



HAL
open science

**Etude de l'interface eau-sédiment dans les géosystèmes
estuariens : approche couplée biogéochimie et
modélisation par l'évaluation des flux de nutriments
(C,N,P)**

Arnaud Vennin

► **To cite this version:**

Arnaud Vennin. Etude de l'interface eau-sédiment dans les géosystèmes estuariens : approche couplée biogéochimie et modélisation par l'évaluation des flux de nutriments (C,N,P). Sciences de la Terre. Normandie Université, 2018. Français. NNT : 2018NORMR023 . tel-01905203v2

HAL Id: tel-01905203

<https://theses.hal.science/tel-01905203v2>

Submitted on 25 Oct 2018

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

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

THÈSE

Pour obtenir le diplôme de doctorat

Spécialité Sciences de l'Univers

Préparée au sein du laboratoire de Morphologie Continentale et Côtière

Etude de l'interface eau-sédiment dans des géosystèmes estuariens : approche couplée biogéochimie et modélisation pour l'évaluation des flux de nutriments (C, N, P)

Présentée et soutenue par
Arnaud VENNIN

Thèse soutenue publiquement le 13/06/2018
devant le jury composé de

Mme Annie CHAPELLE	Chercheur-HDR, IFREMER - Brest	Rapporteur
M. Mustapha HELLOU	Professeur, INSA - Rennes	Rapporteur
Mme Valérie MESNAGE	Maître de Conférences-HDR, Université de Rouen-Normandie	Directrice de Thèse
M. Nicolas LECOQ	Maître de Conférences-HDR, Université de Rouen-Normandie	Directeur de Thèse
M. Robert LAFITE	Professeur, Université de Rouen-Normandie	Examineur
M. Saber CHATTI	Professeur à INRAP, Sidi Thabet (Tunisie)	Examineur

Thèse dirigée par Valérie MESNAGE et Nicolas LECOQ, Laboratoire M2C UMR CNRS 6143



EdNBISE
Ecole doctorale Normande
Biologie Intégrative,
Santé, Environnement



A mon petit frère Guillaume

TABLE DES MATIERES

LISTE DES FIGURES.....	5
LISTE DES TABLEAUX.....	10
LISTE DES SYMBOLES MATHEMATIQUES.....	11
AVANT-PROPOS	1
INTRODUCTION	3
CHAPITRE I BIOGEOCHIMIE ET HYDRODYNAMISME D'UN ESTUAIRE MACROTIDAL : FONCTIONNEMENT ET METHODES D'ETUDE.....	6
1) Fonctionnement d'un estuaire macrotidal.....	6
a) Définition des estuaires.....	6
b) Processus hydrodynamiques en estuaire macrotidal.....	7
i) La marée.....	7
ii) Les courants et les débits d'un estuaire macrotidal	8
iii) Le vent et la houle à l'embouchure d'un estuaire macrotidal.....	9
iv) Bilan des processus hydrodynamiques d'un estuaire macrotidal.....	10
c) Fonctionnement hydro-sédimentaire d'un estuaire macrotidal.....	10
i) Caractéristiques des sédiments.....	10
ii) Mode d'érosion-dépôt des sédiments.....	11
d) Fonctionnement hydro-sédimentaire des vasières intertidales.....	12
e) Impact du cycle de marée sur le processus d'érosion-dépôt au sein des vasières intertidales	13
f) Biogéochimie et flux de nutriments à l'interface eau-sédiment des vasières intertidales	14
i) Généralités	14
ii) Dynamique de l'ammonium à l'interface eau-sédiment.....	15
iii) Dynamique des phosphates à l'interface eau-sédiment.....	17
g) Variations spatio-temporelles des processus biogéochimiques et hydrodynamiques.....	18
2) Les méthodes de modélisation et d'échantillonnage de l'interface eau-sédiment.....	20
a) Utilisation de la température comme un traceur d'advection au sein du sédiment.....	20
i) Développement de la méthode.....	20
ii) Dynamique du transfert de la chaleur dans un sédiment.....	21
iii) Méthode d'analyse du signal température pour le calcul de l'advection dans le sédiment.....	23
b) Méthodes d'échantillonnage de l'interface eau-sédiment.....	26
i) Les dialyseurs 1D et 2D.....	26
ii) Les DET	28
iii) Les cloches benthiques	30

iii)	Le carottage et la centrifugation	31
	CHAPITRE II MATERIELS ET METHODES	33
1)	Sites d'étude	33
a)	Localisation géographique	33
b)	La vasière d'embouchure (VE)	35
c)	La vasière fluviatile intertidale (VFI).....	35
2)	Méthodes d'étude des vasières intertidales	37
a)	Méthode des dialyseurs	37
i)	Le dialyseur 1D	37
ii)	Le dialyseur 2D	38
iii)	Mise en œuvre du dialyseur.....	39
b)	Méthode des DET (Diffusive Equilibration in Thin-films)	39
i)	Préparation des gels.....	40
ii)	Montage des gels.....	40
iii)	Implantation et retrait des DET.....	41
iv)	Préparation des réactifs colorimétriques et révélation	42
v)	Méthode de calibration	42
c)	Méthodes de caractérisation des sédiments et paramètres associés	44
i)	Echantillonnage du sédiment par carottage.....	44
ii)	Granulométrie laser.....	44
iii)	Calcul de la porosité et de la masse volumique du sédiment	47
iv)	Calcul de la perte en charge du sédiment : expérience du perméamètre en écoulement permanent.....	48
v)	Mesure du pH et du potentiel redox	50
vi)	Suivis de l'évolution de la température au sein du sédiment.....	50
d)	Suivis altimétriques et hydrodynamiques des sédiments.....	52
i)	Suivis topographiques	52
ii)	Suivis de la vitesse du courant	53
iii)	Suivis de la turbidité dans la colonne d'eau	54
e)	Analyses chimiques des eaux interstitielles.....	55
i)	Phosphate et ammonium.....	55
ii)	Carbone organique dissous	55
3)	Modèles numériques de diffusion et d'advection	56
a)	Modèle de diffusion.....	56
i)	Loi de diffusion de Fick.....	56
ii)	Variation de D_s en fonction de la température.....	57

iii)	Autres paramètres pris en compte dans le modèle.....	57
b)	Utilisation de la chaleur comme un traceur d'écoulement.....	59
i)	Théorie du transport thermique convectif et diffusif.....	59
ii)	Le modèle 1DTempPro.....	61
iii)	Le modèle VFLUX.....	64
CHAPITRE III ETUDE DE L'HETEROGENEITE SPATIALE ET TEMPORELLE DU SEDIMENT SUR DEUX VASIERES INTERTIDALES : APPROCHE EXPERIMENTALE		77
1)	Analyse de carottes sédimentaires prélevées sur chacune des vasières	78
a)	Vasière d'embouchure.....	78
b)	Vasière fluviatile intertidale	82
2)	Paramètres physiques et hydrodynamiques	87
a)	Variation de la température en lien avec le cycle diurne et la marée	87
b)	Dynamique de marée et niveaux topographiques associés	94
c)	Variation temporelle de la turbidité de la colonne d'eau au-dessus des deux vasières	96
d)	Conclusion : fonctionnement hydrodynamique des deux vasières étudiées	98
3)	Analyse biogéochimique des sédiments sur les deux sites d'étude	99
a)	Evolution de la concentration dans l'eau interstitielle en fonction de la profondeur (D1D et DET)	99
i)	Dialyseurs 1D.....	99
ii)	Variation spatiale des concentrations en phosphate et en fer obtenues avec les DET	103
b)	Interprétation des résultats	106
c)	Comparaison de plusieurs méthodes d'échantillonnage de l'interface eau-sédiment	109
Conclusion du chapitre III.....		114
CHAPITRE IV INFLUENCE DES PARAMETRES PHYSIQUES SUR LA DIFFUSION DES NUTRIMENTS A L'INTERFACE EAU-SEDIMENT		117
1)	Rôle du cycle diurne de la température sur la dynamique des flux de diffusion des nutriments.....	119
a)	Comportement diffusif de l'ammonium au sein du sédiment.....	119
b)	Comportement diffusif du phosphate au sein du sédiment	122
c)	Flux journaliers associés au phénomène de diffusion	124
d)	Interprétation des résultats	125
2)	Relation entre la diffusion et les paramètres du sédiment dans l'équilibration d'un échantillonneur passif	127
Conclusion du chapitre IV.....		153

