ocean circulation. *Quat. Res.* **11**, 1–20 (1979).
7. Spencer, C.D., Plater, A.J. & Long, A.J. Rapid coastal change during the mid- to late Holocene: the record of barrier estuary sedimentation in the Romney March region, southeast England. *The Holoc.* **8**, 143–163 (1998).
8. Pye, K., & Neal, A. Late Holocene dune formation on the Sefton coast, northwest England. In: *The dynamics and environmental context of Aeolian sedimentary systems*, vol. 72. Geol. Soc. Sp. Publ., London, pp. 201–217 (1993).
9. Gilbertson, D.D., Schwenninger, J.-L., Kemp, R.A., Rhodes, E.J., 1999. Sand drift and soil formation along an exposed North Atlantic coastline: 14,000 years of diverse geomorphological, climatic and human impacts. *J. Arch. Sci.* **26**, 439–469 (1999).
10. Wilson, P., McGourty, J.M., Bateman, M.D. Mid- to late-Holocene coastal dune event stratigraphy for the north coast of Northern Ireland. *The Holoc.* **14**, 406–416 (2004).
11. Jelgersma, S., Stive, M.J.F. & van der Valk, L. Holocene storm surge signatures in the coastal dunes of the western Netherlands. *Mar. Geol.* **125**, 95–110 (1995).
12. Clemmensen, L.B., Murray, A., Heinemeier, J. & de Jong, R. The evolution of Holocene coastal dune fields, Jutland, Denmark: a record of climate change over the past 5000 years. *Geomorphology* **105**, 303–313 (2009).
13. De Jong, R., Björck, S., Björkman, L. & Clemmensen, L.B. Storminess variation during the last 6500 years reconstructed from an ombrotrophic peat bog in Halland, southwest Sweden. *J. Quat. Sci.* **21** (8), 905–919 (2006).

14. Sorrel, P., Tessier, B., Demory, F., Delsinne, N. & Mouazé, D. Evidence for millennial-scale climatic events in the sedimentary infilling of a macrotidal estuarine system, the Seine estuary (NW France). *Quat. Sci. Rev.* **28**, 499–516 (2009).
15. Billeaud, I., Tessier, B. & Lesueur, P. Impacts of Late Holocene rapid climate changes as recorded in a macrotidal coastal setting (Mont-Saint-Michel Bay, France). *Geology* **37**, 1031–1034 (2009).
16. Jackson, M.G. *et al.* Holocene loess deposition in Iceland : evidence for millennial-scale atmosphere-ocean coupling in the North Atlantic. *Geology* **33**, 509–512 (2005).
17. O’Brien, S.R., Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Meese, D.A., Twickler, M.S., Whitlow, S.I. Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. *Science* **270**, 1962–1964 (1995).
18. Oppo, D.W., McManus, J.F. & Cullen, J.L.. Deepwater variability in the Holocene epoch. *Nature* **422**, 277–278 (2003).
19. Steinhilber, F., Beer, J. & Fröhlich, C. Total solar irradiance during the Holocene. *Geo. Res. Lett.* **36**, L19704 (2009).
20. Schulz, M., Prange, M. & Klocker, A. Low-frequency oscillations of the Atlantic Ocean meridional overturning circulation in a coupled climate model. *Clim. Past* **3**, 97–107 (2007).
21. Ineson, S. *et al.* Solar forcing of winter climate variability in the Northern Hemisphere. *Nat. Geos.* **4**, 753–757 (2011).
22. Thornalley, D.J., Elderfield, H. & McCave, N. Holocene oscillations in temperature and salinity of the surface subpolar North Atlantic. *Nature* **457**, 711–714 (2009).
23. Copard, K. *et al.* Late Holocene intermediate water variability in the northeastern Atlantic as recorded by deep-sea corals. *Eart. Plan. Sci. Lett.* **313–314**, 34–44 (2012).
24. de Menocal, P.B., Ortiz, J., Guilderson, T. & Sarnthein, M. Coherent high- and low-latitude climate variability during the Holocene Warm Period. *Science* **288**, 2198–2202 (2000).
25. Curry, R.G. & McCartney, M.S. Ocean gyre circulation associated with the North Atlantic Oscillation. *J. Phys. Oceanogr.* **31**, 3374–3400 (2001).
26. Sabatier, P. *et al.* 7000 years of paleostorm activity in the NW Mediterranean Sea in response to Holocene climate events. *Quat. Res.* **77**, 1–11 (2012).
27. Colin, C., Frank, N., Copard, K. & Douville, E. Neodymium isotopic composition of deep-sea corals from the NE Atlantic: implications for past hydrological changes during the Holocene. *Quat. Sci. Rev.* **29**, 2509–2517 (2010).
28. Renssen, H. *et al.* The spatial and temporal complexity of the Holocene thermal maximum. *Nat. Geos.* **2**, 411–414 (2009).

29. Raible, C.C., Yoshimori, M., Stocker, T.F. & Casty, C. Extreme mid-latitude cyclones and their implications to precipitation and wind speed extremes in simulations of the Maunder Minimum versus present day conditions. *Clim. Dyn.* **28**, 409–423 (2007).

30. Blindheim, J. & Østerhus, S. The Nordic Seas, main oceanographic features. *Geophys. Monogr.* **158**, 11–37 (2005).

**Supplementary Information** is linked to the online version of the paper at [www.nature.com/naturegeoscience](http://www.nature.com/naturegeoscience).

**Acknowledgments** This work received funding from the French Seine-Aval 4 program. P.S. were supported by the CNRS and M.D. by the Seine-Aval 4 program. I.B.'s PhD thesis was funded by the French Ministry of Research. The contribution of J.F.M. was supported in part by the US-NSF. Fieldwork in the MSMB and SE were conducted with the R/V Côte d'Aquitaine (CNRS/INSU) and the R/V Thalia (Ifremer/Genavir), respectively. We are very grateful to P. Gibbard and N. Marriner for constructive comments and cross-reading of the text.

**Author Contributions** P.S., M.D. and B.T. designed the study and compiled available data from the literature. P.S. wrote the manuscript. M.D. performed the wavelet analysis. P.S. and M.D. created Figures 1 and 3. I.B. provided all the data dealing with the MSMB. S.L.J. and J.F.M. contributed to the interpretation of the results. B.T. initiated and guided the project, and provided Figure 2. All the authors discussed the data and provided significant input to the final manuscript.

**Author Information** The authors declare no competing financial interests. Reprints and permissions information is available at [www.nature.com/reprints](http://www.nature.com/reprints). Supplementary Information accompanies this paper on [www.nature.com/naturegeoscience](http://www.nature.com/naturegeoscience). Correspondence and requests for materials should be addressed to P.S. and M.D.

## Figure captions :

Fig. 1: **Upper panel** - Map of the NA region showing the coastal locations (red points) of (a–b) SE and MSMB cores in northwestern France; (c–i) coastal records from northern coastal Europe: (c, d) England<sup>7,8</sup>; (e) Scotland<sup>9</sup>; (f) Ireland<sup>10</sup>; (g) the Netherlands<sup>11</sup>; (h) Denmark<sup>12</sup>; (i) Sweden<sup>13</sup>. Light pink dots refer to core sites from the NA (G<sup>16</sup>, H<sup>22</sup>, I<sup>1</sup>), the Mediterranean Sea (J<sup>26</sup>) and the eastern subtropical Atlantic (K<sup>24</sup>). Water masses are North Atlantic Current (NAC), Iceland Scotland Overflow Water (ISOW) and Denmark Strait Overflow Water (DSOW). **Lower panel** - Storminess maxima recorded in coastal archives from locations a–i. The grey shadings define the five HSP identified during the late Holocene.

Fig. 2: Schematic cross-section of a sedimentary coastal wedge as preserved in the MSMB and SE environments. Sedimentary coastal archives of Holocene climate changes were usually retrieved from backshore environments, such as aeolian dune fields, back-barrier lagoons or peat bogs<sup>(7–13)</sup>. In this study we present new sedimentary archives collected from open-marine settings in the macrotidal MSMB and SE estuaries (red points a, b in Fig. 1). We use an exceptionally large dataset consisting of very high-resolution seismic data (130 km and 600 km of seismic profiles acquired from the SE and MSMB, respectively) complemented by well-dated storm deposits (thick, coarse sandy shell intervals) in 43 (SE) and 50 (MSMB) vibrocores<sup>14,15</sup>.

Fig. 3: NA climate records, the solar forcing and the HSP during the late Holocene. (A) HSP (this study); (B) Iceland storm events<sup>16</sup>; (C) Total Solar Irradiance (TSI)<sup>19</sup> (red curve; wavelet reconstruction for the wavelengths between 950 and 2800 years); (D) Bond's IRD stack series of four drillings (MC52-MD29191 + MC21-GGC22)<sup>1</sup> (grey) and the 1,500-year period (red); (E) water density difference (stratification increases upwards) between *Globorotalia bulloides* and *G. inflata* (grey) with three-point running means (bold) and the 1,500-year period (red)<sup>22</sup>; (F) linear detrended temperature anomalies from core ODP 658C (grey) and the 1,500-year period (red)<sup>24</sup>; (G) smectite/(illite+chlorite) ratio in the NW Mediterranean Sea<sup>26</sup>. Grey shading areas highlight the match between HSP and NA climate and TSI records across the key intervals.

Figure 1  
(Sorrel et al.)

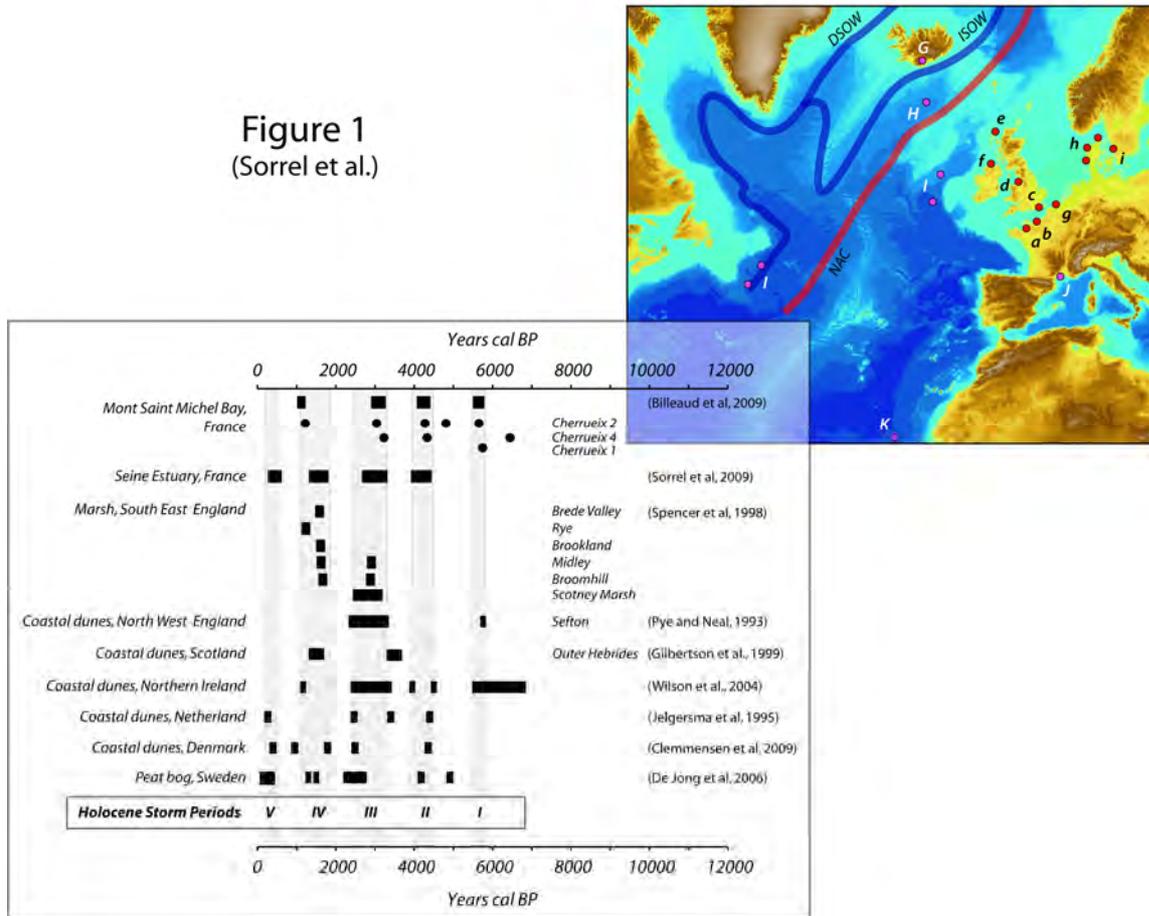


Figure 2  
(Sorrel et al.)

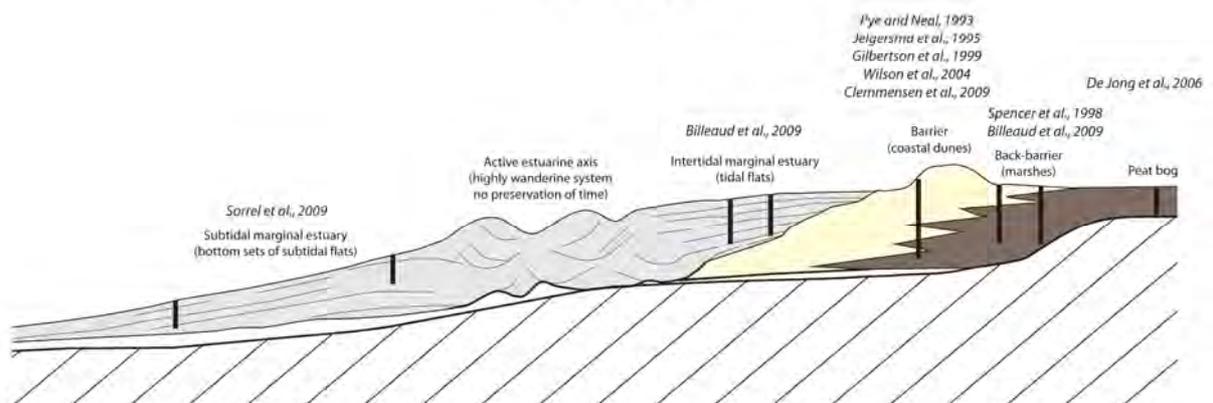
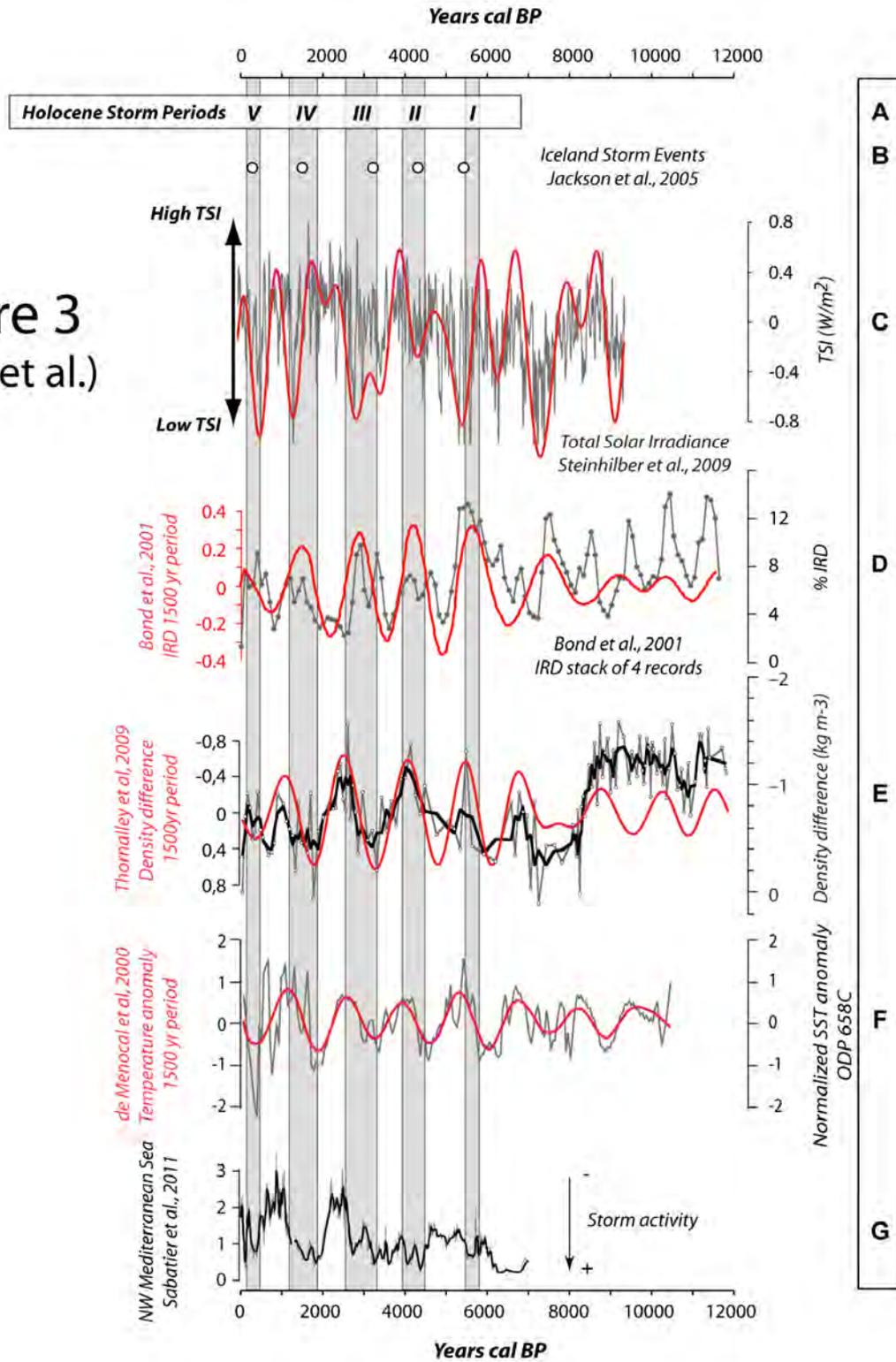


Figure 3  
(Sorrel et al.)



## **Annexe 2**

## **Seine Estuary (France) in global climatic change context: Lesson of the past and forecast.**

M. Debret<sup>1</sup>, B. Tessier<sup>1</sup>, M. Frouin<sup>2</sup>, S. Secchi<sup>3</sup>, D. Sebag<sup>3</sup>, B. Laignel<sup>3</sup>  
A. Durand<sup>3</sup>, P. Sorrel<sup>4</sup>, P. Lesueur<sup>1</sup>

1 - Laboratoire de Morphodynamique Continentale et Côtière (M2C) UMR 6143 CNRS-Université de Caen,, 2-4, Rue des tilleuls, 14000 Caen cedex, France

2 – Institut Nationale de Recherche Archéologique Préventive, 38 rue des Dats. ZI 51520 Saint-Martin-sur-le-Pré.

3 - Laboratoire de Morphodynamique Continentale et Côtière (M2C) UMR 6143 CNRS-Université de Rouen, 76 821 Mont Saint Aignan cedex, FRANCE

4 - Laboratoire PaléoEnvironnements & PaléobioSphère □ UMR 5125 CNRS-Université Claude Bernard Lyon 1 □ Campus de la Doua □ Bâtiment "GEODE", □ 2 rue Raphaël Dubois □ F-69622 Villeurbanne, France.

Estuarine systems, such as the Seine one, are particularly sensitive to climate change and related sea level variations. In the current global warming context, the scientific community highlights the acceleration of sea level rise and an increase of frequency and amplitude of climatic events such as storms and floods. Seine estuary, like most other estuaries in the world, is more and more under growing anthropogenic pressure superimposed on natural forcing. The main

This work, funded by ICES – Seine Aval project, shows that past climate had a moderate influence on Seine valley's environments during the Holocene. But they were much more sensitive to sea level and fluvial dynamics changes. The marine estuary was inexorably influenced by the sea level rise during the Early Holocene but various studies imply a millennial scale forcing on the storms pacing recorded in the sediments of the Late Holocene. In a context of sea level rise induced by climatic warming, we can expect to severely disrupt Seines environments. Indeed the Seine Valley already showed during the Holocene its sensitivity to changes in sea level. For the estuary, the rise will occur too, but a second factor could play an important role: a possible increase in the storms occurrence as a consequence of climate change. Records of the last 10 000 years do not show any analogous situations on the ongoing climate change.