CHAPITRE V DYNAMIQUE DE L'ADVECTION SEDIMENTAIRE DE DEUX VASIERES INTERTIDALES	156
1) Caractérisation de l'advection au sein de vasières intertidales obtenue grâce à une méthode de filtrage des profils de température	157
a) Redressement des températures	157
b) Relation entre la hauteur d'eau, la température au niveau du sédiment et la vitesse d'advection.....	159
i) La vasière fluviatile intertidale.....	159
ii) La vasière d'embouchure.....	161
c) Réponse du modèle aux changements de température au sein de la vasière	164
d) Hypothèse de fonctionnement de la vasière au regard des résultats obtenus avec VFLUX	164
e) Calcul de flux de nutriment obtenus à partir des flux d'advection calculés avec VFLUX.....	164
f) Estimation de la contribution des paramètres dans le calcul d'advection	170
g) Calcul du nombre de Péclet pour déterminer la contribution relative de la conduction par rapport à l'advection au cours du temps	173
h) Evolutions des flux sur les vasières de VF et VE	175
2) Impact de la variation de la pression sur le sédiment lors d'un cycle de marée sur les échanges advectifs à l'interface.....	178
a) Calcul de la perte de charge nécessaire au modèle.....	178
b) Relation entre la hauteur d'eau et l'advection au sein du sédiment	178
c) Flux d'advectif obtenus avec 1DTempPro pour les ions ammonium et phosphate	182
d) Calcul du nombre de Péclet pour déterminer la contribution relative de la conduction par rapport à l'advection au cours du temps	185
e) Flux journaliers à l'échelle de la vasière obtenus grâce à 1DTempPro	186
3) Comparaison des résultats obtenus avec les modèles d'advection et de diffusion.....	188
a) Variation des flux en nutriment sur les deux sites d'étude	188
b) Critiques et biais des modèles VFLUX/1DTempPro.....	189
4) Conclusion du chapitre V : modèle conceptuel de la dynamique de la vasière.....	191
CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	194
BIBLIOGRAPHIE.....	201

LISTE DES FIGURES

Figure 1 Représentation schématique des caractéristiques d'un estuaire (Dalrymple et al., 1992)...	7
Figure 2 Cycle de marée « classique » dans un estuaire macrotidal semi-diurne au pk (point kilométrique) 355 (Source : GPMR).....	8
Figure 3 Evolution au cours du temps de la salinité au niveau de la station de Fatouville (en aval de l'embouchure de la Seine) pour la période d'échantillonnage (Source : Réseau Synapses).....	9
Figure 4 Distribution de l'énergie au sein d'un estuaire à marée selon Dalrymple 1992 (modifiée par Deloffre 2005).....	10
Figure 5 Diagramme d'Hjulström mettant en lien le diamètre moyen du grain et la vitesse du courant dans le processus d'érosion/dépôt (1 m au-dessus du fond).....	12
Figure 6 Schéma des processus sédimentaires en lien avec le cycle de marée (Whitehouse et al., 2000).....	13
Figure 7 Cycle de l'ammonium à l'interface eau-sédiment (modifié d'après Jorgensen et Boudreau 2001). A représente la rétrodiffusion de l'ion nitrate vers le sédiment et B sa diffusion dans la colonne d'eau.	16
Figure 8 Cycle du phosphate à l'interface eau-sédiment (Rozañ et al., 2002)	17
Figure 9 Echelles spatiales et temporelles des perturbations d'un environnement intertidal (Malcolm et Sivyer, 1997).....	19
Figure 10 Les différents états hydrologiques d'un sédiment (A) écoulement depuis la nappe phréatique vers le cours d'eau (B) écoulement depuis le cours d'eau vers la nappe phréatique (C) cours d'eau déconnecté du sédiment par une couche imperméable (D) cours d'eau éphémère (Stoneman et Constantz, 2003)	22
Figure 11 Variation hypothétique de température à différentes profondeurs montrant l'amplitude de température ΔT et le changement de phase $\Delta\phi$ utilisé dans les modèles de calcul d'advection (Constantz et al., 2008).....	23
Figure 12 Dialyseur in-situ avec en arrière-plan le pont de Normandie. La partie émergente du dialyseur est de l'ordre de 10 centimètres de haut. (Cliché : Vennin, 2016)	26
Figure 13 Schéma d'un dialyseur 2D (Lewandowski et al, 2002)	28
Figure 14 Schéma d'un DET (a) plaque de plexiglas (b) dépression dans la plaque (c) gel de polyacrylamide (d) membrane dialysante (Source : Cesbron et al. 2014).....	29
Figure 15 Schéma de fonctionnement d'une chambre benthique (Source: Thorbergsdóttir et Gíslason, 2004)	31
Figure 16 Localisation des deux sites d'étude au sein de l'estuaire de seine (1) la vasière d'embouchure (2) la vasière fluviatile intertidale (Source : GIP Seine-Aval, 2013).....	34
Figure 17 Localisation de la vasière d'embouchure.....	35
Figure 18 Localisation de la vasière fluviatile intertidale (au niveau de Oissel).....	36
Figure 19 Schéma d'un dialyseur type Hesslein (1976).....	37
Figure 20 Photographie d'un dialyseur 2D type Lewandowski (2002) vue de face (photo : A.Vennin)	38
Figure 21 Schéma d'un DET (a) le support en plexiglas (25x15 cm), (b) la dépression dans le support accueillant le gel, (c) le gel de polyacrylamide de 0,8 mm d'épaisseur, (d) la membrane de polysulfone (0,22 μm) qui protège le gel du sédiment (Cesbron et al., 2014)	41
Figure 22 Plaque de plexiglas percée de puits pour l'élaboration de la gamme étalon (a) plaque de plexiglas percée de 7 puits (b) gel de polyacrylamide de 0,8 d'épaisseur (c) plaque de plexiglas de 3 mm d'épaisseur (Cesbron et al., 2014).....	43

Figure 23 Classification USDA (U.S. Department of Agriculture) des sols utilisés (Source : Soil Survey Staff)	45
Figure 24 Correspondance entre la classification de l'USDA et l'Udden-Wenworth (Source : USDA)	46
Figure 25 Schéma et photographie du perméamètre de 2 mètres de long utilisé pour mesurer la perte de charge (Δh), en (1) trop-plein d'eau pour maintenir le niveau constant situés à différentes hauteurs, (2) sédiment, (3) grille pour maintenir le sédiment surmonté d'un milieu poreux fixe, (4) jauge permettant la mesure de la perte de charge (Δh), (5) arrivée d'eau. (Photo : Vennin, 2017)	49
Figure 26 Mesure de pH et redox effectués sur une demi carotte de sédiment à l'aide de microsondes (Photo : Vennin, 2017).....	50
Figure 27 (a) Vue d'ensemble du dispositif sur lequel sont montés les capsules contenant les Thermoboutons (b) Détail des capsules montés sur le dispositif fixés sur le tasseau grâce à des colliers de serrage (Photo : Vennin, 2017)	51
Figure 28 Photographie de l'Altus in-situ avec en haut : l'échosondeur et au niveau du pied : le logger (en blanc). (Instrument fixé de façon horizontale est un turbidimètre) (Photo : Vennin, 2017).....	52
Figure 29 Photographie de l'Aquadopp (implanté de façon horizontale dirigé vers le chenal) et l'OBS-5+ (fixé sur un des mats avec les capteurs regardant vers le haut) (Photo : Vennin, 2017)	54
Figure 30 Comparaison entre la fonction utilisée dans le modèle obtenue grâce à la formule de porosité en rouge et les données terrains en croix bleues	58
Figure 31 Comparaison entre la fonction polynomiale utilisée et le profil de concentration en phosphate	59
Figure 32 Interface de 1DTempPro (a) Position des thermomètres au sein du sédiment (b) courbes de température mesurées au cours du temps (haut) et vitesse d'advection calculée (bas)	63
Figure 33 Evolution de la perte en charge au sein du sédiment pour la vasière fluviatile intertidale (a) et la vasière d'embouchure (b) en fonction de la hauteur d'eau appliquée sur celui-ci	72
Figure 34 Variation de la diffusivité thermique au sein du sédiment de la vasière d'embouchure (à gauche) et de la vasière fluviatile (à droite). En rouge sont représentés les limites hautes et basses des valeurs réalistes de ce paramètre.	73
Figure 35 Relation entre la diffusivité thermique et la densité sèche apparent, en traits pleins les valeurs pour la vasière d'embouchure et en traits pointillés celles pour la vasière fluviatile.....	74
Figure 36 Abaques permettant de connaître la conductivité thermique (A) et la capacité thermique volumique (B) à partir la densité sèche apparente pour la VE (en traits pleins) et la VF (en trait pointillés)	74
Figure 37 Mise en relation entre le pH (a), le potentiel redox (b), la photographie du sédiment (c), la porosité (d) et la granulométrie (e) pour un sédiment prélevé le 30 mars à la vasière d'embouchure lors de la campagne de mars/avril 2017	80
Figure 38 Evolution de la distribution granulométrique avec la profondeur pour une carotte prélevée sur la vasière d'embouchure (a) Interface eau sédiment (b) -5 cm (c) -20 cm et (d) -35 cm (mode signalé par une flèche noire).....	82
Figure 39 Mise en relation entre le pH (a), le potentiel redox (b), le photographie du sédiment (c), la porosité (d) et la granulométrie (e) pour un sédiment prélevé le 12 avril à la vasière fluviatile intertidale lors de la campagne de mars/avril 2017	83
Figure 40 Evolution de la distribution granulométrique avec la profondeur pour une carotte prélevée sur la vasière fluviatile. (a) Interface eau sédiment (b) -5 cm (c) -9 cm (d) -15 cm (e) -22 cm (f) -30 cm (mode signalé par une flèche).....	85
Figure 41 Chronique du profil de température du sédiment au niveau de la vasière fluviatile intertidale (b) en relation avec la hauteur d'eau (a), de la température de l'air relevée au niveau de la station météorologique la plus proche (c) et l'ensoleillement (d).....	88

Figure 42 Chronique du profil de température du sédiment au niveau de la vasière d'embouchure (b) en relation avec la hauteur d'eau (a), de la température de l'air relevée au niveau de la station météorologique la plus proche (c).....	90
Figure 43 Agrandissement du profil de température au niveau de la vasière fluviale intertidale (b) accompagné de la variation de la hauteur d'eau (a) et de la température de l'air relevée à station météorologique la plus proche (c).....	92
Figure 44 Agrandissement du profil de température au niveau de la vasière d'embouchure (b) accompagné de la variation de la hauteur d'eau (a) et de la température de l'air relevée à station météorologique la plus proche (c).....	93
Figure 45 Evolution de la hauteur d'eau (en bleu) et de la topographie (en rouge) sur la vasière fluviale intertidale.....	94
Figure 46 Evolution de la hauteur d'eau (en bleu) et de la topographie (en rouge) sur la vasière d'embouchure.....	95
Figure 47 Evolution de la hauteur d'eau (en bleu) et de la turbidité (en orange) sur la vasière fluviale intertidale.....	96
Figure 48 Evolution de la hauteur d'eau (en bleu) et de la turbidité (en orange) sur la vasière d'embouchure.....	97
Figure 49 Comparaison entre l'évolution de la turbidité et de la vitesse du courant pour la vasière d'embouchure.....	98
Figure 50 Profils de concentration en nutriments en fonction de la profondeur pour la vasière d'embouchure (a, c, e) et pour la vasière fluviale intertidale (b, d, f) concernant l'ammonium (en orange), les phosphates (en vert), le carbone organique dissous (en noir).	100
Figure 51 Comparaison entre les valeurs de concentration mesurées dans le sédiment (en orange et vert) et le gradient de concentration associé (en noir) pour la vasière d'embouchure (a et b) et la vasière fluviale intertidale (c et d).	102
Figure 52 Images vraies (a et b) et fausses (c et d) couleurs des concentrations en 2 dimensions obtenues sur la vasière d'embouchure (a et c) Profil de Fe ²⁺ (b et d) Profil de PO ₄ ²⁻ . Le trait noir sur les images représente l'interface eau-sédiment.....	104
Figure 53 Images vraies et fausses couleurs des concentrations en 2 dimensions obtenues sur la vasière fluviale intertidale (a et c) Profil de Fe ²⁺ (b et d) Profil de PO ₄ ²⁻ . Le trait noir sur les images représente l'interface eau-sédiment.....	105
Figure 54 Profils de concentration pour trois dialyseurs implantés sur la vasière d'embouchure en 2016. Les profils représentent l'ammonium (a, c, e) et les phosphates (b, d, f) dans l'eau interstitielle.	110
Figure 55 Profils deux dimensions en ammonium (a et c) et en phosphates (b et d) pour deux dialyseurs implantés sur la vasière d'embouchure. Le trait blanc représente l'interface eau-sédiment.....	111
Figure 56 Comparaison des profils moyens de concentration en ammonium (a) et en phosphates (b) entre les dialyseurs 1D et 2D.....	112
Figure 57 Schéma des modèles utilisés dans ce manuscrit : (1) modèle de diffusion verticale au sein du sédiment, (2) modèle d'équilibration du dialyseur, (3) modèles d'advection.....	117
Figure 58 Evolution de la diffusion de l'ammonium (b) et des phosphates (c) au sein du sédiment de la vasière fluviale en relation avec la température du sédiment (a).....	121
Figure 59 Evolution de la diffusion de l'ammonium (b) et des phosphates (c) au sein du sédiment de la vasière d'embouchure en relation avec la température du sédiment (a).....	123
Figure 60 Flux diffusifs journaliers au niveau de la vasière fluviale intertidale en ammonium et phosphate (a et c) et les flux massiques associés en gramme (b et d).....	124
Figure 61 Flux diffusifs journaliers au niveau de la vasière d'embouchure en ammonium et phosphate (a et c) et les flux massiques associés en gramme (b et d).....	125

Figure 62 Profils de température bruts (a) et filtrés (b) à la vasière fluviatile intertidale pour 4 profondeurs différentes (5, 10, 15, 20 cm).	158
Figure 63 Profils de température brutes (a) et filtrés (b) à la vasière d'embouchure pour 4 profondeurs différentes (5, 10, 15, 20 cm).	159
Figure 64 (a) Hauteur d'eau sur la vasière fluviatile intertidale (b) Vitesse d'advection de l'eau interstitielle entre 0 et 20 cm (c) Température à 2,5 cm sous l'interface eau-sédiment	162
Figure 65 (a) Hauteur d'eau sur la vasière d'embouchure (b) Vitesse d'advection de l'eau interstitielle entre 0 et 20 cm (c) Température à 2,5 cm sous l'interface eau-sédiment	163
Figure 66 (a) Hauteur d'eau au-dessus de la vasière fluviatile intertidale (b) Flux advectif d'ammonium calculés avec la méthode de Hatch (c) Flux advectif d'ammonium calculés avec la méthode de McCallum	166
Figure 67 (a) Hauteur d'eau au-dessus de la vasière fluviatile intertidale (b) Flux advectif de phosphates calculés avec la méthode de Hatch (c) Flux advectif de phosphates calculés avec la méthode de McCallum	167
Figure 68 (a) Hauteur d'eau au-dessus de la vasière d'embouchure (b) Flux advectif d'ammonium calculés avec la méthode de Hatch (c) Flux advectif d'ammonium calculés avec la méthode de McCallum	168
Figure 69 (a) Hauteur d'eau au-dessus de la vasière d'embouchure (b) Flux advectif de phosphates calculés avec la méthode de Hatch (c) Flux advectif de phosphates calculés avec la méthode de McCallum	169
Figure 70 Evolution des calculs d'advection en fonction des valeurs de paramètres utilisées concernant le modèle de Hatch.....	171
Figure 71 Evolution des calculs d'advection en fonction des valeurs de paramètres utilisées concernant le modèle de McCallum	172
Figure 72 Evolution du nombre de Péclet au cours du temps pour la vasière fluviatile intertidale concernant le modèle de Hatch (A et B) et le modèle de McCallum (c et d). Dans chaque cas l'ammonium (a et c) et les phosphate (b et D) sont représentés.....	174
Figure 73 Evolution du nombre de Péclet au cours du temps pour la vasière d'embouchure concernant le modèle de Hatch (a et b) et le modèle de McCallum (c et d). Dans chaque cas l'ammonium (a et c) et les phosphate (b et d) sont représentés	175
Figure 74 Flux journaliers sur la vasière fluviatile intertidale calculés à l'aide du modèle de Hatch (a et b) et du modèle de McCallum (c et d). Dans chaque cas les flux d'ammonium et phosphate sont présentés	176
Figure 75 Flux journaliers sur la vasière d'embouchure calculés à l'aide du modèle de Hatch (a et b) et du modèle de McCallum (c et d). Dans chaque cas les flux d'ammonium et phosphate sont présentés	177
Figure 76 (a) Profils de température pour 4 profondeurs différentes pour la vasière fluviatile intertidale introduits dans le modèle (b) Perte de charge au cours du temps (en mètre) (c) Vitesse d'advection modélisée par le modèle pour les 20 premiers centimètres (en m/s) (d) Légende incluant la moyenne quadratique (RMS).....	180
Figure 77 (a) Profils de température pour la vasière d'embouchure introduits dans le modèle (b) Perte de charge au cours du temps (en mètre) (c) Vitesse d'advection modélisée par le modèle pour les 20 premiers centimètres (d) Légende incluant la moyenne quadratique (RMS)	181
Figure 78 (a) Hauteur d'eau au niveau de la vasière fluviatile intertidale, flux d'advection en ammonium (b) et en phosphate (c) en fonction de la profondeur et du temps.....	183
Figure 79 (a) Hauteur d'eau au niveau de la vasière d'embouchure, flux d'advection en ammonium (b) et en phosphate (c) en fonction de la profondeur et du temps.....	184
Figure 80 Evolution au cours du temps du nombre de Péclet pour la vasière fluviatile intertidale concernant le modèle 1DTempPro pour les ions ammonium (a) et les ion phosphates (b).	185