However data of sea level elevation from Jason 1 and Topex satellites seem to play down the situation because if we look at the tendency 1993-2006, we can expect only 6,5 cm rise in 2040 and 16.5 cm in 2100.

## **Annexe 3**



**MASTER « Sciences de l'Environnement »**  
**Spécialité « Environnement-Sol-Eau-Biodiversité »**

**Mémoire de stage de Master 1 ESE**  
**“Environnement, Sols, Eaux”**

**Inès Cynthia ATTIBA**  
**Laetitia AYANG NZAME AYANG**

**ANALYSE GEOPHYSIQUE DE LA  
 GEOMETRIE DES DEPOTS HOLOCENES  
 D'UNE VALLEE FOSSILE DE HAUTE-  
 NORMANDIE (LA MAILLERAYE)**



Tuteur universitaire : Alain DURAND  
 Abderrahim JARDANI  
 UMR CNRS 6143 “M2C”, Université de Rouen

*Soutenu à Rouen le 17 juin 2011 (président de jury: Sophie LE BOT)*



**Remerciements**

Avant tout développement sur cette expérience professionnelle, nous tenons tout d'abord à remercier Monsieur Alain DURAND et Monsieur Abderrahim JARDANI, nos encadrants de stage pour leur disponibilité, leur patience, et la riche expérience dont ils nous ont fait bénéficier.

Une attention toute particulière également à Michel SIMON, technicien au laboratoire, pour son accompagnement sur le terrain et sa disponibilité.

Nous tenons également à remercier l'ensemble des membres du laboratoire CNRS de Morphodynamique Continentale et Côtière de nous avoir ouvert leurs portes et accueillies dans leurs locaux.

**Résumé**

Le cours de la Seine en aval de Rouen présente plusieurs méandres recoupés. Le méandre de Brotonne montre un cours ancien, sensiblement plus haut que le cours actuel de la Seine. Ce méandre fossile a été occupé par un lac qui a été comblé (8000 à 4000 ans 14C BP) puis a laissé la place à une tourbière.

Nous avons réalisé une prospection géophysique par sondage électrique dans la vallée Sud du Méandre de Brotonne et couvert ainsi une zone d'environ 4 km. Cette prospection nous a permis, par couplage avec deux carottages, de distinguer les différentes couches stratigraphiques.

Bien que nous n'ayons pas atteint le socle, nous avons ainsi pu visualiser en partie la géométrie des dépôts dans ce méandre, et identifier ses particularités. Nous proposons notamment une évaluation de l'épaisseur des dépôts tourbeux et de la profondeur des cailloutis de base.

**Mots clés**

Holocène, Basse-Vallée de la Seine, prospection géophysique, géométrie des dépôts.

**PARTIE 1 : INFLUENCE DU CLIMAT ET DU NIVEAU MARIN SUR LES FORMATIONS SUPERFICIELLES ET LA GEOMORPHOLOGIE DES SYSTEMES FLUVIATILES**

**Introduction** .....3

**I- Le climat** .....4

A- Les mécanismes des changements climatiques ..... 4

1. Les mécanismes à long-terme ..... 4

2. Les mécanismes à moyen et court-terme ..... 6

B- Le climat au Quaternaire ..... 7

**II- Le niveau marin**.....7

**III- Réponse des systèmes fluviaux aux oscillations climatiques quaternaires** .....8

A- Les systèmes fluviaux..... 8

B- Réponse des systèmes fluviaux aux oscillations quaternaires .....10

**PARTIE 2: CADRE GENERAL DE LA BASSE VALLEE DE SEINE**

**I- Cadre géographique** .....11

**II- Les méandres de la seine**.....11

**III- Les terrasses de la seine**.....13

**IV- Evolution holocène de la basse vallée de la Seine : le méandre de la Mailleraye-sur-Seine** .....15

A- La diatomite calcifiée .....15

B- Analyse pollinique .....16

C- Analyse de la flore de diatomées.....16

**PARTIE 3 : METHODE D'IDENTIFICATION DE LA GEOMETRIE DES DEPOTS**

**I- Prospection Géophysique**.....17

A- Généralités.....17

B- Mesure de la résistivité apparente.....18

1. Le quadripôle de mesure .....18

2. Les dispositifs.....18

C- Méthode utilisée : résistivimètre Syscal® .....20

1. Principe .....20

2. Réalisation d'un profil.....21

3. Traitement des données.....21

**II- Carottage** .....25

**III- Analyse de l'aquifère** .....25

PARTIE 4 : RESULTATS

I- Géolocalisation des profils.....26  
 II- Analyse des profils .....27  
 III- Analyse des carottes .....28  
 A- Carotte LM111-1 .....28  
 B- Carotte LM111-2 .....30  
 IV- Couplage des résultats.....31  
 V/ Analyse piézométrique.....32

PARTIE 5 : INTERPRETATION

I- Observation .....33  
 II- Interprétation .....35  
  
 Conclusion.....35  
 Bilan de stage .....36  
 Références bibliographiques : .....37  
 Liste des figures.....39  
 Annexe : Les profils électriques .....41

Introduction

L'Holocène (11 500 ans cal BP à l'actuel) correspond au dernier interglaciaire, caractérisé par un réchauffement climatique et une remontée du niveau marin induite, au cours duquel se mettent en place les systèmes côtiers actuels (prismes sédimentaires estuariens ou deltaïques) et des alluvions dans les dépressions bordant les systèmes fluviaux (Allen, 2000). Leur mise en place est contrainte, dans les systèmes de vallées incisées, par la morphologie du système fluvial et de son bassin versant (e.g. Rees, 2006), qui sont un héritage quaternaire, c'est-à-dire la réponse du système aux changements climato-eustatiques au Quaternaire. Cette évolution reflète l'influence de deux principaux facteurs de contrôle sur les géosystèmes : le climat et le niveau marin, qui affectent les géosystèmes à long-terme (Quaternaire) et moyen terme (Dernière oscillation climatique). De nombreuses publications précisent cette influence également dans la Basse Vallée de la Seine.

En nous appuyant sur ces études antérieures, l'objectif de notre étude était d'évaluer la réponse du méandre de Brotonne aux changements climato-eustatiques de l'Holocène notamment en y étudiant la géométrie des dépôts.

Pour ce faire, nous avons tout d'abord réalisé une synthèse bibliographique, exposé en partie 1 et partie 2, qui a pour objectif de décrire l'influence des changements climatiques et des variations du niveau marin sur l'évolution géomorphologique et sédimentaire de systèmes fluviaux continentaux du NW de l'Europe, et en particulier dans la Basse Vallée de Seine tout au long du Quaternaire.

Dans un second temps nous avons réalisé des prospections sur le terrain, par sondage électrique et carottage afin d'échantillonner le sous-sol et de visualiser les différentes couches stratigraphiques, et ainsi identifier la géométrie des dépôts.

PARTIE 1 : INFLUENCE DU CLIMAT ET DU NIVEAU MARIN SUR LES FORMATIONS SUPERFICIELLES ET LA GEOMORPHOLOGIE DES SYSTEMES FLUVIALES

I- Le climat

Les oscillations climatiques Quaternaire sont associées à de nombreux facteurs intervenant à différentes échelles de temps (long, moyen et court terme) et /ou d'espace (locale, régionale ou globale). Les paramètres astronomiques de l'orbite terrestre interviennent notamment dans les alternances de réchauffement ou de refroidissement durant le Plio-Quaternaire (long terme et global ; Milankovitch 1920 in Frouin et al., 2007 ). L'expansion démographique et les activités humaines sont, elles, à l'origine du réchauffement climatique enregistré depuis le début de la révolution industrielle (court-terme et global ; e.g. Etheridge et al., 1996)

A- Les mécanismes des changements climatiques

1. Mécanismes à long-terme : Variation de la source externe d'énergie (les cycles astronomiques).

Ce sont les variations de l'énergie reçue du Soleil sous les diverses latitudes qui rythment les grandes oscillations du climat (Francou et Vincent, 2007). L'énergie reçue à la surface terrestre dépend de l'activité solaire et de l'insolation.

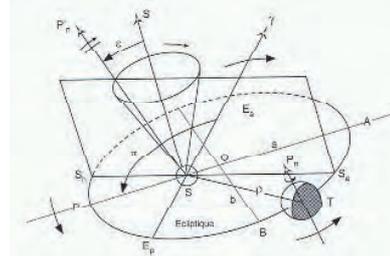
L'activité solaire correspond à la quantité d'énergie émise par le Soleil. Une variation de 1% de la «constante solaire» entraîne une modification de 0,6°C de la température à la surface terrestre. Cette activité solaire est marquée par des minima et des maxima.

L'insolation correspond à la quantité d'énergie reçue par unité de surface et de temps à la surface de la Terre et dépend, entre autres, de la distance au Soleil et de l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre. L'insolation dépend donc des saisons et de la latitude, et varie avec l'albédo terrestre (couverture végétale, extension des calottes glaciaires, variation du niveau marin).

Les paramètres orbitaux (Figure 1.1) et leurs influences cycliques sur l'insolation sont connus depuis longtemps : l'excentricité, selon un cycle moyen à 95,4 ka, décrit la distance entre la Terre et le Soleil ; l'obliquité, selon un cycle moyen à 40,08 ka, décrit l'inclinaison de l'axe terrestre par rapport au plan de l'écliptique ; la précession, selon un cycle moyen à 21,5 ka, décrit l'orientation de l'axe de rotation de la Terre qui détermine la position des équinoxes sur l'orbite. Milankovitch (1921, in Frouin et al., 2007) fut le premier à comprendre comment les variations combinées de ces trois paramètres pouvaient, en modulant le contraste saisonnier aux moyennes latitudes de l'hémisphère nord (65°N), déclencher les alternances de périodes glaciaires et interglaciaires. Une glaciation correspond ainsi à une obliquité minimum. Cette situation provoquant un déficit maximum de l'insolation moyenne pendant le semestre printemps-été vers 65°N, il n'y a plus assez d'insolation pour faire fondre totalement la neige déposée pendant le semestre automne-hiver sur les continents nord-

américain et eurasiatique. D'année en année, la neige va s'accumuler et l'augmentation de l'albédo liée à l'augmentation de surface blanche, va contribuer au refroidissement généralisé. L'albédo correspond ainsi au rapport entre l'énergie réfléchie et celle reçue, et équivaut aujourd'hui en moyenne à 0,3 pour la Terre, soit 30 % de l'énergie reçue qui est réfléchie.

A l'échelle de la dernière oscillation climatique (du Dernier Maximum Glaciaire à l'Actuel), l'insolation devient un paramètre trop faible pour permettre la fonte massive des glaces à partir de 6 ka cal BP (soit 6000 ans avant nos jours, soit à la fin de l'Optimum Climatique et au début d'un ralentissement global de la remontée du niveau marin). Les variations de l'activité solaire deviennent alors le principal mécanisme régissant la dynamique climatique. Les cycles astronomiques ont ainsi structuré la dynamique climatique quaternaire en contrôlant à long terme l'énergie reçue par la Terre. Cette énergie est ensuite redistribuée à l'échelle du globe par le cycle de l'eau (circulations atmosphériques et océaniques).



Points et directions caractéristiques	Eléments de l'orbite (translacion)
S : centre du Soleil	a demi-grand axe OA
T : centre de la Terre	e : excentricité SO/OA
O : centre de l'orbite elliptique	e varie de 0,0023 à 0,0532 selon une période moyenne de 95 400 ans.
ST : rayon vecteur p min. en P (périhélie) et max. en A (aphélie)	
SN : normale à l'écliptique	<b>Eléments de la rotation</b>
SP <sub>n</sub> : parallèle à l'axe terrestre TP <sub>n</sub>	ε : obliquité de l'écliptique
S <sub>h</sub> S <sub>e</sub> : trace du plan NSP <sub>n</sub> sur l'écliptique,	ε varie de 22°28' à 24°137' selon une période moyenne de 41 080 ans.
ligne des solstices d'hiver S <sub>h</sub> et d'été S <sub>e</sub>	
EpE <sub>a</sub> : perpendiculaire à S <sub>h</sub> S <sub>e</sub> , ligne des équinoxes de printemps E <sub>p</sub> et d'automne E <sub>a</sub>	π : position du périhélie par rapport à γ
g : point vernal de l'époque, trace de EpS sur la sphère céleste	π varie de 0° à 360° selon une période moyenne de 21 500 ans.

Figure 1.1 : Schéma illustrant les trois éléments astronomiques des climats, dus aux mouvements de la Terre autour du Soleil (Berger, 1978 ; Bernard, 1986).

## 2. Les mécanismes à moyen et court-terme

### Les mécanismes de circulation de l'énergie : le cycle de l'eau

L'énergie reçue (chaleur) à la surface de la Terre dépend de la latitude (quantité plus faible aux pôles qu'à l'équateur). Ces différences à la surface du globe induisent des mouvements de fluides (eau et air) qui correspondent aux circulations océaniques et atmosphériques. Au cours du Quaternaire, l'extension ou le retrait des calottes a altéré ces circulations océanique et atmosphérique, passant successivement d'un état d'équilibre à un autre.

#### La circulation atmosphérique

La différence d'insolation génère un gradient de pression entre l'équateur et les pôles à l'origine d'une circulation des masses d'air. Cette circulation, caractérisée par le déplacement des anticyclones et des dépressions, est guidée par des mouvements verticaux (ascendants et subsidants) et horizontaux. Ces mouvements sont perturbés par la rotation de la Terre (déviation des vents sous l'effet de la force de Coriolis). Il existe un modèle de circulation de surface, perturbée par la répartition des océans et des reliefs continentaux, et un modèle de la circulation en altitude, plus simple.

Les océans Atlantique (Nord), Indien et Pacifique sont le siège de phénomènes météorologiques cycliques pluriannuels affectant les terres voisines, comme par exemple l'Oscillation Nord Atlantique («North Atlantic Oscillation», NAO) ou l'Oscillation Australe El-Niño («El-Niño Southern Oscillation», ENSO) (Frouin *et al.*, 2007).

#### La circulation thermo-haline

La Circulation Thermo-Haline (THC) régit les principaux courants océaniques. Dans l'Atlantique Nord, elle comprend une eau chaude qui s'écoule en surface depuis le Golfe de Mexico jusqu'en Atlantique Nord (Gulf Stream). Cette eau devient progressivement froide et salée, et donc plus dense. Elle plonge puis s'écoule dans le fond des océans depuis l'Atlantique Nord vers le Pacifique («North Atlantic Deep Water» NADW). La remontée du Gulf Stream vers le Nord participe à l'établissement d'un climat relativement chaud sur les continents situés autour de l'Atlantique Nord et notamment de l'Europe du NW (Frouin *et al.*, 2007).

### Les éruptions volcaniques et les activités humaines

Les éruptions volcaniques peuvent produire à court terme des changements climatiques observables à l'échelle du globe ou d'un hémisphère donné. L'impact des éruptions volcaniques sur le climat global dépend de nombreux paramètres, dont la nature du produit éjecté (blocs, cendres, aérosols), la hauteur et le volume de la colonne de débris éjectés et la latitude de l'éruption (Self *et al.*, 1981).

Le dernier acteur à l'origine de changements climatiques est l'Homme. Les activités humaines et leurs effets sur le climat ne sont notables que depuis quelques siècles, néanmoins les prédictions climatiques indiquent que ces effets ne sont pas encore à leur apogée. A l'échelle du Quaternaire, l'expansion des activités humaines correspond à un mécanisme à court terme (Frouin *et al.*, 2007).

6

## III- Réponse des systèmes fluviaux aux oscillations climatiques quaternaires

Les changements du climat et du niveau marin ont façonné les paysages que nous observons actuellement. Ces derniers ont oscillé d'un état à un autre et abouti à un paysage particulier (vallées incisées et système de terrasses), notamment dans le NW de l'Europe.

### A- Les systèmes fluviaux

Quatre grands types de réseaux fluviaux ont été définis d'après les travaux de Leopold et Wolman (1957): méandrisant, en tresse, rectiligne et anastomosé. Ces différents réseaux se distinguent d'après leur sinuosité (rapport de la distance entre deux points parcourus au fond du chenal sur celle parcourue en ligne droite), le mode de transport de la charge sédimentaire (suspension, traction), la taille des particules déplacées, etc. (Figure 1.2)

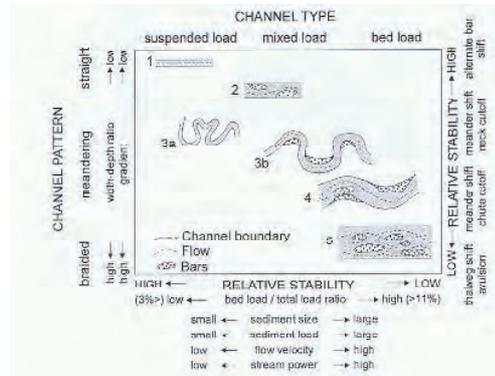


Figure 1.2 : Classification des différentes formes de chenaux fluviaux en fonction de leur tracé et charge sédimentaire (Schumm, 1981)

La mise en place d'un réseau fluvial dépend essentiellement de la pente, de la charge sédimentaire transportée et de la stabilité des rives (rôle stabilisant de la végétation). Or, les oscillations climatiques quaternaires ont profondément modifié la densité et le type de couvert végétal, et l'intensité et la répartition des pluies au cours de l'année. Ces différents facteurs environnementaux externes ont affecté la charge sédimentaire et le débit du cours d'eau contribuant à des modifications du profil d'équilibre du cours d'eau et à des réajustements du chenal et de la vallée pour atteindre un nouvel état d'équilibre.

8

## B- Le climat au Quaternaire

Le Quaternaire correspond à une ère glaciaire, avec la mise en place, de façon permanente, de calottes glaciaires en Arctique et en Antarctique (Hewitt, 2000). Les oscillations climatiques connues depuis le 19<sup>ème</sup> siècle, ont été étudiées dès les années 1960-1970 par l'étude des terrasses marines perchées (Broecker *et al.*, 1968) puis par des changements de micro-faune ou des variations du  $\delta^{18}O$  des sédiments marins. Elles ont également été reconnues dans les séquences continentales épaisses de loess et paléosols à divers endroits du globe, et finalement dans les calottes de glace polaires qui offrent une très haute résolution temporelle des changements climatiques quaternaires (Grotes, 1995). Le Quaternaire est ainsi caractérisé par 64 stades isotopiques (Shackleton *et al.*, 1990) qui marquent une alternance de phases chaudes et froides.

L'alternance entre périodes glaciaires marquées par une extension des calottes glaciaires et des glaciers, et des périodes interglaciaires caractérisées par une fonte et un retrait de ces mêmes calottes glaciaires sur les continents, se traduit par une variation très importante du niveau des eaux marines (Frouin *et al.*, 2007).

## II- Le niveau marin

A une très grande échelle temporelle, le niveau marin est notamment affecté par la géodynamique interne marquée par des variations de la taille des bassins océaniques (expansion océanique, collision, subduction). A l'échelle du Quaternaire (depuis environ 1,8 millions d'années), les principaux facteurs des variations du niveau marin sont les processus astronomiques forçant le fonctionnement terrestre (insolation, marée) et des facteurs propres au système terrestre (séismes, volcanismes). Les variations du volume et de la densité des masses d'eaux océaniques participent également aux variations du niveau marin au cours du temps.

Ces variations sont appréciées d'après un niveau de référence qui correspond au niveau marin moyen (Mean Sea Level -MSL). Ce dernier équivaut à un niveau théorique non perturbé par des phénomènes à court terme (marée, circulation atmosphérique...) ou à long terme (interaction océan/atmosphère : Oscillations Nord Atlantique dans l'hémisphère Nord ou El Niño dans l'hémisphère Sud). Cette définition permet de décrire les variations du niveau marin moyen à une échelle globale.