Figure 81 Evolution au cours du temps du nombre de Péclet pour la vase d'embouchure concernant le modèle 1DTempPro pour les ions ammonium (a) et les ion phosphates (b).	186
Figure 82 Flux massiques journaliers sur la vase fluviatile intertidale pour l'ammonium (a) et les phosphates (b).....	187
Figure 83 Flux massiques journaliers sur la vase d'embouchure pour l'ammonium (a) et les phosphates (b).....	188
Figure 84 Schéma conceptuel de la dynamique de la chaleur et de l'advection au sein d'une vase intertidale	192

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 Formule pour l'élaboration du gel de polyacrylamide (la solution de TEMED doit toujours être versée en dernier dans la solution 2 et l'APS doit être préparé chaque jour afin d'être la plus fraîche possible).....	40
Tableau 2 Coefficients de diffusion de l'ammonium et du phosphate en fonction de la température (source : (Gregory et Li, 1974)).....	57
Tableau 3 Tableau récapitulatif des valeurs utilisées dans les modèles 1DTempPro et VFLUX pour la vasière d'embouchure et la vasière fluviatile intertidale	75
Tableau 4 Paramètres utilisés en entrée dans les modèles 1DTempPro/VFLUX pour la VF et de la VE.....	160
Tableau 5 Flux massiques minimum et maximum au niveau des deux sites d'étude	187
Tableau 6 Comparaison des flux totaux obtenus avec les modèles VFLUX (Hatch et McCallum), 1DTempPro et le modèle de diffusion pour les ions ammonium et phosphate sur la vasière fluviatile intertidale.	189
Tableau 7 Comparaison des flux totaux obtenus avec les modèles VFLUX (Hatch et McCallum), 1DTempPro et le modèle de diffusion pour les ions ammonium et phosphate sur la vasière d'embouchure.	189

LISTE DES SYMBOLES MATHÉMATIQUES

Changement de phase du signal température	$\Delta\phi$
Amortissement de l'amplitude du signal température	Δ_r
Coefficient de diffusion (cm^2/s)	D_0
Coefficient de diffusion dans le sédiment (cm^2/s)	D_s
Diffusivité thermique ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$)	D_t
Conductivité thermique volumique ($\text{W}/\text{m}/^\circ\text{C}$)	K_0
Densité de l'eau	d_e
Densité du sédiment	d_s
Densité totale du sédiment	d_t
Conductivité thermique volumique du milieu saturé ($\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot^\circ\text{C}^{-1}$)	k_0
Conductivité thermique volumique de la phase solide ($\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot^\circ\text{C}^{-1}$)	k_s
Conductivité thermique volumique de l'eau ($\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot^\circ\text{C}^{-1}$)	k_w
Masse de l'eau (kg)	m_e
Masse du sédiment (kg)	m_s
Porosité efficace	n_e
Tortuosité	θ^2
Masse volumique de l'eau ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$)	ρ_e
Masse volumique du sédiment ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$)	ρ_s
Capacité thermique volumique spécifique du sédiment ($\text{J m}^{-3} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$)	$\rho_s c_s$
Capacité thermique volumique spécifique de l'eau ($\text{J m}^{-3} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$)	$\rho_w c_w$
Porosité à l'interface	φ_0
Porosité maximale du sédiment	φ_∞
Perte de charge (m)	Δh
Concentration (g/L)	C
Flux diffusif ($\mu\text{mol}/\text{cm}^2.\text{s}$)	J
Période du signal température (s)	P
Nombre de Péclet	Pe
Capacité de chaleur spécifique ($\text{J}/\text{kg}/^\circ\text{C}$)	c

Accélération de pesanteur (m/s-2)	g
Vitesse de Darcy (m/s)	q
Viscosité du fluide (Ns/m ²)	u
Dispersivité thermique (m)	β
Porosité du sédiment	φ
Vitesse du front thermique (m/s)	ϑ

AVANT-PROPOS

Cette thèse de doctorat a été réalisée au sein du laboratoire Morphodynamique Continentale et Côtère (M2C) de l'Université de Rouen-Normandie sous la direction de Valérie MESNAGE et Nicolas LECOQ. Ce travail a été financé grâce une allocation de la Région Normandie avec le soutien de l'Ecole Doctorale Normande Biologie Intégrative, Santé, Environnement (EdNBISE). Il a été fait en collaboration avec Thomas Lecarpentier de la Maison de l'Estuaire de Seine et Edouard Metzger, enseignement-chercheur, du laboratoire de Planétologie et de Géodynamique - Etude des Bio-Indicateurs Actuels et Fossiles (LPG-BIAF), de l'Université d'Angers.

INTRODUCTION

INTRODUCTION

L'estuaire de Seine fait partie des trois grands estuaires français avec la Loire et la Gironde. C'est un espace situé entre le milieu continental et le milieu marin, lieu de mélange des eaux douces et salées. Il est caractérisé par un hydrodynamisme important provenant de l'hydrologie du bassin versant, du régime macrotidal qui entraîne une amplitude de marée importante, de la remontée de l'onde de marée en amont et la houle venant du large. Ses limites amont et aval sont respectivement le barrage de Poses et la Baie de Seine. Il représente 320 kilomètres de berge au total. Son embouchure est caractérisée par une zone d'accumulation des matières en suspension : le bouchon vaseux qui se déplace au grè des changements des conditions hydrodynamiques.

L'estuaire de Seine est l'exutoire d'un bassin versant qui représente une surface de 80 000 km², qui compte 17,5 millions de personnes et concentre 40% de l'activité économique de la France. La qualité des eaux est donc le reflet de l'impact de la pression anthropique au sein de son bassin versant. La mise en place de mesures de contrôle des apports trophiques ont permis depuis les années 1970 de réduire les concentrations en nutriment et d'améliorer l'oxygénation réduisant ainsi le risque d'eutrophisation du milieu aquatique (Garnier et al., 2007).

Les vasières intertidales jouent un rôle important dans cette dynamique des nutriments. En effet elles sont situées tout au long de l'estuaire de Seine et constituent des zones de dépôt des sédiments fins. La matière organique contenue dans la colonne d'eau sédimente et s'accumule dans ces milieux. Par ce phénomène les vasières intertidales jouent le rôle de purificateur de la colonne d'eau (Barbier et al., 2011) en reminéralisant la matière organique qui est alors retenue ou libérée dans la colonne d'eau en fonction des conditions hydrodynamiques et physico-chimiques de l'interface eau-sédiment.

Dans ce contexte, l'objectif de ce travail est de répondre à la question suivante : quels sont les impacts des forçages hydrodynamiques, physiques et thermiques sur les flux de nutriments à l'interface eau-sédiment ?

Pour se faire, une double approche expérimentation-modélisation a été mise en œuvre sur des sites expérimentaux : deux vasières intertidales situées en milieu fluvial et à l'embouchure. La partie expérimentale a consisté à l'implantation de dispositifs pour des mesures de concentration en nutriments (dialyseurs et DET), de température et des conditions hydrodynamiques (Altus, turbidimètre, courantmètre). La partie modélisation numérique a consisté en l'utilisation d'un modèle de diffusion et de deux modèles d'advection avec des paramétrages et calages des données d'entrée.

Ces deux approches sont développées dans les cinq chapitres de ce manuscrit :

Le **premier chapitre** décrit le fonctionnement d'un estuaire macrotidal avec les phénomènes hydrodynamiques, hydrosédimentaires et biogéochimiques qui ont lieu de l'échelle globale à celle de l'interface eau-sédiment. Il est complété par une revue bibliographique des méthodes d'échantillonnage et de modélisation de l'interface eau-sédiment.

Le **second chapitre** présente les sites d'étude sélectionnés ainsi que l'ensemble des matériels et méthodes utilisés dans cette étude. Pour la partie expérimentale ils comprennent les échantillonneurs passifs et les instruments autonomes installés directement sur la vasière ainsi que les méthodes utilisées en laboratoire. Pour la partie modélisation, sont présentés les différents modèles de diffusion et d'advection employées ainsi que la méthode de la « chaleur utilisée comme un traceur ».

Le **troisième chapitre** présente les résultats obtenus au cours de campagnes de prélèvements sur les deux sites de la vasière d'embouchure et fluviale intertidale. Il se focalise sur l'hétérogénéité spatiale et temporelle du sédiment et des paramètres physiques (variation de la température, phénomène de marée) et biogéochimiques (variation des profils de concentration en nutriment) qui l'impactent. Ce chapitre se conclut par une comparaison méthodologique entre les méthodes d'échantillonnage utilisées dans cette thèse.

Le **quatrième chapitre** traite de la diffusion au sein du sédiment en modélisant son évolution au cours du temps grâce aux profils de température. La diffusion est aussi étudiée à l'interface entre le sédiment et un échantillonneur passif afin d'estimer le temps d'équilibre des concentrations entre le dispositif et le milieu poreux. Les calculs de flux de nutriment journaliers sont présentés et une discussion sur les paramètres modulants la diffusion est proposée.

Le **cinquième chapitre** présente les résultats obtenus grâce à l'utilisation de deux modèles d'advection calculant les mouvements d'eau à partir des profils de température. La présentation des flux de nutriment journaliers obtenus d'après les résultats de la modélisation est faite et une comparaison entre les deux modèles est effectuée. Enfin un modèle conceptuel de la dynamique thermique et advective à l'interface eau-sédiment des vasières intertidales est proposé.

L'ensemble des données acquises permet de discuter de l'hétérogénéité spatiale et temporelle de ce milieu extrêmement dynamique ainsi que l'importance des flux de nutriment à l'interface eau-sédiment sur les deux vasières intertidales.

CHAPITRE I

BIOGEOCHIMIE ET HYDRODYNAMISME D'UN ESTUAIRE MACROTIDAL : FONCTIONNEMENT ET METHODES D'ETUDE

CHAPITRE I BIOGEOCHIMIE ET HYDRODYNAMISME D'UN ESTUAIRE MACROTIDAL : FONCTIONNEMENT ET METHODES D'ETUDE

1) Fonctionnement d'un estuaire macrotidal

a) Définition des estuaires

Un estuaire est un milieu aquatique semi-fermé situé à l'interface entre le domaine continental et océanique où l'eau de mer se mélange avec l'eau douce dont le fonctionnement est influencé par l'hydrologie du bassin versant, le milieu marin et les activités anthropiques (Hobbie, 2000).

Plusieurs définitions ont été proposées pour le caractériser. Le premier à avoir défini un estuaire est Pritchard (1967) qui le décrit comme « une masse d'eau côtière semi-fermée qui possède une connexion avec la mer et dont l'eau est diluée de façon quantifiable par de l'eau douce issue du drainage du bassin versant ». Une seconde définition considère l'estuaire comme la zone impactée par la marée (Fairbridge, 1980). Plus récemment une définition plus globale a été proposée pour prendre en compte les caractéristiques de certains estuaires de l'hémisphère sud selon celle-ci un estuaire est « une masse d'eau côtière partiellement fermée qui est ouverte en permanence ou périodiquement à la mer et qui reçoit au moins un débit périodique d'un ou de plusieurs cours d'eau, et donc, bien que sa salinité soit généralement inférieure à celle de l'eau de mer naturelle et varie dans le temps et le long de sa longueur, elle peut devenir hypersaline dans les régions où la perte d'eau par évaporation est élevée et où les apports d'eau douce et de marée sont négligeables » (Potter et al., 2010). Une représentation schématique d'un estuaire est présentée par Pritchard (1967) et reprise par (Dalrymple et al., 1992) qui ajoute des processus physiques et géomorphologiques (Figure 1).

La Figure 1 montre le gradient de salinité sur l'estuaire qui passe de 0.1 à 32 à mesure que l'on approche de l'embouchure, les processus fluviaux qui dominent à l'amont et les processus liés à la houle qui dominent à l'aval avec entre les deux l'influence de la marée. La présence de ces phénomènes physiques fait de l'estuaire un milieu présentant un hydrodynamisme élevé.

Les zones côtières sont importantes économiquement car elles concentrent 61% de la population mondiale (Alongi, 1998). Cela se traduit aussi par un impact important de l'Homme sur ce milieu avec des effets délétères sur le cycle biogéochimique et un enrichissement en nutriments qui peut conduire au phénomène d'eutrophisation (Howarth et al., 2000, 2002).

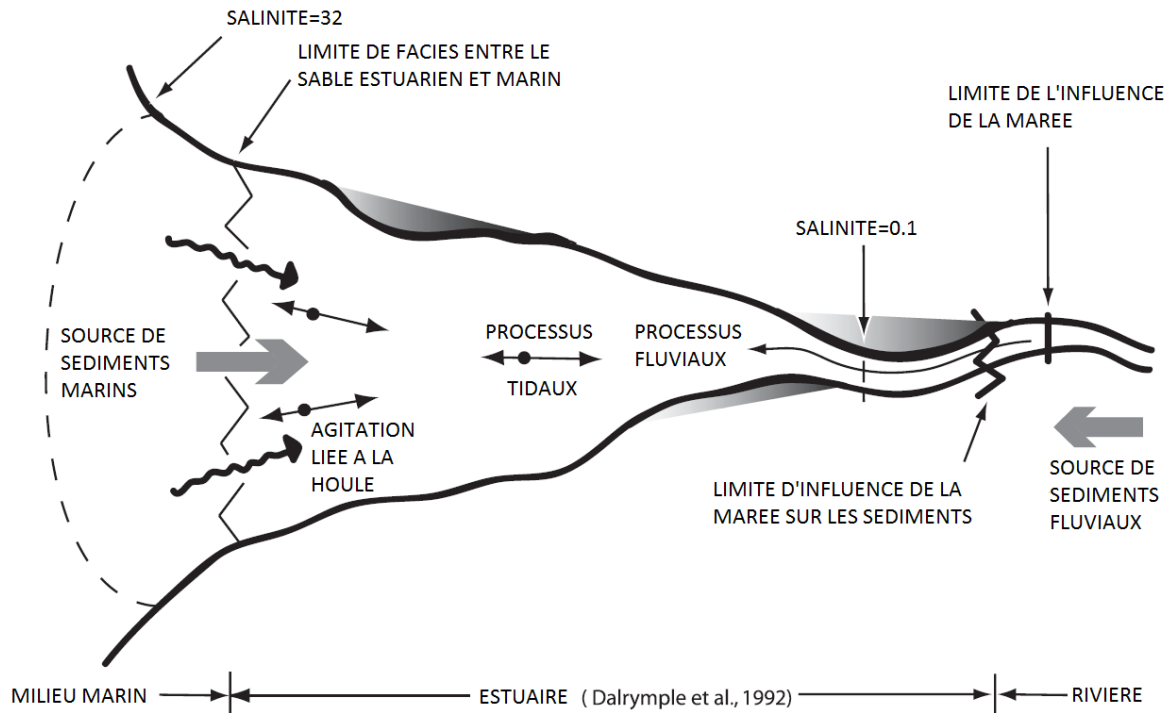


Figure 1 Représentation schématique des caractéristiques d'un estuaire (Dalrymple et al., 1992)

b) Processus hydrodynamiques en estuaire macrotidal

i) La marée

La marée est un phénomène astronomique résultant de la force centrifuge liée à la rotation de la Terre et des forces gravitationnelles exercées par la Lune et le Soleil sur la Terre. En fonction de la position des trois astres les uns par rapport aux autres l'intensité de la marée varie. Ces variations entraînent différents cycles au cours du temps pour une marée semi-diurne (Deloffre, 2005a) : (1) le cycle diurne ou semi-diurne, (2) le cycle de vives eaux/mortes eaux qui est lié à la rotation de la Lune autour de la Terre, (3) le cycle de solstice/équinoxe qui a lieu lorsque la Terre est au plus loin ou au plus proche du Soleil. Sur la Figure 2 est représenté un cycle de marée typique à la station de Honfleur sur la Seine. On retrouve deux vives-eaux séparées par une morte-eau mise en relation avec les phases de la Lune.

En arrivant dans l'estuaire l'onde de marée est déformée du fait de trois phénomènes physiques (Allen et al., 1980) : (1) au contact du sédiment l'onde perd de l'énergie par frottement ce qui entraîne une diminution de l'amplitude de l'onde (Deloffre, 2005a), (2) en diminuant la hauteur d'eau entraîne l'apparition d'un profil asymétrique de l'onde de marée (Jay et Musiak, 1996; Wang

et al., 2002), (3) le passage de l'onde dans les sections rétrécies peut au contraire induire une augmentation de la hauteur d'eau du fait de la concentration de l'énergie ondulatoire (Dingemans, 1994). L'onde est aussi modifiée par la rencontre des eaux douces provenant de l'amont et le courant de jusant de la marée précédente.

La propagation de l'onde a un impact sur la vitesse du courant de marée : la vitesse du flot est plus rapide que celle du jusant. Cette différence de vitesse a des répercussions sur la dynamique sédimentaire de l'estuaire (Guézennec et al., 1999; Lanzoni et Seminara, 2002).