Le niveau marin a ainsi oscillé au cours du Quaternaire entre des bas niveaux, pouvant atteindre -150 m par rapport au niveau marin moyen actuel, et des hauts niveaux marins, pouvant atteindre +6 m par rapport au niveau marin moyen actuel (Shackleton, 1987).

7

Les méandres correspondent à une forme d'équilibre dynamique mobile permettant une dépense d'énergie constante par unité de longueur de lit. Les méandres apparaissent en présence de roches tendres et dures très peu résistantes du fait d'une intense fracturation sur une pente faible. Un méandre migre de façon naturelle latéralement par érosion de la rive concave (formation de thalweg, hydrodynamisme fort ; figure 1.3). A l'inverse, un dépôt est enregistré en rive convexe pouvant former des dépôts de type « point bar » (hydrodynamisme modéré à faible). Le matériel sédimentaire érodé intègre la charge sédimentaire du cours d'eau (charge de fond ou en suspension, d'après la taille des particules) et est transporté en aval par les courants fluviaux. Le matériel ainsi érodé sur la rive concave d'un méandre s'accumulera en rive convexe des méandres situés en aval de ce même méandre. Cette érosion continue des rives concaves, accroît la sinuosité des méandres jusqu'au recoupement de ces derniers, créant des méandres abandonnés remarquables dans le paysage. Ces méandres, ainsi abandonnés, sont généralement fermés par la mise en place des dépôts de matériel fin de plaine alluviale ou d'un nouveau « point bar ». Ces méandres peuvent alors devenir des étangs incurvés (« oxbow lake ») (Frouin *et al.*, 2007).



Figure 1.3: Représentation schématique de l'évolution d'un méandre (Miall, 1992).

9

## B- Réponse des systèmes fluviaux aux oscillations quaternaires

L'influence de ces oscillations climatiques sur les systèmes fluviaux a été étudiée en s'appuyant sur des concepts décrits dès la fin du 19<sup>e</sup> siècle. En 1875, Powell décrit le concept du **niveau de base** («base level»), qui correspond à la limite inférieure théorique jusqu'à laquelle une rivière érode dans la vallée. Cette limite théorique peut dans certains cas être assimilée au niveau marin (Blum et Tornqvist, 2000). En 1877, Gilbert introduit le concept du **profil d'équilibre d'un cours d'eau** («graded stream»). Ce profil d'équilibre est ajusté en terme de pente, ou de profil longitudinal, de sorte que le débit du cours d'eau puisse transporter le matériel délivré par le réseau de drainage, et que le lit du chenal ne soit ni aggradant ni dégradant. Mackin (1948) détaille plus encore ce concept et indique que ce profil d'équilibre résulte de réajustements relatifs aux conditions de débit et de charge sédimentaire. En 1988, Jervey introduit un des concepts les plus importants de la stratigraphie séquentielle : l'**accommodation** qui est décrite comme l'espace disponible sous le niveau marin de base permettant l'accumulation de matériel sédimentaire (Jervey, 1988). Cet espace disponible dépend des fluctuations eustatiques du niveau marin et de la subsidence en milieu marin. Il dépend aussi du niveau de base et de la topographie du substratum en milieu continental. Ces différents concepts reflètent des états d'équilibres relatifs constamment perturbés au cours des oscillations climatiques quaternaires.

En 1909, Penck et Brückner décrivent, d'après les terrasses des affluents du Danube, 4 cycles glaciaires-interglaciaires. Ces premiers travaux permirent de définir la réponse de ces affluents situés dans le cours supérieur aux changements climatiques. Ces auteurs attribuèrent le processus d'aggradation aux périodes glaciaires, et celui d'incision avec abandon de plaine alluviale et formation d'une terrasse aux périodes interglaciaires. Les études menées ensuite s'intéressèrent à la réponse d'un fleuve au glacio-eustatisme (variations du niveau marin liées au volume des glaces). Le modèle proposé par Fisk (1951) pour la vallée du Mississippi (cours inférieur) suggérait une incision de la vallée, un abandon de la plaine alluviale et la formation d'une terrasse aux périodes de chute et de bas niveau marin (période glaciaire), et une aggradation de la vallée au cours de la transgression et haut niveau marin (période interglaciaire).

Au regard de ces deux modèles, les cours supérieurs et inférieurs d'un système fluvial semblent donc réagir différemment aux oscillations climatiques quaternaires, ce que Zeuner résuma en 1945 : la formation de terrasses dans le cours inférieur est conduite par les fluctuations du niveau marin, alors que dans le cours supérieur le changement climatique produit un effet inverse, avec l'aggradation en période glaciaire et de l'incision en période interglaciaire.

10

## PARTIE 2: CADRE GENERAL DE LA BASSE VALLEE DE SEINE

### I- Cadre géographique

La Seine, l'un des principaux fleuves français, draine la partie nord du bassin de Paris. Elle se termine par un estuaire macrotidal (marée de 7,5 m d'amplitude au printemps, dans le canal entre le Havre et Honfleur ; Avoine, 1981).

La Basse Vallée de Seine a un climat tempéré avec une température annuelle comprise entre 10 et 11°C et une pluviométrie annuelle comprise entre 700 et 1100 mm. Le paysage actuel de la Basse-Vallée de Seine est caractérisé par plusieurs méandres sinueux hypertrophiés, et huit terrasses en gradins. (Frouin *et al.*, 2010)

### II- Les méandres de la seine

L'origine des méandres de la Seine remonte à l'époque où le substratum crayeux actuel était surmonté par une couche de matériel moins résistant (dépôts sablo-argileux) déposés par une pré-Seine à chenaux anastomosés (charge sédimentaire importante marquée par de grands épanchages détritiques, voire deltaïques vers le NW). Le soulèvement tectonique lent et progressif du Bassin de Paris a ensuite induit un encaissement de ces méandres dans le substratum crayeux (Lefebvre, 1988).

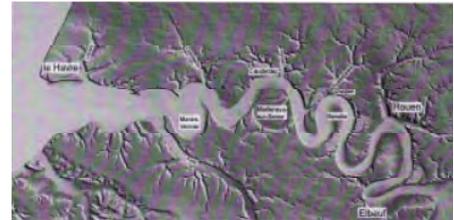


Figure 2.1 : MNT de la basse vallée de Seine depuis la boucle d'Elbeuf jusqu'à l'estuaire. Des formes concaves se dessinent nettement sur la carte indiquant l'emplacement des précédents méandres (Marais Vernier, boucle de la Mailleraye).

Les anciens cours du fleuve Seine ont laissé deux sortes de traces : un creusement (vertical en fonction du niveau marin et latéral par modification de la forme des boucles) et des dépôts (principalement des alluvions sablo-graveleuses périglaciaires et rarement des sédiments fins interglaciaires; Lefebvre, 1988). Les traces de creusement sont très largement visibles dans le paysage, et la forme concave, complète ou tronquée, relative à l'évolution d'un précédent méandre s'observe très nettement sur le MNT de la Figure 2.1. En 1988, Lefebvre a utilisé ces témoins pour retracer le cours du fleuve Seine à différents intervalles de temps. Il a ainsi décrit trois anciens cours : celui du Weichsélien (dernière

11

période glaciaire), celui du Saalien (avant dernière période glaciaire) et celui anté-saalien correspondant à la nappe des alluvions de St Pierre-les-Elbeuf (Figure 2.2; Lefebvre, 1988).

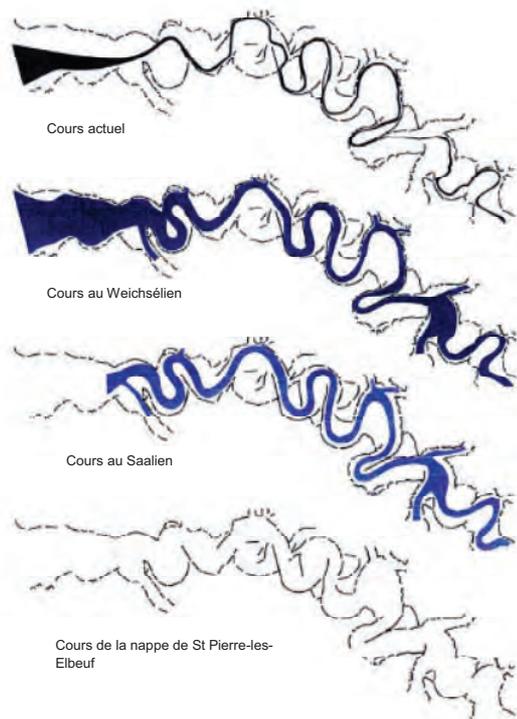


Figure 2.2: Cours actuel de la Seine, reconstitution d'anciens cours de la Seine pour trois périodes glaciaires différentes d'après Lefebvre (1988).

12

Le MNT de la Figure 2.1 montre deux anciens méandres encore clairement dessinés dans le paysage, celui du Marais Vernier et celui de la Mailleraye-sur-Seine. Les autres anciens méandres ont été tronqués au cours de l'évolution du cours. L'ancien méandre du Marais Vernier est topographiquement à la même altitude que le cours actuel de la Seine, alors que l'ancien méandre de la Mailleraye-sur-Seine est topographiquement plus haut que le cours actuel. Cette différence s'explique par un âge différent pour le recouplement du méandre (Lefebvre, 1988). Le méandre du Marais Vernier est parcouru par la Seine jusqu'à la fin de la dernière période glaciaire weichsélienne, alors que le méandre de la Mailleraye-sur-Seine fut abandonné entre la période glaciaire correspondant à la mise en place de la nappe anté-saaliennne de St-Pierre-les-Elbeuf et celle du Saalien (donc depuis 20000 ans, au moins) le cours de la Seine a continué de s'encaisser dans son substratum.

La superposition des quatre cours de la Seine (actuel et les trois reconstitués) montre une évolution lente. Il n'y a pas de grande migration de méandre d'une période glaciaire à l'autre. D'après ces reconstitutions, les méandres évoluent de trois façons différentes, bien qu'ils ne migrent pas vers l'aval: (1) leur amplitude augmente, comme pour le méandre de Berville; (2) leur axe subit une rotation, comme pour le méandre de Rouen; (3) ils sont plus rarement recouverts comme pour les méandres du Marais Vernier et de la Mailleraye-sur-Seine. Lefebvre (1988) met ainsi en avant deux principaux paramètres pour expliquer l'évolution du cours de la Seine: la lithologie du substratum et les affluents. La lithologie du substratum rencontrée par le cours de la Seine dépend du contexte structural de la région, celui-ci mettant à l'affleurement, par le biais de flexures, des roches d'âge Crétacé inférieur qui sont plus tendres et donc plus facilement érodables que les craies et leurs bancs de silex du Crétacé supérieur. Les vallées creusées par les affluents constituent des zones de faiblesse dans les versants, qui permettent aux méandres d'étendre leur courbure, comme pour le méandre de Duclair avec l'Austreberthe.

### III- Les terrasses de la seine

Les oscillations climatiques et un soulèvement local sont à l'origine des terrasses que l'on observe. Actuellement, la Seine présente quatre parties distinctes : (1) une large paléovallée composée de terrasses étagées situées sous la Manche; (2) un cours inférieur caractérisé par un système de terrasses étagées très bien développé et de larges méandres (Figure 2.3); (3) un cours moyen composé de plusieurs petites terrasses en gradins reliées chacune à une nappe d'alluvions; (4) un cours supérieur présentant un nombre limité de terrasses étagées et une accumulation importante de matériel silto-sableux tardiglaciaire (Figure 2.3) (Lecolle, 1989; Lefebvre *et al.*, 1994).

Dans la Basse Vallée de Seine ont été reconnues jusqu'à présent huit terrasses étagées, dont la plus ancienne fut datée d'1 million d'années. La Seine présente peu de terrasses par comparaison avec les autres systèmes. Il semblerait que tous les cycles glaciaire-interglaciaire ne soient pas enregistrés dans la Basse-Vallée de Seine. Lefebvre *et al.* (1994) attribuent alors les phases d'incision verticale et la formation de terrasses aux plus bas niveaux marins pléistocènes, inférieurs à -70 m. Ils décrivent une érosion uniquement latérale lorsque le niveau marin est supérieur à -70 m lors des périodes glaciaires. Cette érosion latérale correspond à la migration naturelle des méandres au cours du temps.

13

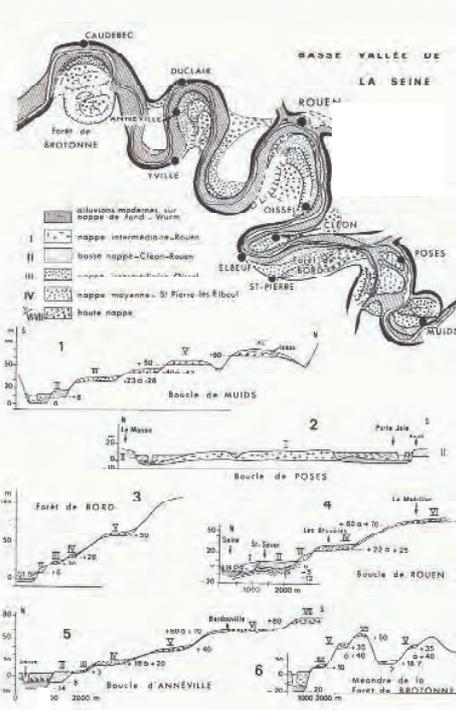


Figure 2.3 : Nappes alluviales de la Seine de Muids à Caudebec et profils transversaux des terrasses

## IV- Evolution holocène de la basse vallée de la Seine : le méandre de la Mailleraye-sur-Seine

La tourbière de la Mailleraye-sur-Seine, localisée sur la rive gauche de la Seine, est située dans la forêt de Brotonne à l'emplacement d'un ancien méandre, perché à 15 m NGF, dont on peut encore visualiser les deux branches qui correspondent à deux vallées. Ces deux vallées incisées dans le substratum crayeux ont été transformées en lac à la faveur de la remontée de la nappe phréatique. Ces vallées perchées ont reçu peu d'apports détritiques et sont comblées par le matériel organogène : quelques mètres de tourbes surmontant plusieurs mètres de diatomite calcifiée, l'ensemble reposant sur des cailloutis périglaciaires (Huault et Lefebvre, 1983)

Deux sondages ont été réalisés dans les années 1970, un dans chaque vallée. Les échantillons du sondage de la vallée Sud (C1) ont fait l'objet d'analyses paléobiologiques et de quelques datations par le 14C.

### A- La diatomite calcifiée

La roche humide est de couleur brune et d'aspect spongieux; en séchant, elle devient gris clair et très friable. La teneur en matière organique est en moyenne de 6 % (ces chiffres sont extraits d'un rapport géotechnique du Centre d'Études Techniques de l'Équipement de Rouen; rapport 6.495, par R. Voimet et J. Vautrain). La matière organique est responsable de la couleur brune à l'état humide. La roche est principalement constituée de frustules (tests siliceux) de diatomées (algues vertes unicellulaires). Elle est donc très poreuse et sa densité apparente est faible : 0,3 à 0,5.

En poids, le calcaire est dominant : de 50 à 85 %. La fraction calcaire est composée de coquilles de mollusques de plus en plus abondantes vers le haut (Figure 2.4) et de cristaux de calcite qui cimentent un peu les frustules. Cette calcite, en agrégats de cristaux automorphes, a cristallisé au cours de la diagenèse. Le dépôt originel était une accumulation de frustules qui contenait des coquilles de mollusques dispersées ou rassemblées en lentilles. L'enrichissement en calcite s'est produit secondairement.

L'origine du dépôt est essentiellement organique (les frustules) et chimique (la calcite). A la base seulement, il est enrichi d'un peu de sable quartzueux. Les frustules sont parfaitement conservés. Ils n'ont subi ni épigénie, ni corrosion.

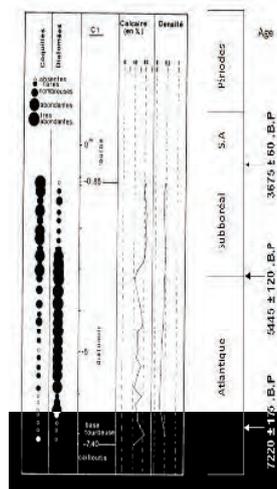


Figure 2.4: Le sondage C1. Principaux caractères lithologiques et paléontologiques.

Cette description permet à Huault et Lefebvre de qualifier la roche de Diatomite Calcifiée. Appellation qui rend compte des caractères génétiques de la roche et qui fut employée par Cayeux (1929) pour désigner « un calcaire pétri de restes de diatomées » dont les frustules ont été épigénisés et remplis par la calcite.

### B- Analyse pollinique

L'analyse des pollens (Huault et Lefebvre, 1983) indique une période de dépôt caractérisée par trois ensembles de végétaux qui peuvent être attribués respectivement aux périodes dites de l'Atlantique, du Subboréal, et du Subatlantique.

#### • L'Atlantique (7220 ± 175 B.P. à 5445 ± 120 B.P.)

Cette période s'étend de la base du diagramme jusqu'à - 4 m N.G.F. Une datation radiométrique à - 7 m N.G.F., a donné 7 220 ± 175 B.P., permettant de rattacher la base du diagramme au début de l'Atlantique. La première partie de l'Atlantique (jusqu'à -6 m N.G.F.) est caractérisée par l'abondance des Cypéracées pour les herbacées et de *Corylus* (noisetier) pour les arbres. La deuxième partie de -6 m N.G.F. à - 4 m N.G.F. est caractérisée par l'extension d'*Alnus* (Aulne) et une régression de Cypéracées.

#### • Le Subboréal (5445 ± 120 B.P. à 3675 ± 60 B.P.)

Cette période, comprise entre - 4 m et - 0,80 m N.G.F., est d'abord marquée par le déclin d'*Ulmus* (ormes). Ce phénomène s'accompagne d'un recul temporaire de *Tilia*, tandis que *Fraxinus* (frênes) présente une courbe quasi-continue. *Fagus* (hêtre) trouvé dès la fin de l'Atlantique, se rencontre durant le Subboréal, mais toujours de façon sporadique.

#### • Le Subatlantique (3675 ± 60 B.P. à )

Il débute vers -0,80 m N.G.F. et se traduit par des changements importants sur le plan sédimentologique et palynologique. La vase à diatomées qui s'accumulait durant l'Atlantique et le Subboréal est remplacée par la tourbe. Les pollens d'arbres, qui correspondaient à plus de 80 % du contenu pollinique pendant l'Atlantique et le Subboréal, régressent considérablement et ne dépassent jamais 20% du total à partir de + 1 m NGF. On observe une régression très nette des courbes de *Corylus*, *Tilia*, *Ulmus*. Des traces importantes d'activités humaines (déboisement et mise en culture) apparaissent vers 0,5 m N.G.F., caractérisées notamment par des pollens de céréales et de cannabacées.

### C- Analyse de la flore de diatomées

L'analyse des diatomées de la diatomite calcifiée a montré deux grands ensembles : Le premier ensemble correspondant à l'Atlantique, est dominé par *Melosira italica*, une forme d'eau douce littorale (jusqu'à 80 % du total), quelques formes épiphytes sont présentes (10 à 30 %). Cette flore indique un milieu d'eau douce, peu profond, légèrement alcalin, à teneur modérée en matière organique. Le deuxième ensemble correspondant au Subboréal, présente une nette régression de *Melosira italica* au profit des espèces épiphytes. Cette flore indique toujours un milieu d'eau douce, légèrement alcalin jusqu'à légèrement acide au sommet; l'extension des formes épiphytes indique le développement de la végétation en relation sans doute avec une diminution de la profondeur. Ces résultats permettent de préciser l'évolution du méandre abandonné et perché de la Mailleraye à partir de l'Atlantique (Huault et Lefebvre, 1983).

## Partie 3 : Méthode d'identification de la géométrie des dépôts

### I- Prospection Géophysique

#### A- Généralités

La **conductivité électrique** représente la capacité de la matière à mettre en mouvement les charges libres sous l'action d'un champ électrique. La résistivité électrique est donc l'inverse de la conductivité électrique.