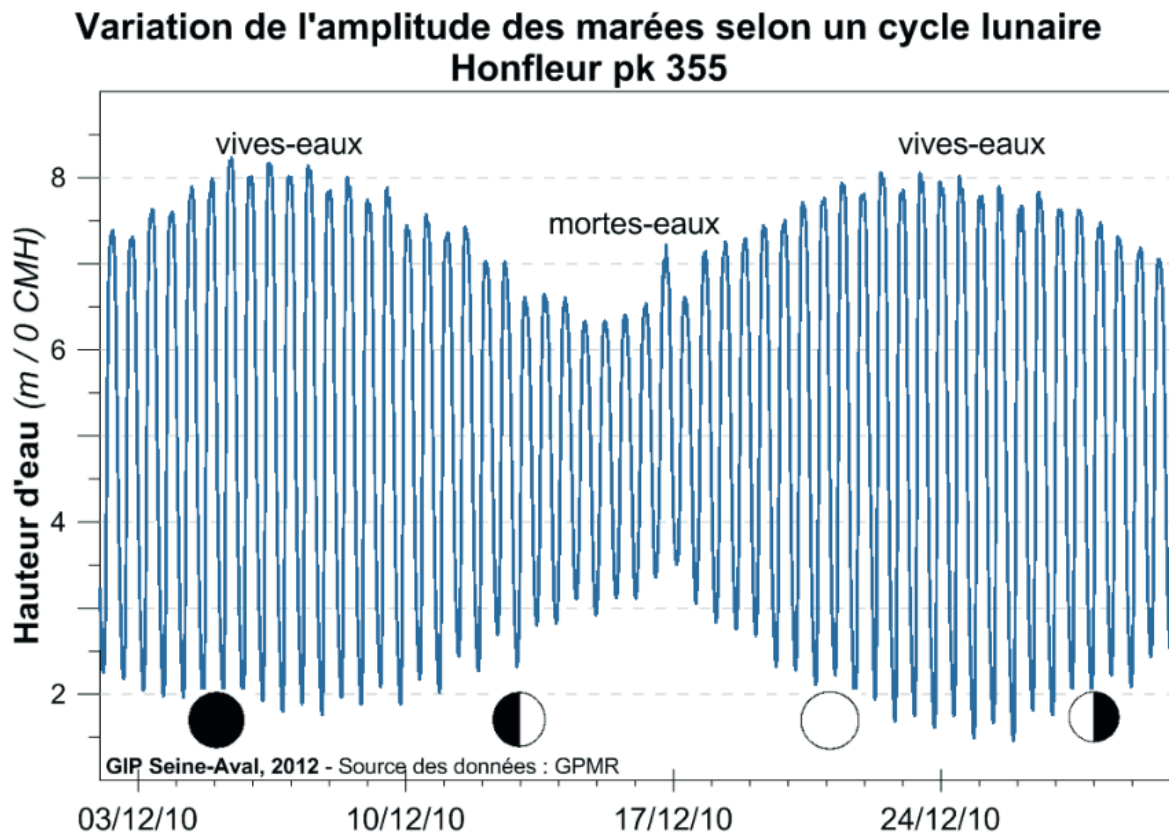


Figure 2 Cycle de marée « classique » dans un estuaire macrotidal semi-diurne au pk (point kilométrique) 355 (Source : GPMR)

ii) Les courants et les débits d'un estuaire macrotidal

Le déplacement de la marée à l'intérieur de l'estuaire induit un déplacement des masses d'eau, ceci représente un volume de plusieurs centaines de millions de m³ qui entrent et sortent annuellement de l'estuaire sous l'action de la marée (Le Hir et al., 2001). Ce volume d'eau déplacé génère des courants qui sont alternativement dirigés vers l'amont au moment du flot et vers l'aval au moment du jusant. Ces inversions de courant ont aussi une incidence sur le gradient de salinité : ils entraînent une variation importante de ce paramètre dans l'estuaire. La Figure 3 présente cette modification

au niveau de la station de Fatouville en amont de l'embouchure. La salinité varie entre 0 et 20 g/l au cours du temps.

La vitesse du courant est aussi fonction du débit du fleuve. Il varie au cours de l'année : les faibles débits ont lieu lors des mois d'été et d'automne qui correspondent à la période d'étiage, les forts débits ont lieu lors des mois d'hiver et de printemps qui correspondent à la période de crue (Woodruff et al., 2001).

iii) Le vent et la houle à l'embouchure d'un estuaire macrotidal

Le vent en déplaçant les masses d'eau provoque une surcote. La localisation de la surcote dépend du sens du vent : si le vent se déplace vers la côte la surcote se situe au niveau de l'embouchure, si le vent se déplace vers le large la surcote se situe en mer. Dans une étude ARTELIA et GIP Seine-Aval, (2013) une simulation de vent a été faite : une vitesse de 17 m/s à l'intérieur de l'estuaire peut induire une surcote de 50 cm à 125 kilomètres de l'embouchure.

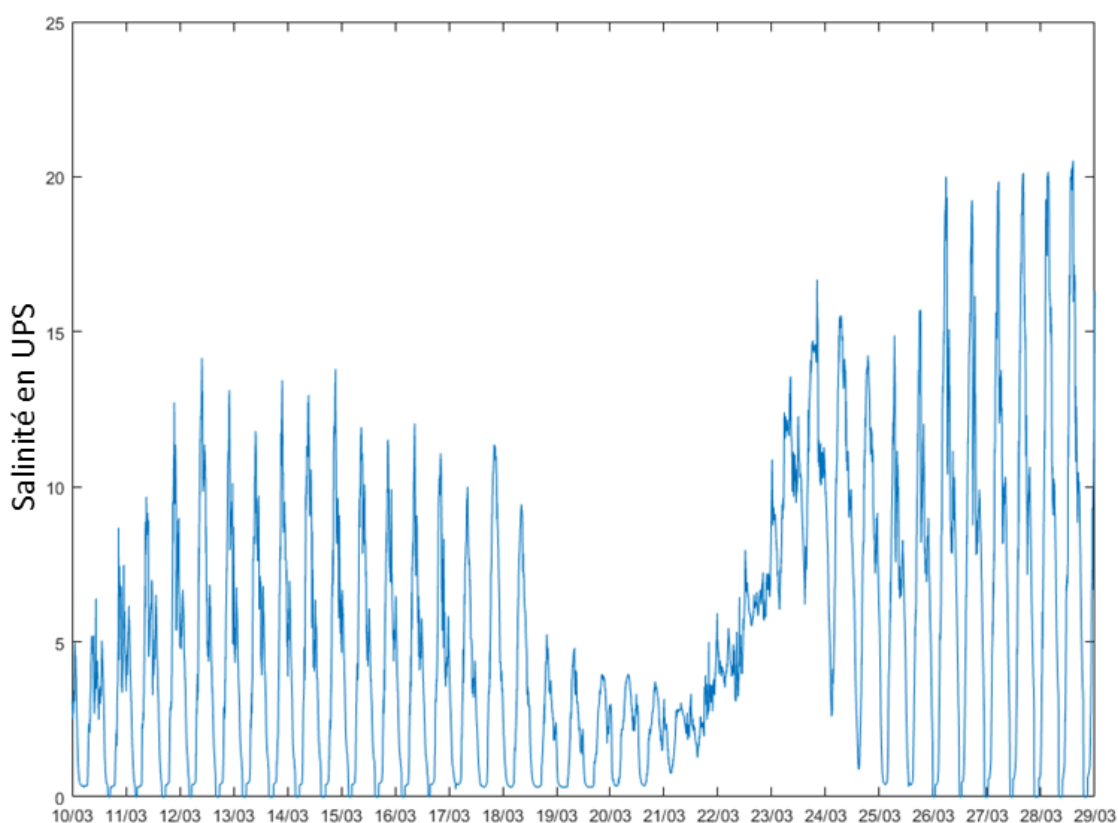


Figure 3 Evolution au cours du temps de la salinité au niveau de la station de Fatouville (en aval de l'embouchure de la Seine) pour la période d'échantillonnage (Source : Réseau Synapses)

En générant de la houle, le vent a aussi un effet sur la remise en suspension des particules (Ryan et Cooper, 1998). Les vagues pénétrant l'embouchure d'un fleuve sont le plus souvent générées au

large (Lemoine et Verney, 2015). Elles se propagent dans l'estuaire et perdent l'énergie par frottement avec la faible hauteur d'eau : une vague de 1 m générée au large est donc dissipée en arrivant au niveau de l'embouchure. La marée a aussi un effet sur la houle, lors du jusant la houle est amplifiée par réfraction, ce phénomène entre en concurrence avec le phénomène de dissipation par frottement sur le fond (Guillou et Chapalain, 2012).

iv) Bilan des processus hydrodynamiques d'un estuaire macrotidal

Les processus hydrodynamiques sont différents en fonction de la position au sein de l'estuaire (Figure 4). La partie amont est dominée par le débit du fleuve. En se déplaçant d'amont en aval l'intensité de l'énergie des courants de marée augmente. À l'embouchure les phénomènes de houle apparaissent et augmentent vers le large. L'embouchure est aussi le lieu où les courants de marée sont les plus forts et où la contribution du fleuve diminue progressivement. Entre la zone amont et aval se situe une zone mixte qui possède une énergie totale plus faible. Les contributions relatives des différents processus varient de façon saisonnière. La conséquence la plus visible est le déplacement du bouchon vaseux au sein de l'estuaire (Allen et al., 1980; Thorn, 1987). Aux phénomènes cités au-dessus s'ajoute le batillage qui remet en suspension les particules sédimentées lors du passage des bateaux sur le fleuve (Deloffre et al., 2007).

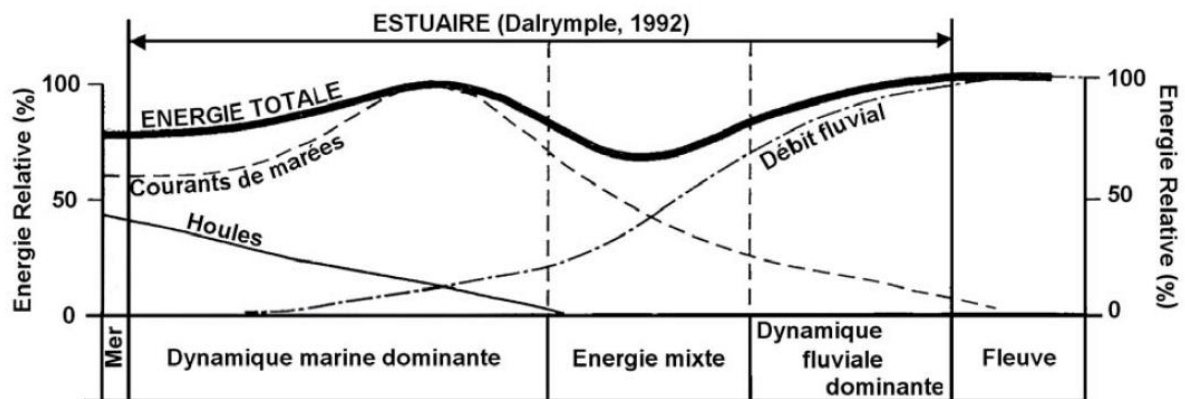


Figure 4 Distribution de l'énergie au sein d'un estuaire à marée selon Dalrymple 1992 (modifiée par Deloffre 2005)

c) Fonctionnement hydro-sédimentaire d'un estuaire macrotidal

i) Caractéristiques des sédiments

Un fleuve se caractérise par différents types de matières en suspension (MES) qui peuvent être classés en fonction de leurs natures et leurs origines. Ils peuvent être divisés en deux grandes classes

en fonction de leur taille supérieure ou inférieure à $0,45 \mu\text{m}$: au-dessus de cette limite on parle de matériel particulaire, en-dessous de matériel dissous (Wentworth, 1922; Blott et Pye, 2001). Au sein de la fraction dissoute se trouve les molécules et les colloïdes qu'ils soient d'origine minérale ou organique. La fraction particulaire est composée de matériels allochtones et autochtones qui peuvent être de nature minérale ou organique. Trois origines principales pour les particules organiques sont retrouvées : (1) provenant du bassin versant, (2) des rejets anthropiques et (3) de la production primaire in-situ (Goñi et al., 2003).

Les particules minérales peuvent être elles-mêmes subdivisées en trois catégories : les sédiments fins, les sables et les sédiments grossiers. Les sédiments fins correspondent à la classe des particules supérieures à $0,45 \mu\text{m}$ et inférieures à $63 \mu\text{m}$ selon la classification de Wentworth. Cet ensemble est sous-divisé en deux entre les silts entre 4 et $63 \mu\text{m}$ et les argiles entre $0,45$ et $4 \mu\text{m}$ (Wentworth, 1922; Blott et Pye, 2001). Les sables correspondent aux sédiments ayant une taille entre $63 \mu\text{m}$ et 2mm et les sédiments grossiers ont un diamètre supérieur à 2mm . Leur origine peut être lithoclastique (provenant de l'érosion de roches détritiques) ou bioclastiques (provenant de débris de coquilles).

ii) Mode d'érosion-dépôt des sédiments

Les sédiments fins et grossiers ont des modes de transport variés liés à leur charge et leur diamètre de grain différents. La prédiction du comportement physique des particules peut être connue grâce au diagramme d'Hjulstrom (1939). Il met en lien le mode de transport/dépôt des particules avec la vitesse du courant et le diamètre moyen des grains (Figure 5). Il permet de déterminer la vitesse minimale du courant pour mobiliser, transporter et déposer des sédiments. Pour les sédiments grossiers (sables fins à galets) plus la particule est de grande taille et plus la vitesse nécessaire à son transport est importante. Pour les particules fines, la vitesse du courant pour éroder augmente avec la diminution de taille. Ce phénomène est dû aux forces de cohésion qui lie les particules entre elles. Pour une particule déjà arrachée au sédiment, les vitesses de courant nécessaires sont beaucoup plus faibles.

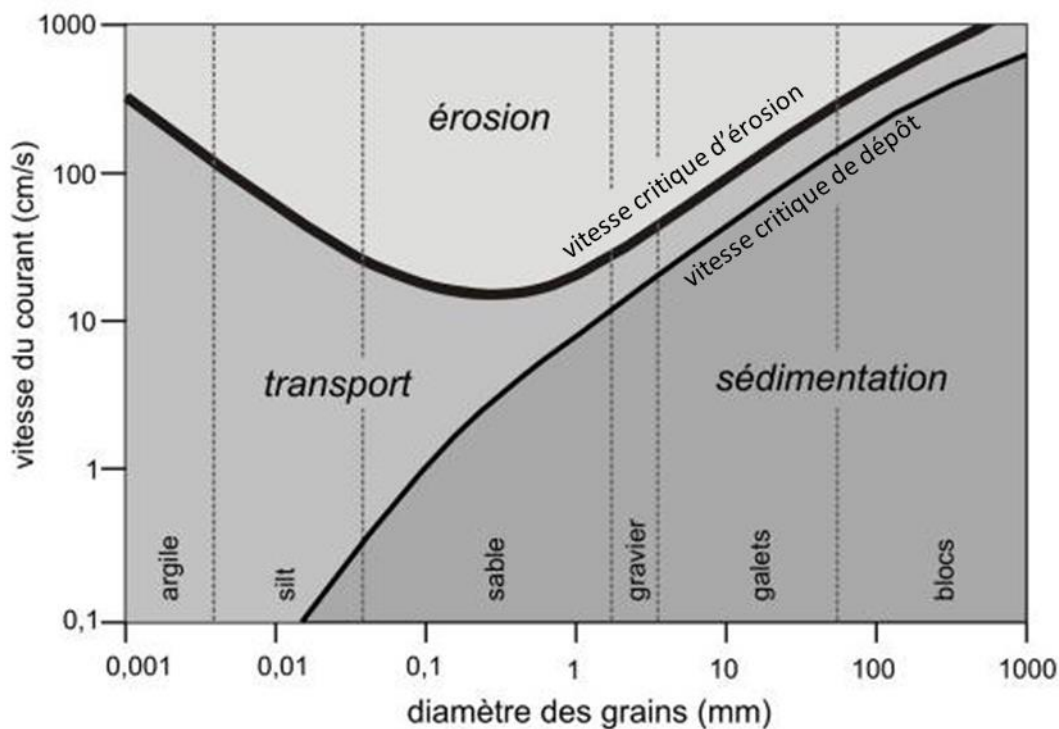


Figure 5 Diagramme d'Hjulström mettant en lien le diamètre moyen du grain et la vitesse du courant dans le processus d'érosion/dépôt (1 m au-dessus du fond)

Ces propriétés physiques des particules sont contraintes par l'hydrodynamisme du milieu et plus particulièrement la marée qui au gré de la succession du flot et du jusant modifie la vitesse du courant dans le milieu.

d) Fonctionnement hydro-sédimentaire des vasières intertidales

Les vasières intertidales sont des zones de dépôt et de stockage de sédiments fins et de sables mélangés à des concentrations plus ou moins importantes en matière organique (MO) donnant une propriété cohésive aux sédiments (Dyer et al., 2000). Leur morphologie est influencée par les apports sédimentaires, les conditions hydrodynamiques (débit du fleuve, phénomène de marée, houle) et la composition du sédiment (Andersen et Pejrup, 2001).

Elles apportent d'importants services écosystémiques en fournissant des zones de reproduction pour les espèces issues de la pêche commerciale, protègent les côtes de l'érosion et agissent comme un puits ou une source de sédiment et nutriments (C, P, N) (Wheatcroft et al., 2013).

La dynamique des vasières varie en fonction de leur position dans l'estuaire, les vasières en amont accumulent des sédiments lorsque le cycle de marée est présent et s'érode lorsqu'il est absent (Deloffre, 2005b).

e) Impact du cycle de marée sur le processus d'érosion-dépôt au sein des vasières intertidales

Le cycle de marée entraîne des modifications de la vitesse des courants dans l'estuaire. Son augmentation s'accompagne de l'augmentation de la turbulence (Figure 6). Cette turbulence provoque la remise en suspension des vases fluides présentement à la surface du sédiment. Lorsque la vitesse du courant est assez forte la turbulence dépasse la contrainte critique d'érosion et la vase partiellement consolidée s'érode. Lors de l'étalement, la vitesse du courant diminue de nouveau ainsi que la turbulence. Ceci provoque la floculation et la chute dans la colonne d'eau des particules qui viennent ainsi former la vase fluide à la surface du sédiment (Whitehouse et al., 2000).