La **loi d'Ohm** est une loi physique permettant de déterminer la résistivité électrique (figure 3.1). Elle relie l'intensité  $I$  du courant à la valeur  $R$  de la résistance et à la tension  $U$  entre ses bornes par la relation  $U = R \cdot I$

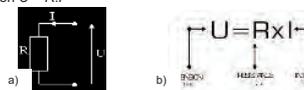


Figure 3.1 : a) Représentation schématique d'une résistance parcourue par un courant. b) Expression de la loi d'Ohm

#### La résistivité apparente:

La résistivité apparente c'est la valeur de résistivité obtenue sur le terrain. Elle résulte de la contribution volumique de toutes les parcelles du milieu traversé par le courant émis en fonction de la distance à la source. Chaque milieu a une capacité conductrice différente (dépendant de sa porosité ou de sa densité). La résistivité apparente varie donc en fonction du type de matériau que traverse le champ électrique (figure 3.2). Elle s'exprime en Ohm.m.

MATERIEL	RESISTIVITE (Ω.m)	CONDUCTIVITE (Siemens/m)
<b>Roches sédimentaires</b>		
Grès	4000 - 8000	$2.5 \times 10^{-4}$ - 0.125
Schiste Argileux	2000 - 2000	$5 \times 10^{-4}$ - 0.05
Calcaire	400 - 5000	$2.5 \times 10^{-3}$ - 0.02
<b>Sols et Eaux</b>		
Argile	1 - 100	0.01 - 1
Alluvion	10 - 800	$1.25 \times 10^{-3}$ - 0.1
Eau souterraine (fraîche)	10 - 100	0.01 - 0.1
Eau de Mer	0.2	5

Figure 3.2 : Valeurs de résistivité et de conductivité de quelques matériaux

## B- Mesure de la résistivité apparente

### 1. Le quadripôle de mesure

Pour mesurer la résistivité apparente sur le terrain on utilise un quadripôle composé d'un dipôle d'injection de courant : les électrodes A (positif) et B (négatif), et d'un dipôle de mesure : les électrodes M (positif) et N (négatif). Mesurer la résistivité d'un sol consiste donc à mesurer la différence de potentiel électrique entre les deux pôles (figure 3.3). On a donc la résistivité apparente, fonction de la distance (r) et du potentiel électrique (V) qui s'exprime ainsi :

$$R_a = \frac{2\pi \Delta V}{I} \left[ \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right]$$

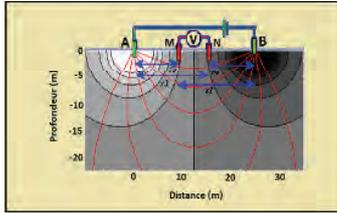


Figure 3.3: quadripôle de mesure de la résistivité apparente  
In Chouteau M. et Gloaguen E., 2003

### 2. Les dispositifs

La mesure de la résistivité dépend notamment de l'espacement et de l'agencement des électrodes, qui conditionnent le facteur de distance (r) et la propagation des lignes de courant dans le sol. En effet sur la figure 3.4, on remarque que pour une même densité de courant injecté, les lignes de courant couvrent une plus grande profondeur lorsque l'espacement est de 50m que quand il est de 10m ; plus l'espacement entre les électrodes est important, plus la profondeur d'investigation est grande.

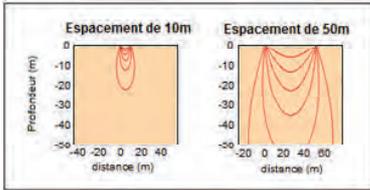


Figure 3.4 : variation de la profondeur d'investigation en fonction de l'espacement entre les électrodes  
In Chouteau M. et Gloaguen E., 2003

18

## C- Méthode utilisée : résistivimètre Syscal®

L'objectif de cette prospection géophysique est d'identifier les différentes couches stratigraphiques du méandre de Brotonne, afin d'évaluer le remplissage de ce lac Holocène. Nous avons opté pour un dispositif Wenner, adapté aux structures tabulaires.

### 1. Principe

L'objectif d'un sondage électrique est de savoir comment varie verticalement la résistivité apparente, en un point donné à la surface. Il part de l'observation selon laquelle l'épaisseur du terrain où circule la part significative du courant dépend de l'écartement des électrodes. On peut donc, en gardant fixe le centre du dispositif et en augmentant régulièrement sa taille, augmenter l'épaisseur de terrain prise en compte dans la mesure et ainsi reconnaître la variation de la résistivité avec la profondeur. Pour respecter le fait que seules les variations relatives sont significatives, cette augmentation doit être réalisée selon une progression géométrique. On effectue donc une succession de mesures, en augmentant à chaque fois la longueur du dispositif : En considérant le plus petit espacement entre 2 électrodes soit a, la première mesure à n=1, se fera en considérant AM=MN=NB=a ; la seconde mesure à n=2 se fera telle que AM=MN=NB= 2a, et ainsi de suite (voir figure 3.6). Ainsi l'augmentation de l'espacement donnera une plus grande profondeur.

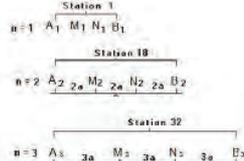


Figure 3.6 : Schématisation des séquences de mesures en un panneau.  
In Chouteau M. et Gloaguen E., 2003

On représente ensuite les résultats obtenus avec les panneaux sous forme de «pseudosections» où la position affectée à chaque mesure en ordonnée (le long du profil) est celle du centre des quatre électrodes utilisées pour cette mesure et où la position en abscisse (profondeur) est l'écart entre électrodes du quadripôle considéré. La pseudo-profondeur observée est donc relative, et intrinsèque au dispositif.



Figure 3.7 : Représentation schématique des données de résistivité apparente en pseudosection pour un panneau de 20 électrodes

20

Il existe donc différents dispositifs possible, permettant de faire varier la profondeur ou la zone d'investigation (voir figure 3.5). Le choix du dispositif repose essentiellement sur l'hypothèse géologique émise.

Dispositif	Montage	Profil d'Investigation
<b>Wenner</b> Adapté aux structures tabulaires		 La profondeur d'investigation est plus faible Le bruit est considérablement réduit (la mesure se fait dans la zone de perturbation) Le nombre de points à l'acquisition est inférieur.
<b>Schlumberger</b> Adapté aux structures verticales et horizontales		 La profondeur d'investigation est d'environ 10 % plus élevée qu'avec le Wenner. Le nombre de points à l'acquisition est plus grand que pour le Wenner mais inférieure à celui du Dipôle-Dipôle
<b>Dipôle-dipôle</b> Adapté aux structures verticales (failles, cavités...)		 Ce montage amplifie le bruit car la mesure se fait au-delà de la zone de propagation. La profondeur d'investigation est plus grande. Le nombre de point d'acquisition est plus important

Figure 3.5 : Présentation des principaux dispositifs de mesure de la résistivité apparente.  
In Chouteau M. et Gloaguen E., 2003

La méthode électrique peut s'employer de deux façons complémentaires : le trainé et le sondage (ou montage en panneau) :

En trainé, on déplace latéralement un dispositif de dimensions fixes, afin de cartographier les variations horizontales de la résistivité.

En sondage, un panneau électrique 2D est constitué par une ligne pré-implantée de N électrodes équidistantes d'un écart a. Par commutation on déplace le quadripôle utilisé, en commençant par l'écartement a, puis l'écartement 2a, et ainsi de suite.

Un panneau électrique 3D correspond à une série de panneaux 2D parallèles utilisés simultanément. Le quadripôle peut alors être carré ou en lignes parallèles, perpendiculaires ou diagonales par rapport aux panneaux 2D.

19

### 2. Réalisation d'un profil

#### Montage

Pour cette prospection géophysique, nous avons opté pour un panneau de 48 électrodes, ce qui nous permet de couvrir une distance de 141m avec une profondeur d'investigation de 8m pour un espacement de 3m, et une distance de 188m avec une profondeur de 10m, pour un espacement de 4m. Le dispositif électrique est constitué de trois nodes liant chacune 16 électrodes. La node centrale (2) est relié au boîtier de commande par le boîtier d'alimentation. Il s'agit d'un montage en série.

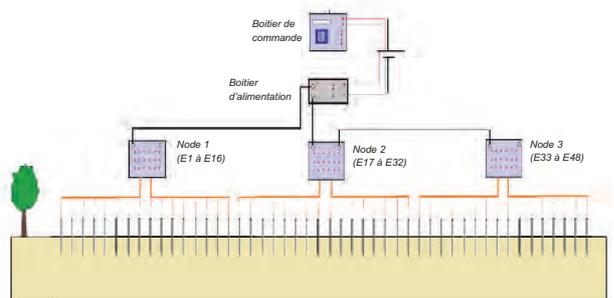


Figure 3.8 : Schéma du montage électrique en dispositif Wenner

#### Vérification du montage

Une fois le montage effectué, le résistivimètre Syscal® nous permet de vérifier le branchement avec la fonction Check : l'appareil injecte alors du courant dans les électrodes et mesure la variation de potentiel entre chaque dipôle afin de détecter un mauvais branchement.

#### Identification du profil

Pour chaque nouveau profil, on enregistre un numéro, afin de faciliter la lecture ultérieure.

#### Acquisition des données

La fonction Start permet de lancer les mesures et leur enregistrement. Le résistivimètre effectue 195 mesures en 45 minutes environ. S'agissant d'un sondage en panneau, l'acquisition des données se fait automatiquement.

### 3. Traitement des données

La valeur de résistivité apparente dépend du dispositif de mesure utilisé : c'est une mesure brute de terrain. Pour déterminer la résistivité réelle du sol, il faut utiliser une modélisation numérique, qui décrit les phénomènes de propagation électrique.

21

**Principe**

Pour traiter les données, nous avons opté pour le logiciel RES2DINV®, un programme numérique (gratuit sur sa version beta) qui permet la modélisation des panneaux 2D par la méthode des moindres carrées (il s'agit d'une méthode qui permet de comparer des données expérimentales, généralement entachées d'erreurs de mesure, à un modèle mathématique censé décrire ces données).

Dans un premier temps, les données de terrain constituant la pseudosection (figure 3.7) sont discrétisées : la discrétisation est une méthode statistique qui permet de simplifier l'information en regroupant les données présentant les mêmes caractéristiques (de profondeur et de valeur de Ra) en classes distinctes. On crée ainsi des « classes » de résistivité homogènes et distinctes entre elles. On obtient alors un profil expérimental.

Dans un second temps, on établit le modèle mathématique correspondant. Comme vu précédemment la résistivité électrique est décrite par la loi d'Ohm (figure 3.1). Dans le cadre d'un dispositif Wenner, la résistivité apparente s'exprime telle que :

$$R_a = 2\pi a \frac{\Delta V}{I}$$

Avec a : l'espacement entre les électrodes  
 V : le potentiel électrique  
 I : l'intensité de courant injecté

Connaissant donc la résistivité apparente par les données de terrain, et l'intensité de courant injecté, le modèle considère V comme l'inconnue, et crée un nouvel ensemble de données. On obtient ainsi un profil numérique. Cette opération permet de décrire les données de résistivité en s'affranchissant du paramètre a.

La troisième étape consiste en une optimisation par inversion. L'objectif est de définir la norme N telle que N= (norme expérimentale - norme numérique) tende vers 0. On obtient ainsi un profil de résistivité non plus apparente (dépendante des conditions de mesures) mais réelle du terrain prospecté.

La limite de cette méthode c'est qu'il existe une infinité de solution possible. Avec RES2DINV®, l'optimisation est itérative c'est-à-dire que le programme réalise plusieurs itérations pour obtenir le modèle le plus approchant, en considérant un taux d'erreur inférieur à 5%.

**Etapes**

**Etape 1- exportation des données**

Les données du Syscal® sont enregistrées au format de fichier BIN. Pour pouvoir les lire dans RES2DINV® il faut les exporter en fichier DAT à partir du logiciel PROSYSII® (logiciel de traitement des données du Syscal®)

**Etape 2- Suppression des données aberrantes**

Cette étape consiste à supprimer les données ayant des écarts de valeurs trop importants. Cette variation peut être due à du bruit électrique, ou à une électrode mal placée

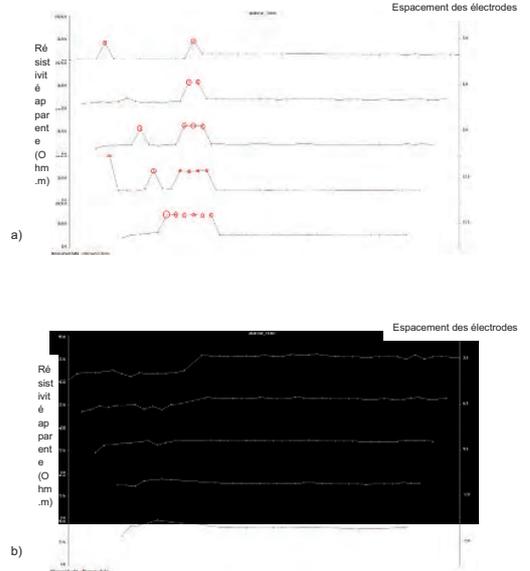


Figure 3.9 : Correction d'un profil. a) profil brut. Les données aberrantes sont marquées en rouge. b) profil corrigé

**Etape 3- Traitement des données :**

On lance ensuite l'optimisation. Le programme suit donc la procédure définie précédemment et représente comme le montre la figure 3.10 : la résistivité apparente expérimentale(a), la résistivité apparente calculée(b), et le résultat de leur optimisation(c). Les différentes classes de résistivité sont représentées par des couleurs différentes. On obtient ainsi en (c) un profil représentant les différents faciès électriques, qui seront comparés aux faciès géologiques.

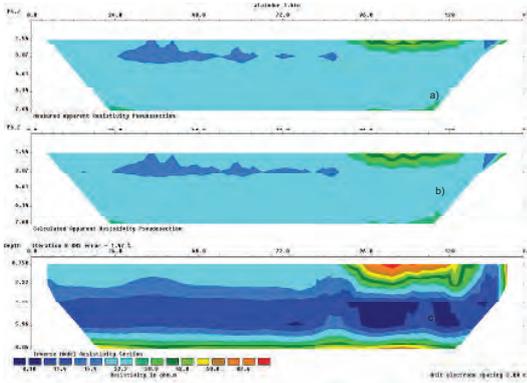


Figure 3.10 : résultat de l'optimisation par inversion du profil 7  
 a) Résistivité apparente expérimentale  
 b) Résistivité apparente calculée  
 c) Résistivité réelle optimisée

Par défaut le programme réalise 6 itérations. Si le taux d'erreur (RMS error) supérieur à 5% On peut relancer jusqu'à 10 itérations.

**Etape 4 : Mise à l'échelle**

Cette étape consiste à attribuer la même gamme de couleur à l'ensemble des profils, pour faciliter l'identification des faciès électriques. La gamme de couleur que nous avons définie est détaillée dans le tableau figure 3.11.

Intervalle de résistivité(Ohm.m)	0-15	15-25	25-35	35-60	
couleur	[dark blue]	[medium blue]	[light blue]	[green]	
Intervalle de résistivité(Ohm.m)	60-80	80-110	110-200	200-500	≥ 500
couleur	[yellow]	[orange]	[red]	[purple]	[black]

Figure 3.11 : gamme de couleur définie pour uniformiser l'identification des faciès électriques.

**II- Carottage**

L'objectif de ce carottage était d'obtenir une coupe stratigraphique représentative du sous-sol de la vallée. Pour ce faire nous avons utilisé une tarière mécanique autotractée.



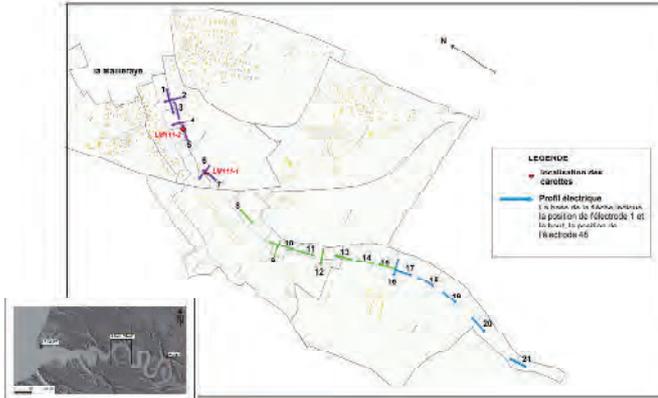
Figure 3.12 : a) photographie de la tarière mécanique auto tractée en cours de déplacement b) photographie de la tarière en cours de forage

**III- Analyse de l'aquifère**

Pour évaluer l'influence tidale (c'est-à-dire de la marée) sur l'aquifère du méandre, nous avons installé 2 tubes piézométriques et mesuré régulièrement la variation du niveau de l'eau.

## Partie 4 : Résultats

### I- Géolocalisation des profils



26

## II- Analyse des profils

Nous avons réalisé en tout 21 profils et couvert un champ de plus de 4km. Pour des raisons pratiques, vous retrouverez en annexes l'ensemble des profils réalisés ; Les profils ci-dessous (figure 4.2) montrent les principales variations de faciès électriques observées :

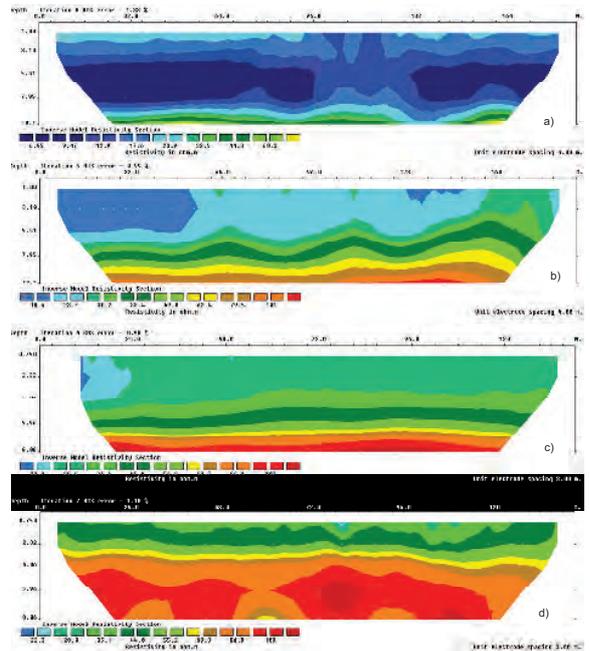


Figure 4.2 a) Résultat de l'optimisation du profil 1  
b) Résultat de l'optimisation du profil 10  
c) Résultat de l'optimisation du profil 17  
d) Résultat de l'optimisation du profil 21

27

## III- Analyse des carottes

Les sondages nous ont permis de visualiser les couches, et d'échantillonner les différents types de sédiments composant les couches.

### A- Carotte LM111-1

#### Description des faciès sédimentaires.

La première carotte a été effectuée sur le profil 7. La profondeur d'investigation est de 12m45 et quatre faciès sédimentaires ont été identifiés. Le premier faciès de couleur brune présente une grande proportion de cailloux : il s'agit de marne à cailloux d'une épaisseur de 0,2m qui repose sur 3m40 de tourbe. Le troisième faciès assez fin (silt argileux ?) de couleur beige s'étend sur une épaisseur de 7m76 ; nous notons la présence de coquilles de mollusques de moins en moins abondantes vers le bas. Ce faciès repose sur 0,85m de tourbe. Le tout reposant sur 0,24m de cailloutis de fond mélangés à des coquilles, du silex et de la tourbe.

#### Prélèvements :

- > 01 : tourbe prélèvement entre 90cm et 1m de profondeur.
  - > 02 : prélèvement entre 2m60 et 2m70 de profondeur
  - > 03 : base de la tourbe prélèvement entre 3m50 et 3m60
  - > 04 : coquilles et tourbe pour la datation entre 3m60 et 3m70
  - > 05 : prélèvement entre 3m70 et 3m80
  - > 06 : sédiment fin à coquilles prélèvement de 30cm (8m30 à 8m60)
  - > 18 : prélèvement de 8 cm (10m 32 à 10m 40)
  - > 17 : prélèvement de 8 cm (10m 40 à 10m 48)
  - > 16 : prélèvement de 8 cm (10m 48 à 10m 56)
  - > 15 : prélèvement de 8 cm (10m 56 à 10m 64) présence de fragments de coquilles
  - > 14 : prélèvement de 8 cm (10m 64 à 10m 72)
  - > 13 : prélèvement de 8 cm (10m 72 à 10m 80)
  - > 12 : prélèvement de 8 cm (10m 80 à 10m 88)
  - > 11 : prélèvement de 8 cm (10m 88 à 10m 96)
  - > 10 : prélèvement de 8 cm (10m 96 à 11m 04)
  - > 09 : prélèvement de 8 cm (11m 04 à 11m 12)
  - > 08 : prélèvement des 24 derniers cm (11m 12 à 11m 36) base du sédiment beige
  - > 07 : prélèvement des 24 derniers cm (11m 36 à 11m 60) de la tourbe de la base.
- Il y a recouvrement lors du forage entre les segments de la tarière de 1m50 ce qui explique la superposition des profondeurs d'échantillonnage avec l'échantillon suivant.
- > 25 : prélèvement de 16 cm (11m 25 à 11m 41) Sédiment avec de la tourbe probablement pas en place puisque on avait du sédiment beige jusqu'à 11m36
  - > 24 : prélèvement de 16 cm (11m 41 à 11m 57) toujours de la tourbe (en place ?).
  - > 23 : prélèvement de 16 cm (11m 57 à 11m 73) quelques cailloux dans la tourbe
  - > 22 : prélèvement de 16 cm (11m 73 à 11m 89) tourbe
  - > 21 : prélèvement de 16 cm (11m 89 à 12m 05) tourbe
  - > 20 : prélèvement de 16 cm (12m 05 à 12m 21) tourbe
  - > 19 : cailloutis du fond avec coquilles, silex et tourbe, galets, graviers. Prélèvement des 24 derniers cm (12m 21 à 12m 45).

28

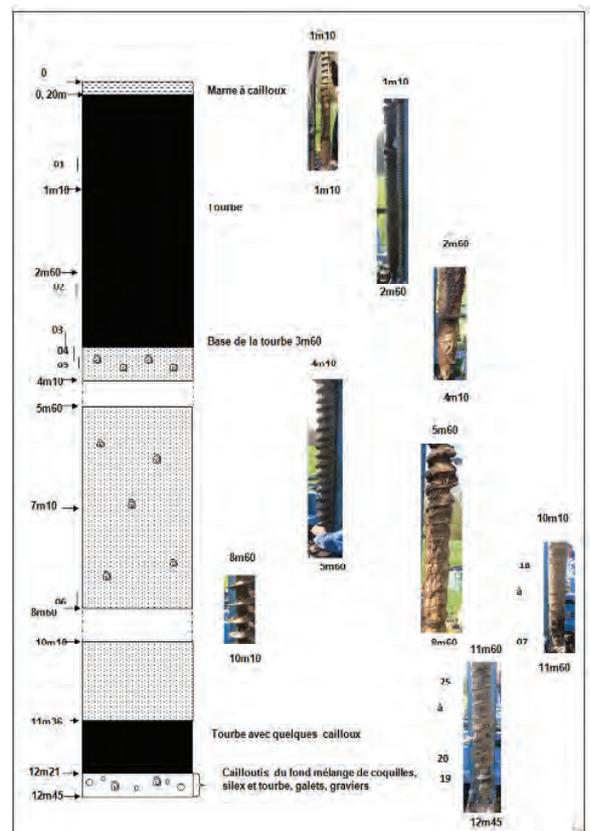


Figure 4.3: Log de la carotte LM111-1 réalisée sur le profil 7

29

## B- Carotte LM111-2

### Description des faciès sédimentaires.

La deuxième carotte a été effectuée sur le profil 3. La profondeur d'investigation est de 5m60 et trois faciès sédimentaires ont été identifiés. La tourbe, premier faciès, s'étend sur 4m77. A cette profondeur, on observe une transition de 0,08m d'épaisseur, mélange de tourbe et d'argile brune. Cette dernière apparaît nettement à une profondeur de 4m85 et les 0,25 m qui la composent repose sur 0,50m d'argile grise.

### Prélèvements :

- > 06 : prélèvement de 16 cm de tourbe (4m 62 à 4m 78)
- > 05 : prélèvement de 16 cm (4m 78 à 4m 94)
- > 04 : prélèvement de 16 cm passage argile grise à argile brune (5m 04 à 5m 20)
- > 03 : prélèvement de 16 cm d'argile grise (5m 20 à 5m 36)
- > 02 : prélèvement de 16 cm d'argile grise (5m 36 à 5m 52)

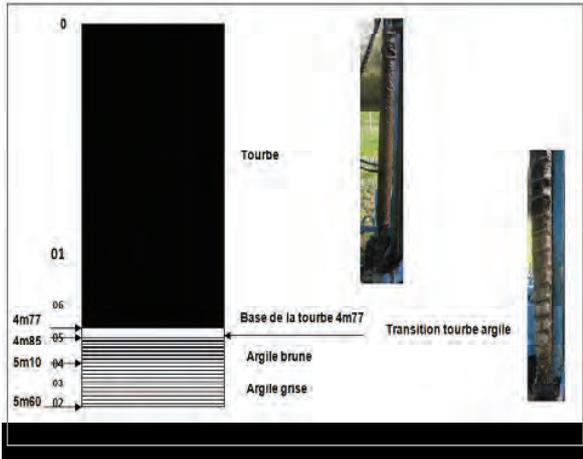


Figure 4.4: Log de la carotte LM111-1 réalisée sur le profil 5

30

## IV- Couplage des résultats

L'analyse des profils nous a permis d'identifier plusieurs faciès électriques (voir figure 3.11, gamme de couleur des faciès). Afin de déterminer à quelle couche géologique ils correspondent, nous les avons comparés aux logs des carottes (figure 4.5 et 4.6).

Sur la carotte LM111-1, la base de la tourbe se situe à 3m60 de profondeur. Sur le profil 7 le faciès bleu clair, de résistivité comprise entre 15 et 20 Ohm.m, a sa limite inférieure à 3m65. La tourbe correspondrait donc au faciès de résistivité inférieure à 25 Ohm.m (soit le bleu turquoise et le bleu clair)

Sur la carotte, on retrouve après la tourbe, un sédiment fin beige coquillier jusqu'à 11m36 de profondeur. Or sur le profil, le faciès électrique en-dessous de la tourbe (faciès bleu foncé et bleu marine de résistivité comprise entre 0 et 15 Ohm.m) s'arrête à 6m50 de profondeur. On ne peut donc pas définir avec précision les faciès correspondant à la couche de sédiment fin beige coquillier.

Avec notre panneau de 48 électrodes, la profondeur d'investigation est limitée à 8m06 alors qu'avec le forage nous avons atteint 12m45. Nous ne pouvons donc pas identifier les faciès géologiques se situant à plus de 8m (les cailloutis n'apparaissent qu'à 11m21).

Cependant, entre 17 et 50m de largeur (horizontalement sur le profil), et à faible profondeur (moins de 3m) on retrouve des faciès de résistivité largement supérieure à la tourbe (supérieure à 80 Ohm.m). Une première tentative de forage dans cette zone, finalement abandonnée, nous permet d'affirmer qu'il s'agit de remblais. Nous avons donc émis l'hypothèse que ces faciès électriques auraient une résistivité apparente voisine de celle des cailloutis.

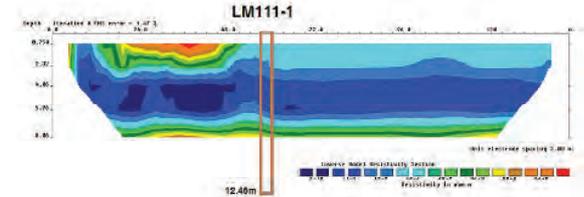


Figure 4.5 : localisation de la carotte LM111-1 sur le profil 7

Sur la carotte LM11-2, la base de la tourbe se situe à 4m77 de profondeur. Cette profondeur englobe sur le profil 5, les faciès bleu turquoise (20 à 25 Ohm.m) et bleu clair (15 à 20 Ohm.m) comme sur le profil 7, mais en plus le faciès bleu marine (entre 7 et 15 Ohm.m).

A partir de ces éléments, on peut déduire que la tourbe correspond bien au faciès bleu turquoise et bleu clair, avec une « marge » de résistivité correspondant en partie au faciès bleu foncé. Cette variation peut être due à des différences de porosité de la tourbe, ou de sa composition, car pour rappel, la tourbe prélevée sur la carotte LM111-2 était un peu plus argileuse.

31

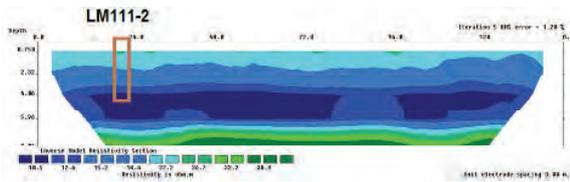


Figure 4.6 : localisation de la carotte LM111-2 sur le profil 5

## VI Analyse piézométrique

Le tableau ci-dessous présente les résultats des relevés piézométriques effectués. Le point P1 correspond au piézomètre déposé dans le trou de la carotte LM111-1 et le point P2 au piézomètre déposé dans le fossé de la carotte LM111-2

Date	Heure	Hauteur d'eau P1		Hauteur d'eau P2	
Lundi 11 Avril 2011	9h20	60cm	9h15	57cm	
	12h15	59cm	12h20	56cm	
	15h45	61cm	15h50	57,5cm	
Mardi 12 Avril 2011	9h08	62,5cm	9h12	58cm	
	12h00	62cm	12h04	57,5cm	
	15h08	62,5cm	15h12	58cm	
Jeudi 14 Avril 2011	11h50	63,5cm	12h00	60,5 cm	

Figure 4.7 : tableau récapitulatif des mesures de hauteur d'eau réalisées

Les variations de la hauteur d'eau sont de l'ordre du centimètre. L'influence tidale est donc négligeable dans cette vallée, à plus de 1km de la Seine. Nous n'avons donc pas poursuivi les relevés au-delà de ces 4 jours.

32

## Partie 5 : Interprétation

### I- Observation

En analysant les profils (en annexes), on peut identifier 4 principaux types de profils :

- Des profils qui présentent une importante couche de tourbe, (profils 1 à 7)
- Des profils qui présentent une faible épaisseur de tourbe (profils 11, 15, 17),
- Des profils qui sont exempt de tourbe (profils 18 19, 20,21)
- Des profils qui présentent des remblaiements c'est-à-dire une couche au-dessus de la tourbe (profils 6, 7 et peut-être 8).

Il apparaît donc une variation importante de la hauteur de tourbe. Pour l'estimer, nous avons évalué la hauteur de sédiment sur l'ensemble de la zone d'étude : Pour chaque profil nous avons identifié les faciès électriques correspondant à la tourbe (en bleu clair et bleu turquoise) ainsi que la marge de variation, (correspondant au faciès bleu marine) ; puis estimé la profondeur maximale qu'ils atteignent. Nous avons ainsi pu définir le graphique de la figure 5.1, qui représente la limite inférieure de tourbe sur chaque intervalle de mesure. Nous avons distingué les zones sans données (en gris) et les zones sans tourbe (en blanc), car cette dernière contient de l'information géologique.

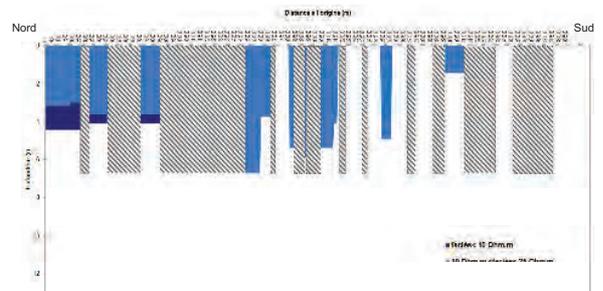


Figure 5.1 : Représentation graphique de la hauteur de tourbe. Les valeurs du profil 6, situé entre 1140 et 1280m n'est pas représenté car il est jugé trop bruité

De même défini la limite supérieure de la couche de résistivité de 80 Ohm.m (faciès orange), assimilée au cailloutis sur la figure 5.2.

33

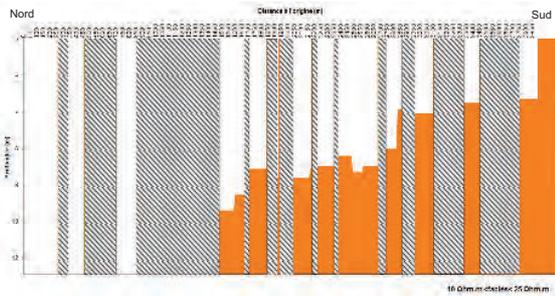


Figure 5.2 : Représentation graphique de la limite supérieure de la de cailloutis

Puis par lissage des données (en incrémentant les données manquantes), nous avons pu représenter le remplissage de la vallée par la tourbe sur la figure 5.3.

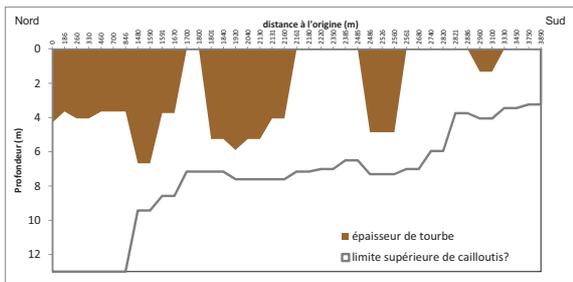


Figure 5.3 : Représentation graphique de l'épaisseur de tourbe et de la limite supérieure des faciès assimilés aux cailloutis.

34

## Bilan de stage

### Laetitia AYANG- NZAME AYANG

Ce stage m'a permis d'utiliser les appareils ou techniques appropriés en géophysique et géologie en vue d'effectuer des analyses du sous-sol.

J'ai pu procéder à la collecte et à l'interprétation des données de terrain et à leur modélisation avec des moyens numériques.

J'ai particulièrement apprécié de travailler sur le terrain car cela permet de mieux appréhender la réalité et d'être au plus près des opérations

De plus j'ai eu l'occasion de mettre en pratique les connaissances antérieures en ce qui concerne la stratigraphie et l'étude des paléo-environnements.

Ce stage a été éducatif et m'a éclairé sur mes choix d'orientations et autres à l'avenir.

### Inès ATTIBA

Ce stage a été un réel enrichissement professionnel : durant ces 10 semaines au sein des structures du laboratoire de Morphodynamique Continentale et Côtière du CNRS-ROUEN, j'ai eu l'opportunité de travailler à la fois sur le terrain et en laboratoire. Cette expérience conjointe m'a permis de me familiariser aux méthodes de prospection sur le terrain, et à ses exigences : précisions des mesures, des relevés, ou encore contraintes du terrain et du matériel. Mais surtout de maîtriser de nouveaux outils, notamment le logiciel RES2DINV® et ses composantes, ainsi que le logiciel SURFER®. Au-delà de cela, j'ai pu étoffer mes connaissances en géologie car l'ensemble de l'équipe d'encadrement s'est montrée être un puits intarissable de connaissances dans le domaine.

36

## II- Interprétation

En supposant exactes les hypothèses d'assimilation des faciès électriques à la tourbe et aux cailloutis, la première observation que l'on peut tirer est qu'il apparaît une structure du substratum en escalier, qui pourrait s'expliquer par la présence de terrasses, ou de failles géologiques. La deuxième observation est qu'on a une hauteur de tourbe très variable, et plus importante à l'aval qu'à l'amont. Ceci pourrait se justifier par une alimentation en eau par l'amont, y maintenant un lac. Les apports en eau par la Seine étant moindres ou nuls, un marais puis une tourbière se serait installée entre le lac et la Seine.

Par ailleurs, il y aurait eu coexistence aux environs de -6m de plusieurs zones lacustres et de plusieurs zones de tourbière (apparaissant en blanc sur la figure 5.3)

## Conclusion

La méthode de prospection géophysique nous a permis d'étudier le méandre de Brotonne. Cette méthode présente des intérêts certains : Le sondage électrique est une méthode non invasive qui permet un gain de temps considérable. L'optimisation des données permet une distinction précise des faciès électriques et donc des faciès géologiques. Cependant notre interprétation a été limitée par le fait que le substratum du méandre se situe aux environs de 12 m alors que la profondeur d'investigation électrique que nous avons utilisé n'excède pas les 10m. Nous n'avons donc pas pu identifier avec précision le substratum crayeux du méandre.

Néanmoins, couplée aux carottes, cette prospection nous a permis de confirmer l'existence d'une tourbière étendue. Nous avons aussi pu décrire la géométrie des dépôts avec la présence de terrasses, spécifiques à l'Holocène et les variations des domaines lacustres et palustres. Les études à venir (normalement en septembre) permettront de confirmer ces hypothèses. Il serait sans doute intéressant à ce moment-là d'augmenter la profondeur d'investigation électrique afin d'identifier avec précision la couche de cailloutis et éventuellement atteindre le socle crayeux.

35

## Références bibliographiques :

- Francou, B. et Vincent, C. (2007). *Les glaciers à l'épreuve du climat*. IRD Editions, Institut de Recherche pour le Développement. Editions Belin, Paris, 274p.
- Blum, M.D. et Tornqvist, T.E. (2000). Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology*, 47: 2-48.
- DeBlonde, G. et Peltier, W.R., (1991). A one-dimensional model of continental ice volume fluctuations through the Pleistocene: Implications for the origin of the Mid-Pleistocene Climate Transition. *Journal of Climate*, 4: 318-344.
- Etheridge, D.M., Steele, L.P., Langenfelds, R.L., Francey, R.J., Barnola, J.-M. et Morgan, V.I. (1996). Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO<sub>2</sub> over the last 1000 years from air in Antarctic ice and firn. *Journal of Geophysical Research*, 101: 4115-4128.
- Frouin, M., Sebag, D., Durand, A. et Laignel, B. (2010). Paleoenvironmental Evolution of the Seine River Estuary during the Holocene. *Quaternaire*, 21, p.71-83
- Frouin, M., Sebag, D., Laignel, B., Ogier, S. et Durand, A. (2007). Sedimentological characterization and origin of the deposits in a Holocene marsh (Vernier Marsh, Seine Estuary, France). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 51: 1-18
- Grootes, P.M. (1995). Ice cores as archives of decade-to-century-scale climate variability. In: D.G. Martinson, K. Bryan, M. Ghil, M.M. Hall, T.R. Karl, E.S. Sarachik, S. Soroshian et L.D. Tiley (Editors), *Natural climate variability on decade-to-century time scales*. National Academy Press, Washington, DC, pp.544-554.
- Huault, M.F. et Lefebvre, D. (1983). Un dépôt holocène exceptionnel dans la basse vallée de la Seine : La diatomite calcifiée de la Mailleraye-sur-Seine. *Bulletin de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire*, 4 : 171-181
- Imbrie, J. et Imbrie, K.P. (1979). *Ice ages: solving the mystery*. MacMillan, New-York, 22pp.
- Jervey, M.T. (1988). Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.S.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross et J.C. Van Wagoner (Editors), *Sea-level changes: an integrated approach*. SEPM special publication, pp. 47-69.
- Lambeck, K., Esat, T.M. et Potter, E.-K. (2002). Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature*, 419: 199-206.
- Lecolle, F. (1989). *Le cours moyen de la Seine au Pléistocène moyen et supérieur*. Géologie et Préhistoire. Université Paris VI, 549 pp.
- Lefebvre, D., A., Auffret, J.-P., Lautridou, J.-P. et Lecolle, F. (1994). Réponse de la Seine et de la Somme aux événements climatiques, eustatiques et tectoniques du Pléistocène moyen et récent: rythmes et taux d'érosion. *Quaternaire*, 5: 165-172.

37

Lefebvre, D.(1988). Les méandres hypertrophies de la Basse Seine sont une forme dégradée de méandres surimposés. *Bulletin de la Société Géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, 75 : 43-57.

Leopold, L.B., et Wolman, M.G.(1957). River channel patterns, braided, meandering and straight. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 282-B.

Mörner, N.A.( 1995). Earth rotation, ocean circulation and paleoclimate. *GeoJournal*, 37: 419-430.

Mörner, N.A.( 1996). Rapid changes in coastal sea level. *Journal of Coastal Research*, 12: 797-800.

Pirazzoli, P.A.( 1985). Sea-level change. *Nature and Resources*, 21: 2-9.

Schumm, S.A.(1981). Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications. In: F.G. Etheridge et R.M. Flores (Editors), *Recent and ancient nonmarine depositional environments: model for exploration*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, pp. 19-29.

Self, S., Rampino, M.R. et Barbera, J.J. (1981). The impossible effects of large 19th and 20th century volcanic eruptions on zonal and hemispheric surface temperatures. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 11: 41-60

Shackleton, N.J., Berger, A. et Peltier, W.R.(1990). An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP site 677. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 81: 251-261.

Shackleton, N.J. (1987). Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews*, 6: 183-190.

Chouteau M. et Gloaguen E. (2003). *La tomographie électrique en génie et en environnement*. Curs polytechnique, Montréal, 62pp.

## Liste des figures

### Partie 1

Figure 1.1 : Schéma illustrant les quatre éléments astronomiques des climats, dus aux mouvements de la Terre autour du Soleil (Berger, 1976 ; Bernard, 1986).

Figure 1.2 : Classification des différentes formes de chenaux fluviaux en fonction de leur tracé et charge sédimentaire (Schumm, 1981)

Figure 1.3: Représentation schématique de l'évolution d'un méandre (Miall, 1992).

### Partie 2

Figure 2.1 : MNT de la basse vallée de Seine depuis la boucle d'Elbeuf jusqu'à l'estuaire.

Figure 2.2: Cours actuel de la Seine, reconstitution d'anciens cours de la Seine pour trois périodes glaciaires différentes d'après Lefebvre (1988).

Figure 2.4:Le sondage C'. Principaux caractères lithologiques et paléontologiques.

### Partie 3

Figure 3.1 : a) Représentation schématique d'une résistance parcourue par un courant.

b) Expression de la loi d'Ohm

Figure 3.2 : Valeurs de résistivité et de conductivité de quelques matériaux

Figure 3.3: quadripôle de mesure de la résistivité apparente, in tomographie électrique en génie et en environnement, 2003

Figure 3.4 : variation de la profondeur d'investigation en fonction de l'espacement entre les électrodes, in tomographie électrique en génie et en environnement, 2003

Figure 3.5 : Présentation des principaux dispositifs de mesure de la résistivité apparente.

Figure 3.6 : Schématisation des séquences de mesures en un panneau, in tomographie électrique en génie et en environnement, 2003

Figure 3.7 : Représentation schématique des données de résistivité apparente en pseudosection pour un panneau de 20 électrodes

Figure 3.8 : Schéma du montage électrique en dispositif Wenner

Figure 3.8 : Schéma du montage électrique en dispositif Wenner

Figure 3.9 : Correction d'un profil.

a) : profil brut. Les données aberrantes sont marquées en rouge.

b) profil corrigé

Figure 3.10 : résultat de l'optimisation par inversion du profil 7

a) Résistivité apparente expérimentale

b) Résistivité apparente calculée

c) Résistivité réelle optimisée

Figure 3.11 : gamme de couleur définie pour uniformiser l'identification des faciès électriques.

Figure 3.12 : a) photographie de la tarière mécanique auto tractée en cours de déplacement  
b) photographie de la tarière en cours de forage

38

39

### Partie 4

Figure 4.2 a) Résultat de l'optimisation du profil 1

b) Résultat de l'optimisation du profil 10

c) Résultat de l'optimisation du profil 17

d) Résultat de l'optimisation du profil 21

Figure 4.3: Log de la carotte LM111-1 réalisée sur le profil 7

Figure 4.4: Log de la carotte LM111-1 réalisée sur le profil 5

Figure 4.5 : localisation de la carotte LM111-2 sur le profil 7

Figure 4.6 : localisation de la carotte LM111-2 sur le profil 5

Figure 4.7 : tableau récapitulatif des mesures de hauteur d'eau réalisées

### Partie 5

Figure 5.1 : Représentation de la variation de hauteur de tourbe

Figure 5.1 : Représentation graphique des hauteurs de tourbe et de sédiments lacustres

Figure 5.2 : Représentation graphique de la limite supérieure de la de cailloutis

Figure 5.3 : Représentation graphique des hauteurs de tourbe et de sédiments lacustres

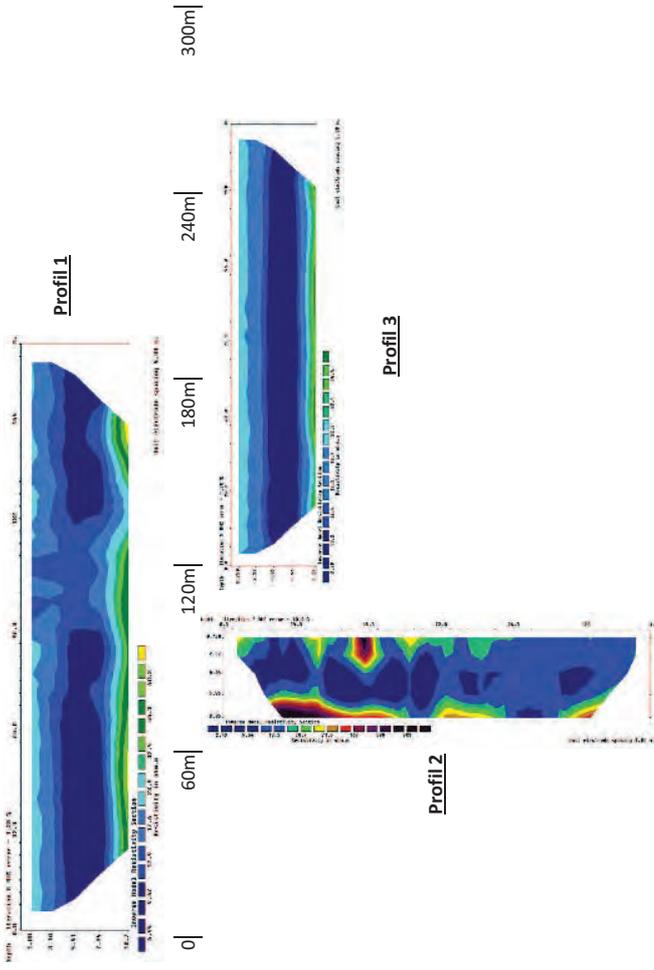
## Annexe : Les profils électriques

### Légende

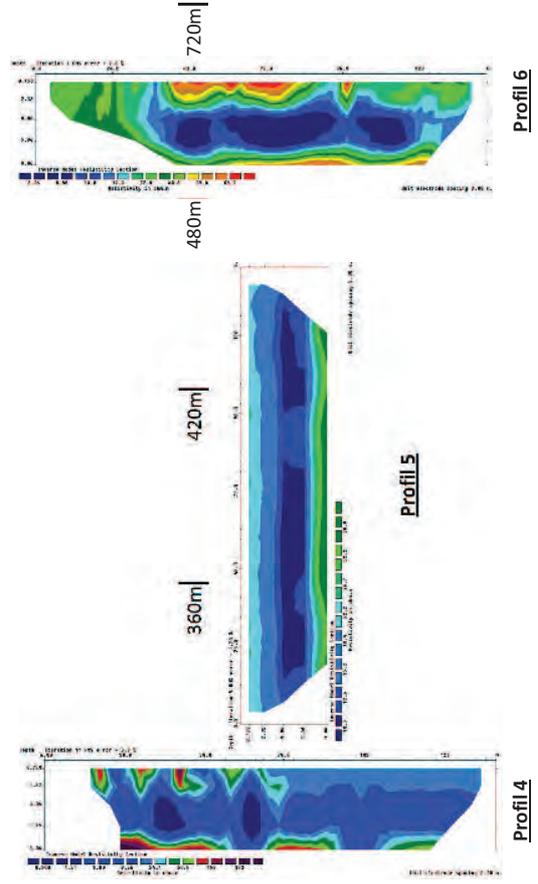
Intervalle de résistivité (Ohm.m)	Couleur	Faciès géologique correspondant
0-15		Sédiments lacustres (argile, et sédiment fin beige)
15-25		Tourbe
25-35		
35-60		
60-80		Cailloutis
80-110		
110-200		
200-500		
≥ 500		

40

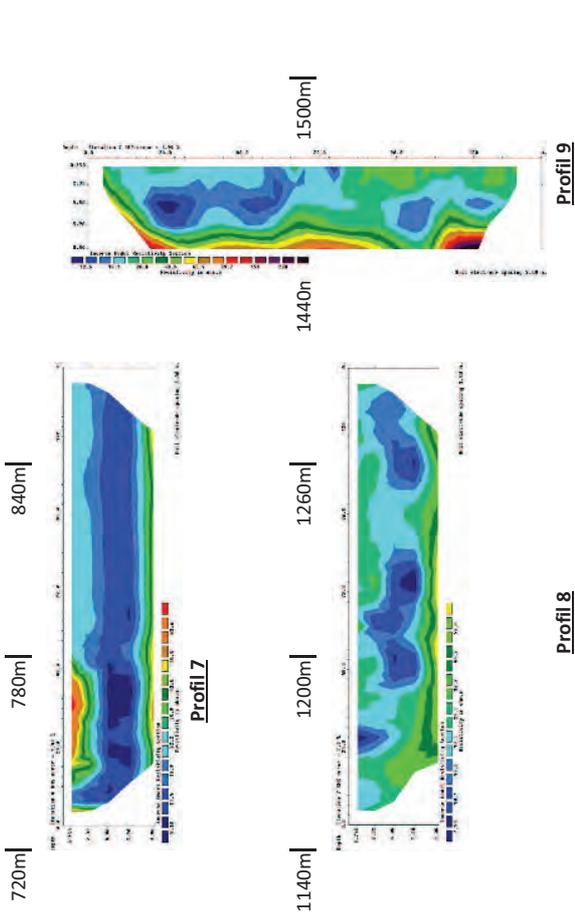
41



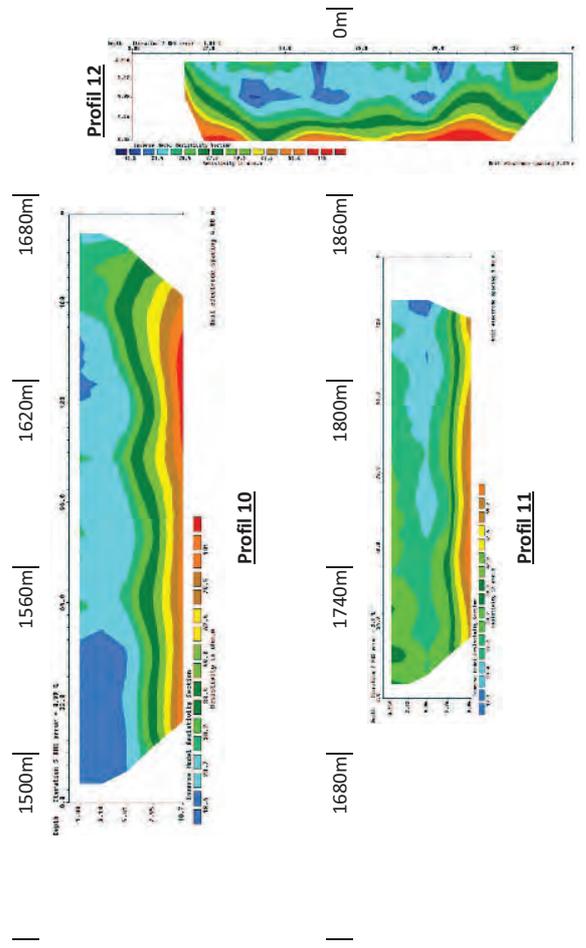
Page 1



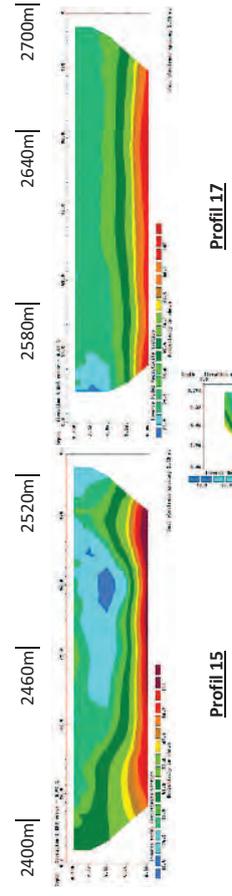
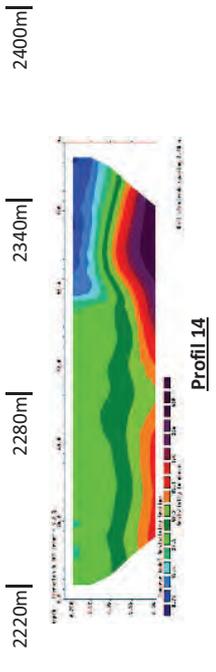
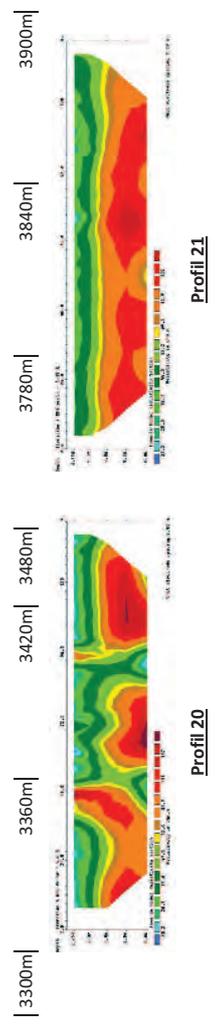
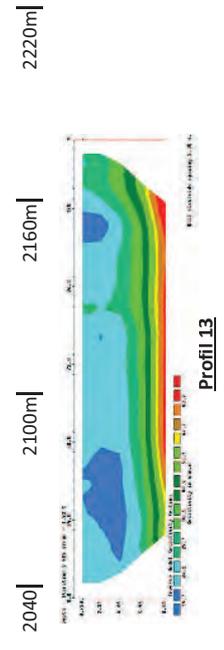
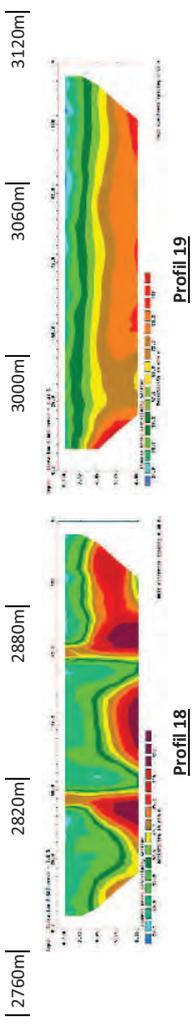
Page 2



Page 3



Page 4



## **Annexe 4**

Rapport de stage

M1

Rosine Cartier

**Etude de la flore de diatomées dans le remplissage holocène  
du lac de la Mailleraye, Vallée de la Seine**

Université de Clermont-Ferrand

Encadrement

Guillaume Hermier, Université de Rouen, M2C

Sommaire

I. Introduction ..... 1

II. Matériels et méthodes ..... 2

II.1. Présentation du site d'étude ..... 2

II.2. Analyse de la carotte sédimentaire ..... 3

II.2.1) Description du profil ..... 3

II.2.2) Préparation des lames ..... 4

II.2.3) Identification des diatomées ..... 4

II.3. Traitements des données ..... 5

III. Résultats ..... 6

III.1. Analyse globale de la carotte sédimentaire ..... 6

III.1.1) Concentration des diatomées ..... 6

III.1.2) Diversité des genres observés ..... 6

III.2. Etude des assemblages ..... 7

III.2.1) Abondances relatives et espèces caractéristiques ..... 7

III.2.2) Indices de diversité ..... 9

III.3. Indications paléocéologiques ..... 9

III.3.1) Le potentiel hydrogène ..... 9

III.3.2) La salinité ..... 10

III.3.3) L'oxygénation ..... 10

III.3.4) La saprobie ..... 11

III.3.5) Le statut trophique ..... 12

IV. Discussion ..... 13

IV.1. Comparaisons et situation du carottage ..... 13

IV.2. Indications paléocéologiques ..... 14

IV.3. Limites de l'étude ..... 14

V. Conclusion ..... 16

VI. Bibliographie ..... 17

Les paysages de la vallée de la Seine ont été façonnés par le cours du fleuve qui draine la partie nord du bassin parisien. A l'échelle régionale, la géomorphologie de la basse vallée consiste en une succession de larges méandres. Ceux-ci sont le résultat d'un creusement progressif des chenaux, à l'origine anastomosés de la Seine (Lefebvre, 1988).

La Mailleraye-sur-Seine (76) était autrefois parcourue par l'un de ces méandres qui fut recoupé probablement pendant le Pléistocène moyen, entre 800 000 et 128 000 ans B.P. (« before present »). Durant une partie de l'holocène, les dix mille dernières années, le milieu a abrité un environnement lacustre dont les dépôts se sont accumulés jusqu'à un comblement total : quelques mètres de tourbe surmontant plusieurs mètres de diatomite calcifiée (Huault, Lefebvre, 1983). Cette diatomite correspond à un calcaire pétri de restes de diatomées dont les frustules n'ont pas subi d'épigénie (remplacement de la silice par de la calcite). L'abondance, la conservation des frustules, et la rareté de ces dépôts lacustres en basse vallée de Seine font de ce site un sujet d'étude exceptionnel de l'évolution holocène.

En effet, les diatomées, appartenant à l'embranchement des Chromophytes, sont des algues microscopiques unicellulaires dont la répartition est sensible à la lumière, la température, et la plupart des paramètres physico-chimiques (pH, salinité, teneurs en éléments nutritifs, oxygénation etc.) (Pourriot, 1982). De ce fait, les associations spécifiques révèlent des indications importantes sur la composition des milieux aquatiques passés et leur évolution au cours des temps géologiques.

La diatomite calcifiée de la Mailleraye-sur-Seine a fait l'objet d'une seule analyse menée en 1983. Le carottage de l'UMR 6143 M2C « Morphodynamique continentale et côtière » représente donc, 30 ans plus tard, une étude préliminaire à la reprise des recherches. L'analyse des diatomées a pour but d'intégrer les nouvelles connaissances disponibles et de confronter les résultats obtenus avec ceux de 1983. En effet, différents ouvrages ont permis des avancées notables sur l'identification (Hartley B., 1996 ; Krammer K., 2001 ; Krammer K., 2002 ; Krammer K., Lange-Bertalot H., 2004a ; Krammer K., Lange-Bertalot H., 2004b) et la compréhension de l'écologie des diatomées (Van Dam et al., 1994).

L'étude pourra d'autre part donner de premières indications temporelles en présence de similitudes avec les assemblages de 1983. Ces informations permettront de situer le carottage au cours de la période holocène. Elles seront par la suite corrélées aux résultats obtenus par datations au carbone 14.

Enfin, une présence de diatomées marines avait été signalée au début du Subboréal (5050 ± 1280 B.P. à 3675 ± 60 B.P.). L'hypothèse concernant leur origine fut que les frustules auraient été apportés par des oiseaux provenant de la Vallée de la Seine. Cette hypothèse est étonnante compte tenu de la ponctualité des apports. Une abondance non négligeable de diatomées marines pourrait donc indiquer plutôt une origine des frustules via des entrées d'eaux de Seine.

II. Matériels et méthodes

II.1. Présentation du site d'étude

La Mailleraye-sur-Seine (76) est située entre Rouen et Le Havre à une soixantaine de kilomètres de l'estuaire de la Seine (figure 1).



Figure 1 : Les boucles de la Seine de Rouen à Le Havre (Google Earth)

L'ancien méandre, déserté par le fleuve (figure 2) au Pléistocène moyen, a laissé une vallée creusée dans le substratum crayeux. Puis, lors de la transgression flandrienne à la fin de la dernière glaciation du Würm (entre 17 000 et 10 000 ans) le toit de la nappe phréatique s'est élevé inondant l'ancien bras de la Seine. Le milieu est désormais comblé et abrite une des plus grandes hêtraies de France, la forêt de Brotonne, partie intégrante du parc naturel régional des Boucles de la Seine Normande.



Figure 2 : Situation de l'ancien méandre recoupé par le fleuve (Google Earth)

II.2. Analyse de la carotte sédimentaire

II.2.1) Description du profil

L'extraction à la Mailleraye-sur-Seine a été réalisée avec un vibro-carottier sur une profondeur de huit mètres. L'appareil extrait à chaque opération une carotte sédimentaire de 1 m de long. Le profil se présente donc fragmenté et doit être par la suite reconstitué en laboratoire (figure 3). Afin d'éviter la perte de matériel à la jonction entre deux fragments, deux carottages différents ont été réalisés. Ceux-ci ont permis d'obtenir des chevauchements entre les carottes sédimentaires et ainsi de reconstituer au mieux le profil initial.



Figure 3 : Carottes sédimentaires extraites de La Mailleraye-sur-Seine (source personnelle)

D'après l'étude de la réflectance (quantité d'énergie réémise par rapport à la quantité reçue) dans le domaine du visible, trois grands ensembles se distinguent sur le profil (Debret, étude en cours). Le premier, de 0 à 40 cm de profondeur, correspond à un remaniement anthropique de surface, des remblais, constitués de marne à cailloux (figure 4). Puis, vient un matériel à faible réflectance de 0.4 à environ 2.5 m de profondeur, la tourbe, riche en eau et de couleur très sombre. La diatomite calcifiée apparaît à partir de 2.5 m caractérisée par une très forte réflectance due à sa couleur gris-clair. Elle présente des fragments de coquilles plus ou moins concentrés, des variations de couleurs et de granulométrie.

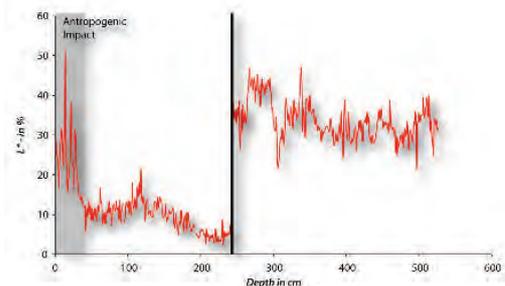


Figure 4 : Analyse de la réflectance (L en %) du profil sédimentaire de La Mailleraye-sur-Seine (source : étude en cours Maxime Debret)

## II.2.2) Préparation des lames

Des échantillons, au nombre de 30, ont été prélevés tous les 10 cm le long de la carotte sédimentaire puis pesés. Chaque échantillon a ensuite été traité à l'eau oxygénée et l'acide chlorhydrique afin d'éliminer la matière organique et le CaCO<sub>3</sub>. De l'eau distillée a été ajoutée pour obtenir une solution d'environ 350 ml. Puis, les prélèvements ont été rincés par une succession de trois centrifugations de 15 minutes à 2000 tours/min. Le surnageant a été éliminé entre chaque opération.

Une fraction de chaque solution (0.2 ml) bien homogénéisée a ensuite été placée sur une lamelle préalablement dégraissée à l'alcool. Après une nuit de séchage, les lamelles ont été collées à chaud sur les lames à l'aide de la résine NAPHRAX (indice optique n = 1,74).

## II.2.3) Identification des diatomées

L'observation des diatomées a été réalisée en lumière transmise avec un microscope Leica DMLP (grossissement x 1000).

Leur identification réside dans la présence autour du contenu cellulaire d'une enveloppe de nature siliceuse appelée frustule. Cette enveloppe est constituée de deux valves, épivalve et hypovalve réunies par des ceintures connectives (figure 5). Les valves présentent une ornementation spécifique constituée de pores réalisant les échanges entre le milieu externe et la cellule. Ces ouvertures forment des stries, côtes, cloisons, caractéristiques de chaque espèce de diatomées.



Figure 5 : Frustule d'une *Achnanthes* observée au microscope électronique à balayage (DREAL Pays de la Loire)

A partir de ces critères d'identification et de flores adaptées (Germain H., 1981 ; Hartley B., 1996 ; Krammer K., 2001 ; Krammer K., 2002 ; Krammer K., Lange-Bertalot H., 1988 ; Krammer K., Lange-Bertalot H., 2004a ; Krammer K., Lange-Bertalot H., 2004b ; Patrick R., Reimer Charles W., Yong Su-Ying, 1975 ; Rumeau A., Coste M., 1988 ; Van Heurk H., 1981) les diatomées ont été identifiées jusqu'à l'espèce.

Les comptages ont été réalisés en nombre de valves pour éviter une surestimation des individus dont les frustules se dissocient rapidement. Les valves n'ont été comptabilisées que lorsqu'elles présentaient une taille supérieure à 50 % du frustule initial. Les diatomées, placées en vue connective n'ont généralement pas pu être identifiées sans observation de

4

l'ornementation valvaire. Enfin, un minimum de 300 individus par lame ont été comptabilisés afin d'obtenir un résultat significatif (Pestrea S., Saint Martin J.-P. 2002).

## II.3. Traitements des données

A partir des comptages obtenus l'abondance relative et la concentration des espèces de diatomées ont été calculées :

- Concentration (valves / ml) = (surface de la lame (mm<sup>2</sup>) / surface comptée (mm<sup>2</sup>)) \* effectif / quantité prélevée (ml)
- Concentration (valves / g sédiment sec) = concentration (valves / ml) \* volume solution (ml) / masse sédiment sec (g)

Pour la représentation graphique, seules les espèces présentant une abondance relative supérieure à 1 % ont été retenues. Deux zones distinctes (séparées par une ligne rouge) ont été identifiées à partir d'une évolution significative des espèces dominantes. D'autre part, différents paramètres de diversité ont été calculés :

- Indice de Shannon : paramètre de diversité basé sur les abondances relatives qui étudie la structuration des assemblages. Il varie de 0 à ln(S), S représentant le nombre total d'espèces présentes.

$$H = - \sum_{i=1}^S p_i \cdot \log_2(p_i)$$

H = indice de Shannon  
 $p_i$  = fréquence de l'espèce i dans l'échantillon  
 S = nombre total d'espèces de l'échantillon

- Equitabilité : Indice de Shannon (H) / ln(S). Indice normé variant de 0 à 1.

Enfin, les espèces présentes ont été corrélées aux indications paléoenvironnementales disponibles (Van Dam et al., 1994). Les affinités écologiques ont concerné le potentiel hydrogène (pH), la salinité (quantité de sels dissous), l'oxygénation, la saprobie (affinité pour les matières organiques) et le statut trophique (affinité pour les sels minéraux nutritifs azote et phosphore) (annexe 1). En ce qui concerne le potentiel hydrogène et la saprobie les trois principales classes d'affinité ont été comparées en calculant la proportion de chacune d'elle dans l'abondance totale formée par les trois classes. Les coordonnées utilisées pour le diagramme ternaire ont été calculées de la façon suivante :

- $x = ((\text{abondance relative})_{\text{classe 1}} + (\text{abondance relative})_{\text{classe 2}}) / 2$
- $y = (\sqrt{3} (\text{abondance relative})_{\text{classe 2}}) / 2$

5

## III. Résultats

### III.1. Analyse globale de la carotte sédimentaire

#### III.1.1) Concentration des diatomées

La concentration totale en diatomées le long de la carotte sédimentaire a été représentée (figure 6). Les frustules ont été retrouvés en abondance dans les échantillons.

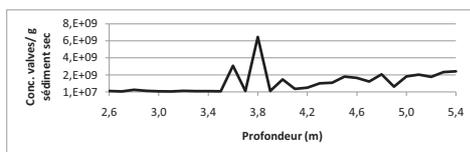


Figure 6 : Concentration totale en diatomées le long de la carotte sédimentaire

#### III.1.2) Diversité des genres observés

La carotte sédimentaire est globalement dominée par les diatomées pennées (figure 7) représentées par 91 espèces réparties en 31 genres (figure 8). Les centriques, moins nombreuses, ne présentent qu'une seule espèce par genre (11 au total) sauf pour les *Cyclotella* (2 espèces).



Figure 7 : Proportion des espèces centriques et pennées

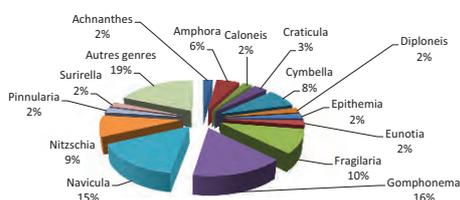


Figure 8 : Proportion des espèces de diatomées pennées par genre

6

### III.2. Etude des assemblages

#### III.2.1) Abondances relatives et espèces caractéristiques

Les comptages ont permis de déterminer l'abondance relative des espèces de diatomées de chaque prélèvement (figure 9). La liste des espèces rencontrées est disponible en annexe 2. D'après les résultats deux zones distinctes peuvent être séparées.

La première, de 5,4 m à 4,1 m est caractérisée par une dominance de *Cocconeis placentula* qui peut atteindre une abondance relative allant jusqu'à 60 %. Celle-ci est significativement plus importante dans cette zone qu'au dessus de 4,1 m ( $p$ -value  $4.23^{E-5}$ ). Deux autres espèces dominent les assemblages : *Epithemia zebra* et *Epithemia turgida*. Néanmoins, elles ne sont pas spécifiques à cette période car leur présence reste importante par la suite et leurs abondances relatives ne présentent pas d'évolution significative. Certaines espèces semblent cantonnées à cette zone et disparaissent quasiment totalement des relevés plus récents : *Ellerbeckia arenaria* et différentes espèces de *Fragilaria* (*Fragilaria brevistriata*, *Fragilaria construens*). Des espèces marines (*Delphineis minutissima*, *Thalassiosira* sp. etc.) sont d'autre part présentes entre 4,1 et 4,7 m pouvant atteindre ponctuellement un peu plus de 15 % des assemblages.

Au dessus de 4,1 m l'abondance relative de *Cocconeis placentula* diminue progressivement jusqu'à des abondances relatives inférieures à 20 %. D'autres espèces en revanche se développent de façon significative et caractérisent cette zone : *Navicula oblonga* ( $p$ -value  $1.10^{E-2}$ ), *Navicula radiosa* ( $p$ -value  $1.83^{E-2}$ ) et *Nitzschia amphibia* ( $5.21^{E-4}$ ). Les espèces du genre *Gomphonema* sont aussi bien représentées avec principalement *Gomphonema pumilum*, *Gomphonema parvulum* et *Gomphonema truncatum*. Les espèces *Epithemia zebra* et *Epithemia turgida* représentent toujours une forte proportion des assemblages.

7

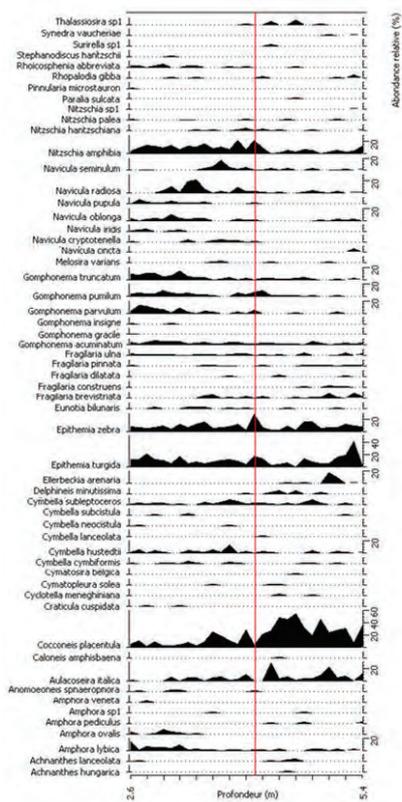


Figure 9 : Abondances relatives le long de la carotte sédimentaire

8

### III.2.2) Indices de diversité

La diversité, prenant en compte la richesse spécifique ainsi que la répartition équilibrée des abondances relatives a été représenté par l'indice de Shannon et l'équité (respectivement figure 10 et figure 11). La seconde période (au dessus de 4,1 m) est significativement plus diversifiée que la précédente ( $p$ -value  $2,40 \times 10^{-4}$ ) avec un indice d'équité moyen de 0,8.

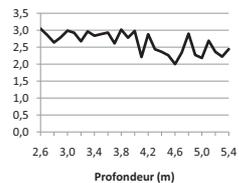


Figure 10 : Indice de Shannon (H)

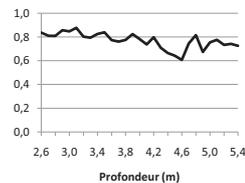


Figure 11 : Equité

### III.3. Indications paléocologiques

#### III.3.1) Le potentiel hydrogène

Domination nette des alcaliphiles (figure 12 et 13) cependant leur abondance diminue au dessus de 4,1 m ( $p$  value  $2,66 \times 10^{-3}$ ) tandis que les neutrophiles augmentent ( $p$  value  $4,3 \times 10^{-2}$ ).

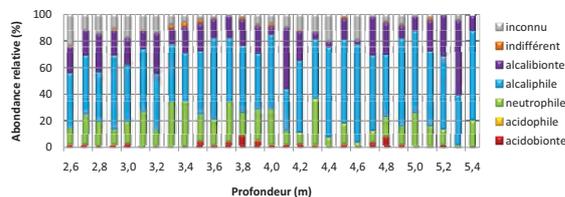


Figure 12 : Affinité des diatomées pour le potentiel hydrogène (d'après Van Dam et al., 1994)

9

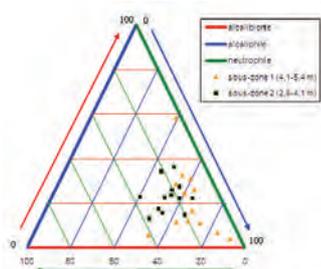


Figure 13 : Comparaison des trois principales classes d'affinité pour le potentiel hydrogène

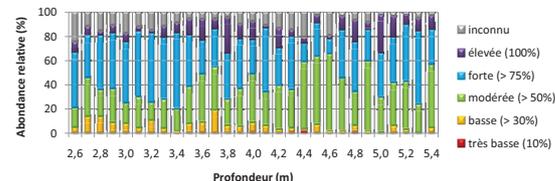


Figure 15 : Affinité des diatomées pour l'oxygénation (d'après Van Dam et al., 1994)

#### III.3.2) La salinité

Large domination des diatomées ayant une affinité pour des eaux douces à légèrement saumâtres (figure 14). Aucune évolution significative de la salinité des eaux n'est évaluée ( $p$  value  $2,51 \times 10^1$ ). La présence ponctuelle d'espèces marines est à noter.

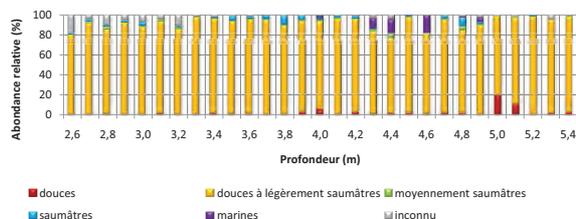


Figure 14 : Affinité des diatomées pour la salinité des eaux (d'après Van Dam et al., 1994)

#### III.3.3) L'oxygénation

Aucune différence significative entre les classes d'oxygénation forte et modérée ( $p$  value 6,43). Pas d'évolution significative de la classe d'oxygénation élevée ( $p$  value  $4,75 \times 10^{-1}$ ). Apparition d'espèces ayant une affinité pour une faible oxygénation au dessus de 4,1 m ( $p$  value  $3,65 \times 10^{-4}$ ) (figure 15).

10

#### III.3.4) La saprobie

Domination de la classe des bêta-mésosaprobies qui présente cependant une diminution significative au dessus de 4,1 m ( $p$  value  $5,10 \times 10^{-6}$ ). Les alpha-mésosaprobies présentent quant à eux une augmentation significative ( $p$  value  $1,65 \times 10^{-4}$ ). Ceci indique une augmentation de la saprobie et donc de la charge en matière organique (figure 16 et 17).

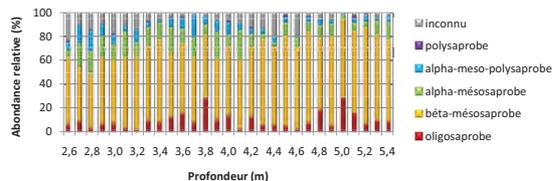


Figure 16 : Affinité des diatomées pour la saprobie (d'après Van Dam et al., 1994)

11

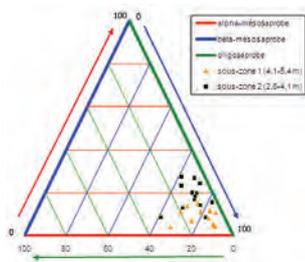


Figure 17 : Comparaison des trois principales classes d'affinité pour la saprobie

### III.3.5) Le statut trophique

Les assemblages sont dominés par des diatomées méso-eutrophes à eutrophes (figure 18). Aucune évolution significative n'est observée.

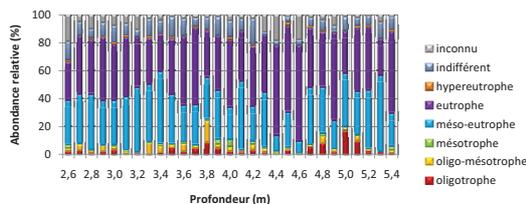


Figure 18 : Affinité des diatomées pour le statut trophique (d'après Van Dam et al., 1994)

12

## IV.2. Indications paléocologiques

Au début du Subboréal, le milieu était composé par des eaux alcalines, douces à légèrement saumâtres, peu profondes et à teneur modérée en matières organiques. Les assemblages de diatomées rendent ensuite compte d'une évolution progressive du milieu lacustre. D'une part, par une diminution des bêta-mésosaprobies au profit des alpha-mésosaprobies ; d'autre part par une diminution des alcaliphiles au profit des neutrophiles.

Ce premier fait peut s'expliquer par une accumulation naturelle de débris organiques (végétaux peu décomposés, coquilles, frustules etc.) dans le milieu aquatique. Ces dépôts, participant activement à un comblement progressif, favorisent le développement des macrophytes et l'augmentation de la saprobie (Castaings, 2008). Par voie de conséquence, l'augmentation de la charge organique intensifie l'activité bactérienne, la production d'acides organiques et de CO<sub>2</sub> (Gourdon, 2002). Ces composés, libérés et accumulés dans un milieu aquatique entraînent à leur tour la diminution du pH.

Cette évolution naturelle du milieu lacustre peut être accentuée par une diminution du renouvellement des eaux (Mangeot, 2010). La stagnation favorise alors le développement algal et l'activité bactérienne. A titre d'exemple, les eaux de la Risle (fleuve de Normandie) sont dominées par une flore de diatomées alcaliphiles contre une flore principalement neutrophiles dans les mares avoisinantes (G. Hermier, communication personnelle). La baisse du renouvellement peut être le fruit d'un mauvais écoulement des eaux vers la Seine. En effet, une évolution similaire du pH et de la saprobie est observée au Marais Vernier suite à l'installation d'une vanne à marées (G. Hermier, étude en cours). Celle-ci altère significativement la continuité écologique et diminue les échanges entre milieux. L'origine des eaux a aussi son importance. Ainsi, l'acidification sera moins importante lors d'un renouvellement par des eaux carbonatées. A l'inverse, des eaux issues de ruissellement ou de précipitations directes présentent un pH plus acide (Cresser M., 1988).

## IV.3. Limites de l'étude

L'extraction du sédiment à l'aide du vibro-carottier a engendré certaines limites. En effet, le fractionnement du profil a pu entraîner une légère perte de matériel. De plus, sans diaphragme pour retenir les chutes, des retombées de parois ont possiblement contaminées les zones de contact entre deux fragments.

Le profil obtenu après reconstitution a d'autre part présenté une longueur d'environ 5 mètres et demi pour 8 mètres de carottage terrain. Ceci indique une forte compaction du sédiment pouvant accentuer la destruction des frustules. Ajoutée à l'impossibilité d'identifier les diatomées en vue connective, l'abondance initiale des valves a dans une certaine mesure été sous-estimée.

14

## IV. Discussion

### IV.1. Comparaisons et situation du carottage

Les assemblages de diatomées présentent de grandes similitudes avec ceux de l'étude de Huault et Lefebvre en 1983 qui décrivaient alors : un premier ensemble daté de l'Atlantique de 7220 ± 175 B.P. à 5050 ± 1280 B.P. prédominé par *Melosira italica*, *Epithemia zebra* et *Epithemia turgida* ; un deuxième ensemble pendant le Subboréal de 5050 ± 1280 B.P. à 3675 ± 60 B.P. caractérisé par des diatomées épiphytes (*Cocconeis placentula*, *Epithemia zebra*, *Epithemia turgida* puis *Nitzschia amphibia*, *Navicula radiosa*, *Epithemia zebra* et *Gomphonema intricatum*) (Huault, Lefebvre, 1983). Ces indications laissent penser que les deux carottages sont issus de dépôts provenant d'un unique milieu lacustre. Dans ce cas, la limite entre les deux sous-zones (diminution de *Cocconeis placentula* au profit de *Epithemia zebra* et *Gomphonema intricatum*) établie à 4.1 m est datée d'environ 4300 B.P. (comparaison avec Huault et Lefebvre, 1983).

La première zone, datant de l'Atlantique, et caractérisée par *Aulacoseira italica* est absente dans le nouveau carottage. En effet, *Aulacoseira italica* présentait à cette période une abondance relative importante pouvant aller jusqu'à 80 % et ainsi dominer les assemblages. L'abondance relative maximale observée pour cette espèce n'est que de 30 % et ce uniquement en deux points précis. Autrement, celle-ci ne dépasse généralement pas les 20 % également en toute fin d'échantillonnage. Ces résultats indiquent que la prospection n'a pas été suffisamment profonde pour atteindre la période datant de l'Atlantique. Les assemblages étudiés font donc uniquement partie du Subboréal.

La présence d'espèces marines (*Delphineis minutissima*, *Thalassiosira sp.* etc.) concentrée entre 4.1 et 4.7 m est étonnante mais cependant à noter étant donné qu'elles peuvent atteindre ponctuellement un peu plus de 15 % des assemblages. Des diatomées marines ont aussi été identifiées dans l'étude de Huault et Lefebvre en 1983. L'hypothèse énoncée à l'époque fut que les frustules marins auraient été apportés par des oiseaux depuis la vallée de la Seine. Cependant, ceux-ci ont été retrouvés dans cette étude uniquement durant une période bien précise et ce, sensiblement aux mêmes profondeurs que Huault et Lefebvre. Les apports de frustules par des oiseaux semblent donc remis en cause. En effet, ils auraient dû s'effectuer au hasard et dans des proportions négligeables. Une origine des diatomées marines via des apports d'eau de Seine est donc envisageable en prenant en compte que le lit du fleuve était autrefois moins encaissé qu'aujourd'hui. Ceci démontrerait une connexion entre la Seine et l'ancien milieu lacustre durant le Subboréal. Plusieurs mouvements transgressifs ont été enregistrés au niveau du Marais Vernier (en aval de la Mailleraye-sur-Seine) par des changements dans la sédimentation (Huault, 1985). Cependant, aucune corrélation ne pourra être faite en l'absence de datations au carbone 14.

13

Enfin, l'exploitation des résultats a été limitée par le manque de datations au carbone 14 qui devront apporter des informations temporelles plus précises, utiles aux comparaisons d'assemblages et à la compréhension de l'origine des diatomées marines.

15

## V. Conclusion

Le carottage prélevé à la Mailleraye-sur-Seine a permis d'obtenir des informations sur le milieu lacustre présent durant le Subboréal (5050 ± 1280 B.P. à 3675 ± 60 B.P.).

Cette période a présenté deux zones distinctes. La première, jusqu'à environ 4 300 B.P. est dominée par *C. placentula*, *E. turgida* et *E. zebra*. D'autres espèces caractérisent cette zone comme *E. arenaria* et les *Fragilaria* (*F. brevistriata*, *F. construens*). L'abondance relative de *Cocconeis placentula* diminue ensuite significativement durant la seconde partie du Subboréal. Cette zone est caractérisée par un développement de *Navicula oblonga*, *Navicula radiosa*, *Nitzschia amphibia* et d'espèces du genre *Gomphonema* (*G. pumilum*, *G. parvulum*, *G. truncatum*).

Les diatomées sont principalement des espèces alcaliphiles (pH optimum supérieur à 7), méso-eutrophes à eutrophes, bêta-mésosaprobres (DBO<sub>5</sub> [2 ; 4] mg/L) et préférant les eaux douces à légèrement saumâtres (salinité entre 0,2 et 0,9 ‰) avec une saturation en oxygène modérée à forte (> 50 %). Ce sont des espèces généralement épiphytes se développant sur la végétation en eaux peu profondes.

Une modification des affinités écologiques a été identifiée durant le Subboréal. Elle traduit d'une part, une augmentation de la saprobie et d'autre part une diminution du pH des eaux. L'augmentation de la saprobie est un processus naturel lié à l'accumulation de dépôts organiques et au développement des macrophytes. Il en résulte une acidification du milieu avec la stimulation de l'activité bactérienne (production accrue de CO<sub>2</sub> et d'acides organiques). Cette évolution a pu être accentuée par une diminution des écoulements vers la Seine entraînant un mauvais renouvellement des eaux.

Les résultats obtenus sont donc semblables à ceux de Huault et Lefebvre en 1983 et indiquent que les dépôts étudiés font partie du même milieu lacustre. Ils permettent d'autre part d'infirmer l'hypothèse énoncée à l'époque à savoir que les frustules marins auraient été apportés par des oiseaux. En effet, les diatomées marines ont été retrouvées dans ce nouveau carottage à des profondeurs semblables et dans des proportions non négligeables. Il s'agit donc préférentiellement d'apports par les eaux de Seine.

Enfin, l'étude des assemblages de diatomées a permis d'obtenir des informations utiles à la réalisation de prochains carottages. La sédimentation observée fait donc partie du Subboréal, et une future extraction devra dépasser les 8 mètres afin d'atteindre la précédente période de l'holocène à savoir l'Atlantique.

## VI. Bibliographie

- DREAL — DREAL PAYS DE LA LOIRE [en ligne]. Disponible sur < <http://www.pays-de-la-loire.developpement-durable.gouv.fr> >
- Castaings J., 2008. — Etat de l'art des connaissances du phénomène de comblement des milieux lagunaires – Rapport de phase 1 – Réseau de suivi lagunaire – IFREMER.
- Cressier M., Edwards A. 1988. — Natural processes in freshwater acidification. *Endeavour* - Volume 12 - Issue 1. Pages 16-20.
- Germain H. 1981. — Flore des diatomées eaux douces et saumâtres. Bourb. 444 pages.
- Gourdon R., 2002. — Aide à la définition des déchets diatomés biodégradables, fermentescibles, méthanisables – association RE.CO.R.D - Laboratoire LAEPEI. INSA de Lyon, n° 00-0118/IA, 153 pages.
- Hartley B. 1996. — An Atlas of British Diatoms arranged by B. Hartley based on illustrations by H.G. Barber and J.R. Carter. P.A. Sims, 601 pages.
- Huault M-F. 1985. — Apports des diatomées à la reconstitution des paléoenvironnements : l'exemple du Marais Vernier lors de la transgression flandrienne. In: *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire* - Volume 22 - Numéro 4 - pp. 209-217.
- Huault M-F., Lefebvre D. 1983. — Un dépôt holocène exceptionnel dans la basse vallée de la Seine : la diatomite calcifiée de la Mailleraye-sur-Seine (France). In: *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire* - Volume 20 - Numéro 4 - pp. 171-181.
- Krammer K. 2001. — Diatoms of Europe - volume 2 - *Navicula sensu stricto* 10 Genera Separated from *Navicula sensu lato* Frustulia. A.R.G Gantner Verlag K.G., 526 pages.
- Krammer K. 2002. — Diatoms of Europe edited by H. Lange-Bertalot - volume 3 - *Cymbella*. A.R.G Gantner Verlag K.G., 584 pages.
- Krammer K., Lange-Bertalot H. 1988. — Bacillariophyceae : Sübwasserflora von Mitteleuropa, Bacillariaceae, Epithemiaceae, Surirellaceae.
- Krammer K., Lange-Bertalot H. 2004a. — Bacillariophyceae : Sübwasserflora von Mitteleuropa, 3. Teil/ Part 3 : Centrales, Fragillariaceae, Eunotiaceae. Spektrum, 599 pages.
- Krammer K., Lange-Bertalot H. 2004b. — Bacillariophyceae : Sübwasserflora von Mitteleuropa, 4. Teil: Achnantheae, Kritische Ergänzungen zu Achnanthes s.l., *Navicula* s.str., *Gomphonema*. Spektrum, 468 pages.
- Lefebvre, D. 1988. — Les méandres hypertrophiés de la Basse Seine sont une forme dégradée de méandres surimposés. *Bulletin de la Société Géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, 75 : 43-57.
- Mangot P. 2010. — Pourquoi rétablir la continuité écologique des cours d'eau ? - ONEMA - Office national de l'eau et des milieux aquatiques - 20 pages.
- Patrick R., Reimer Charles W., Yong Su-Ying 1975. — The Diatoms of the United States, Exclusive of Alaska and Hawaii - volume 2 - Part 1 - Entomoneidaceae, Cymbellaceae, Gomphonemaceae, Epithemiaceae. Suttler House, 213 pages.
- Prestea S., Saint Martin J.-P. 2002. — La microflore de diatomées du Messinien de Gibellina (Sicile occidentale, Italie), in Néraudeau D. & Goubert E. (eds), l'Événement messinien : approches paléobiologiques et paléocéologiques. *Geodiversitas* 24 (3) : 585-610
- Pourriot R. 1982. — Ecologie du plancton des eaux continentales. Masson, 198 pages.
- Rumeau A., Coste M. 1988. — Initiation à la systématique des diatomées d'eau douce pour l'utilisation pratique d'un indice diatomique générique. *Bulletin français de la Pêche et de la Pisciculture* - Numéro spécial 309 - 72 pages.
- Van Dam H., Mertens A., Sinkeldam J. 1994. — A coded checklist and ecological indicator values of freshwater diatoms from The Netherlands. 117 pages.
- Van Heurk H. (1981). - Diatomées de Belgique. Linnaeus Press, 400 pages.

Annexe 1 : Classes d'affinité écologique d'après Van Dam et al. 1994

pH	Catégories	Intervalles de variations du pH	
1	acidobionte	pH optimum < 5,5	
2	acidophile	pH optimum entre 5,5 et 7	
3	neutrophile	pH optimum autour de 7	
4	alcaliphile	pH optimum > 7	
5	alcalibionte	pH exclusivement > 7	
6	indifférent	optimum non défini	
Salinité des eaux		Cl <sup>-</sup> (mg/l)	Salinité (o/oo)
1	douces	< 100	< 0,2
2	douces à légèrement saumâtres	< 500	< 0,9
3	moyennement saumâtres	[500 ; 1000]	[0,9 ; 1,8]
4	saumâtres	[1000 ; 5000]	[1,8 ; 9,0]
Saprobies : charge organique (Sap)		oxygène saturation %	DBO <sub>5</sub> (mg/l)
1	oligosaprobe	> 85	< 2
2	bêta-mésosaprobe	[70 ; 85]	[2 ; 4]
3	alpha-mésosaprobe	[25 ; 70]	[4 ; 13]
4	alpha-méso-polysaprobe	[10 ; 25]	[13 ; 22]
5	polysaprobe	< 10	> 22
Statut trophique (T)		Oxygénation (O <sub>2</sub> )	
1	oligotrophe	élevée (100% sat.)	
2	oligo-mésotrophe	plutôt forte (> 75% sat.)	
3	mésotrophe	modérée (> 50% sat.)	
4	méso-eutrophe	basse (> 30% sat.)	
5	eutrophe	très basse (environ 10 % sat.)	
6	hypereutrophe		
7	indifférent		

Annexe 2 : Liste des espèces de diatomées

<i>Achnanthes hungarica</i> Grun.	<i>Gomphonema cf. gracile</i> var. <i>lanibolala</i> (Kütz.) Cleve
<i>Achnanthes lanibolala</i> Brébisson	<i>Gomphonema cf. microscopum</i> Kütz.
<i>Achnanthes nemoralis</i> Ehr.	<i>Gomphonema cf. prostratum</i> (Grun.) Lange-Bertalot & Reichardt
<i>Actinocyclus aerarius</i> Ehr.	<i>Gomphonema cf. raphanoides</i> (Grun.) Fricke
<i>Amphora lybica</i> Ehr.	<i>Gomphonema gracile</i> Ehr.
<i>Amphora ovalis</i> Kütz.	<i>Gomphonema insigne</i> Gregory
<i>Amphora pectinatus</i> Kütz.	<i>Gomphonema silvaceum</i> (Hornemann) Brébisson
<i>Amphora spf.</i>	<i>Gomphonema parvulum</i> var. <i>exilissimum</i> Grun.
<i>Amphora lanata</i> Kütz.	<i>Gomphonema parvulum</i> var. <i>parvulum</i> Lange-Bertalot & Reichardt
<i>Anematus tubulifer</i> Ehr.	<i>Gomphonema parvulum</i> var. <i>parvulum</i> Kütz.
<i>Anomoeoneis sphacelatoris</i> (Ehr.) Pfitzer	<i>Gomphonema parvulum</i> var. <i>parvulum</i> f. <i>zapprophilum</i> L-B & Reichardt
<i>Auricostrea laticosta</i> (Ehr.) Simonsen	<i>Gomphonema procerum</i> Reichardt & Lange-Bertalot
<i>Celaenia amphibia</i> (Bory) Cleve	<i>Gomphonema summi</i> (Grun.) Reichardt & Lange-Bertalot
<i>Celaenia bilobata</i> (Ehr.)	<i>Gomphonema spf.</i>
<i>Cemphodonta cymbelliformis</i> (A. Schmidt) Grun. ex Van Heurk	<i>Gomphonema spf.</i>
<i>Cocconeis placentula</i> (Ehr.)	<i>Gomphonema truncatum</i> Ehr.
<i>Cocconeis spf.</i>	<i>Gyrodinium aureolum</i> (Thwaites) Boyer
<i>Cricotulus cf. medietas</i> (Krauss) Lange-Bertalot & Wilmann	<i>Isotriaena varians</i> G.A. Sargent
<i>Cricotulus dupontiae</i> (Kütz.) D.G. Mann	<i>Navicula aciculata</i> Ehr.
<i>Cricotulus halophilus</i> var. <i>rotundus</i> (Hustedt) Szarmacki	<i>Navicula cf. myrtillocephala</i> var. <i>elongata</i> Grun.
<i>Cyrtocella compta</i> (Ehr.) Kütz.	<i>Navicula sinota</i> Ehr.
<i>Cyrtocella marginifera</i> Kütz.	<i>Navicula pyramidalis</i> Lange-Bertalot
<i>Cymatocera acuta</i> (Brébisson) W. Smith	<i>Navicula gastrom</i> Ehr.
<i>Cymatocera belgica</i> Grun.	<i>Navicula insula</i> Ehr.
<i>Cymbella cymbelliformis</i> (Agardh) Kütz.   Van Heurk	<i>Navicula laevissima</i> Kütz.
<i>Cymbella hustedtii</i> Krauss	<i>Navicula menisculus</i> Schumann
<i>Cymbella lanceolata</i> (Ehr.)	<i>Navicula oblonga</i> (Kütz.) Kütz.
<i>Cymbella neoleptocera</i> Krammer	<i>Navicula pulvula</i> Kütz.
<i>Cymbella subcylindrica</i> Krammer	<i>Navicula radiosa</i> Kütz.
<i>Cymbella subleptocera</i> Krammer	<i>Navicula seminulum</i> Grun.
<i>Cymbella subleptocera</i> Krammer	<i>Navicula spf.</i>
<i>Delphinella minutissima</i> (Hustedt) Simonsen	<i>Navicula ovalis</i> Lange-Bertalot
<i>Diatoma cf. mesoleptum</i> Kütz.	<i>Nitzschia amphibia</i> Grun.
<i>Diatoma cf. diadema</i> (Ehrenberg) P.T. Cleve	<i>Nitzschia cf. linearis</i> W. Smith
<i>Diatoma ovalis</i> (Kütz.) P.T. Cleve	<i>Nitzschia cf. rasta</i> Hantzsch ex Reichenow
<i>Ehrlichia arvensis</i> (Moore) Cleve	<i>Nitzschia rasta</i> Hantzsch
<i>Encyonema minus</i> Hille ex Reichenow	<i>Nitzschia intermedia</i> Hantzsch
<i>Euphrasia longica</i> (Ehr.) Kütz.	<i>Nitzschia salina</i> (Kütz.) W. Smith
<i>Euphrasia zebra</i> (Ehr.) Kütz.	<i>Nitzschia spf.</i>
<i>Eurotia brunnea</i> (Ehrenberg) Ittekk	<i>Nitzschia hydrophora</i> var. <i>hydrophora</i> (W. Smith) Grunow in Cleve & Grunow
<i>Eurotia helvetica</i> (Kütz.) Rath	<i>Paralia sulcata</i> (Ehrenberg) P.T. Cleve
<i>Frugilaria brevistriata</i> Grun.	<i>Raphidocelis gibba</i> Ehr.
<i>Frugilaria californica</i> var. <i>melanocephala</i> (Rath) Grun.	<i>Raphidocelis microcephala</i> (Ehr.) Cleve
<i>Frugilaria copahuensis</i> (Ehr.) Grun.	<i>Raphidocelis rotunda</i> (W. Gregory) Round & D.G. Mann
<i>Frugilaria consociata</i> var. <i>consociata</i> (Ehr.) Grun.	<i>Raphidocelis amphipropus</i> Ehr.
<i>Frugilaria consociata</i> var. <i>veluta</i> (Ehr.) Grun.	<i>Raphidocelis gibba</i> (Ehr.) D. Müller
<i>Frugilaria dilatata</i> (Brébisson) Lange-Bertalot	<i>Rhodosphecia abbreviata</i> (G.A. Sargent) Lange-Bertalot
<i>Frugilaria intermedia</i> (Grun.) Grunow in Van Heurk	<i>Saraglossa spf.</i>
<i>Frugilaria parvifolia</i> var. <i>subconstricta</i> Grunow in Van Heurk	<i>Stauroneis phoenicenteroides</i> (Ehr.) Hust.
<i>Frugilaria sinensis</i> (Ehr.)	<i>Stauroneis rasta</i> Hantzsch Grun.
<i>Frugilaria spf.</i>	<i>Surirella cf. ovata</i> Kütz.
<i>Frugilaria ovata</i> (Nitzsch) Lange-Bertalot	<i>Surirella spf.</i>
<i>Frugilaria ovata</i> var. <i>ovata</i> Kütz.   Lange-Bertalot	<i>Synedra ruscobrunnea</i> (Kütz.) Kütz.
<i>Gomphonema acuminatum</i> Ehr.	<i>Thalassiosira spf.</i>
<i>Gomphonema acuminatum</i> var. <i>brevispinis</i> (Kütz.) Cleve	<i>Tricostatum cf. foveus</i> Ehr.
<i>Gomphonema acuminatum</i> var. <i>elongata</i> W. Smith	

Crédit photo couverture : GIP Seine-Aval, C. Dégremont  
Pour tout renseignement, veuillez contacter la coordination scientifique : [cdegremont@seine-aval.fr](mailto:cdegremont@seine-aval.fr)

Le GIP Seine-Aval ne saurait être tenu responsable d'évènements pouvant résulter de l'utilisation et de l'interprétation des informations mises à disposition.

Le GIP Seine-Aval est financé par :