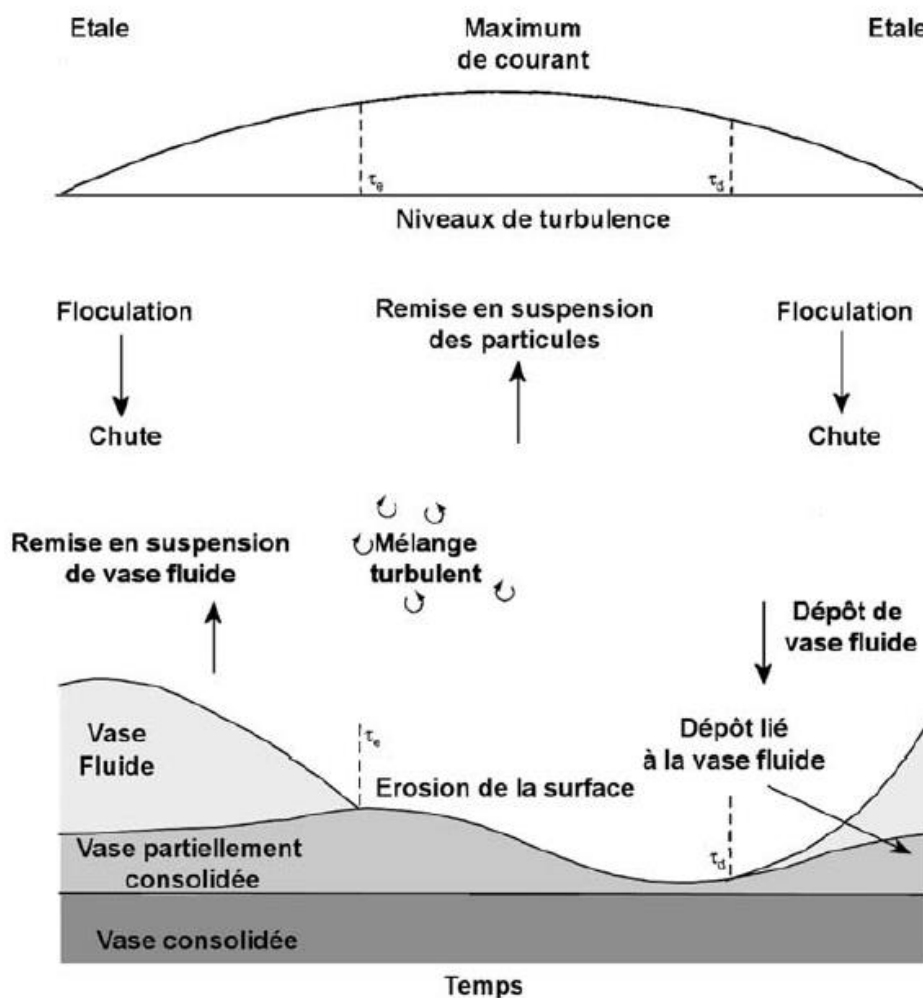


Figure 6 Schéma des processus sédimentaires en lien avec le cycle de marée (Whitehouse et al., 2000)

f) Biogéochimie et flux de nutriments à l'interface eau-sédiment des vasières intertidales

i) Généralités

Les flux de nutriments à l'interface eau-sédiment jouent un rôle important dans les estuaires car ils conditionnent la qualité des masses d'eau. Par leur présence en excès ils peuvent induire le phénomène d'eutrophisation qui conduit dans les cas extrêmes à l'hypoxie dans le milieu aquatique (Howarth et al., 2011). Ces flux sont contrôlés par de nombreux facteurs qui peuvent être classés en trois grandes catégories : les facteurs physico-chimiques, biologiques et hydrodynamiques.

Parmi les facteurs physico-chimiques les changements de concentration dans la colonne d'eau jouent un rôle (Magalhães et al., 2002; Mu et al., 2017). Lorsque la concentration en nutriments dans le sédiment est supérieure ou inférieure à celle de la colonne d'eau, un flux se crée pour équilibrer les deux compartiments. Le sédiment est alternativement source et puits de nutriments. La température est un autre facteur important (Kemp et Boynton, 1984; Sundbäck et Miles, 2000; Mesnage et al., 2013; Gao et al., 2014). Elle induit une élévation du taux de minéralisation de la MO et un flux plus important en nutriment à l'interface. Les conditions redox dans le sédiment jouent aussi un rôle (Sundby et al., 1992; Rysgaard et al., 1994; Alkhatib et al., 2012). En variant, le potentiel redox induit une rétention ou un relargage des nutriments dans l'eau interstitielle, ce phénomène est aussi en lien avec l'oxygénation du sédiment. Le dernier paramètre physico-chimique est l'état trophique du sédiment (Nixon, 1980; Sloth et al., 1995), le taux de respiration benthique est fortement corrélé avec le taux de production en MO.

Les facteurs biologiques entrent aussi en jeu et notamment la minéralisation de la matière organique (Middelburg et al., 1996; Yin et Harrison, 2000). En se minéralisant la MO relargue dans l'eau interstitielle des nutriments qui sont relargués ensuite dans la colonne d'eau sus-jacente. La production d'oxygène et l'assimilation des nutriments par le microphytobenthos sont aussi des paramètres biologiques importants (Sundbäck et Granéli, 1988; Chapelle et al., 2000; Wilson et Brennan, 2004; Sánchez de Pedro et al., 2013). Pour se développer le microphytobenthos a besoin de puiser dans son environnement proche en nutriment. La quantité de nutriment disponible a une incidence sur leur croissance. Le dernier paramètre est l'activité des organismes benthiques, elle a un impact sur les flux de deux façons : soit directement par excrétion de MO, soit indirectement par remaniement physique du sédiment (aussi appelé bioturbation) (Webb et Eyre, 2004; Navon, 2016).

Les conditions hydrodynamiques du milieu sont aussi des facteurs importants (Oldham et Lavery, 1999; Sakamaki et al., 2006; Dunn et al., 2017). Les courants de marée (flot ou jusant) et le courant du fleuve provoquent des phénomènes de resuspension des sédiments qui s'accompagnent d'une augmentation des flux à l'interface eau-sédiment.

A côté de ces facteurs généraux, il existe aussi des comportements spécifiques de chaque nutriment (N, P) qui interviennent au sein du sédiment.

ii) Dynamique de l'ammonium à l'interface eau-sédiment

Les flux d'ammonium NH_4^+ dans le sédiment sont fortement influencés par les conditions d'oxydo-réduction dans la colonne d'eau et le sédiment. Ces conditions varient en fonction de la concentration en oxygène et en azote qui dépendent des phénomènes de diffusion et d'advection au sein du sédiment (Boudreau et Jorgensen, 2001). Ces changements de concentration impactent les réactions de nitrification et de dénitrification qui transforment le NH_4^+ lors de son passage dans la zone oxygène (zone contenant de l'oxygène) du sédiment (Figure 7). En milieu anoxique (zone exempte d'oxygène), la minéralisation de la MO engendre de la matière organique dissoute (MOD) et du NH_4^+ qui diffusent dans le milieu. Lors du passage dans la zone oxygène du sédiment, une partie du NH_4^+ est oxydée en nitrite ou nitrate, une autre partie diffuse directement vers la colonne d'eau sus-jacente. Le nitrate peut rétrodiffuser dans la partie anoxique du sédiment où il est transformé en diazote puis diffusé dans la colonne d'eau.

Cette dynamique est modifiée par la présence de macroorganismes benthiques (*Hediste diversicolor*, *Scrobicularia plana* par exemple) qui par mélange mécanique (aussi appelé bioturbation) entraîne l'augmentation de la quantité d'oxygène dans le sédiment. Ce processus a pour effet de favoriser la nitrification-dénitrification et la libération d'ammonium (Stief, 2013). L'effet sur le couple nitrification-dénitrification dépend du type d'organismes bioturbateurs (Aller et al., 2001). Le micro et le macrophytobentos agissent aussi sur la dynamique de NH_4^+ en produisant de l' O_2 qui diffuse dans le milieu et favorise la nitrification (Seitzinger et al., 1984; An et Joye, 2001). Ils participent donc à la rétention de l'ammonium dans le sédiment (Tyler et al., 2003).

Un autre paramètre important contrôlant les flux de nutriment est la salinité de l'eau. Un modèle développé par Gardner et al. (1991) suggère que le pourcentage de NH_4^+ libéré dans la colonne d'eau par rapport à la quantité nitrifiée-dénitrifiée est plus important en milieu salin. En eau douce, le NH_4^+ est lié aux sites cationiques des particules du sédiment ce qui inhibe sa libération dans le sédiment, il est alors nitrifié. En milieu salé, en revanche, le NH_4^+ forme des complexes avec les

anions de l'eau salée et les sites cationiques des particules du sédiment sont saturés (Berner, 1980; Simon et Kennedy, 1987) ce qui permet une libération plus grande de ce composé dans la colonne d'eau. Les flux d'ammonium sont donc plus importants à l'embouchure d'un estuaire que dans la partie fluviale du fleuve (Giblin et al., 2010).

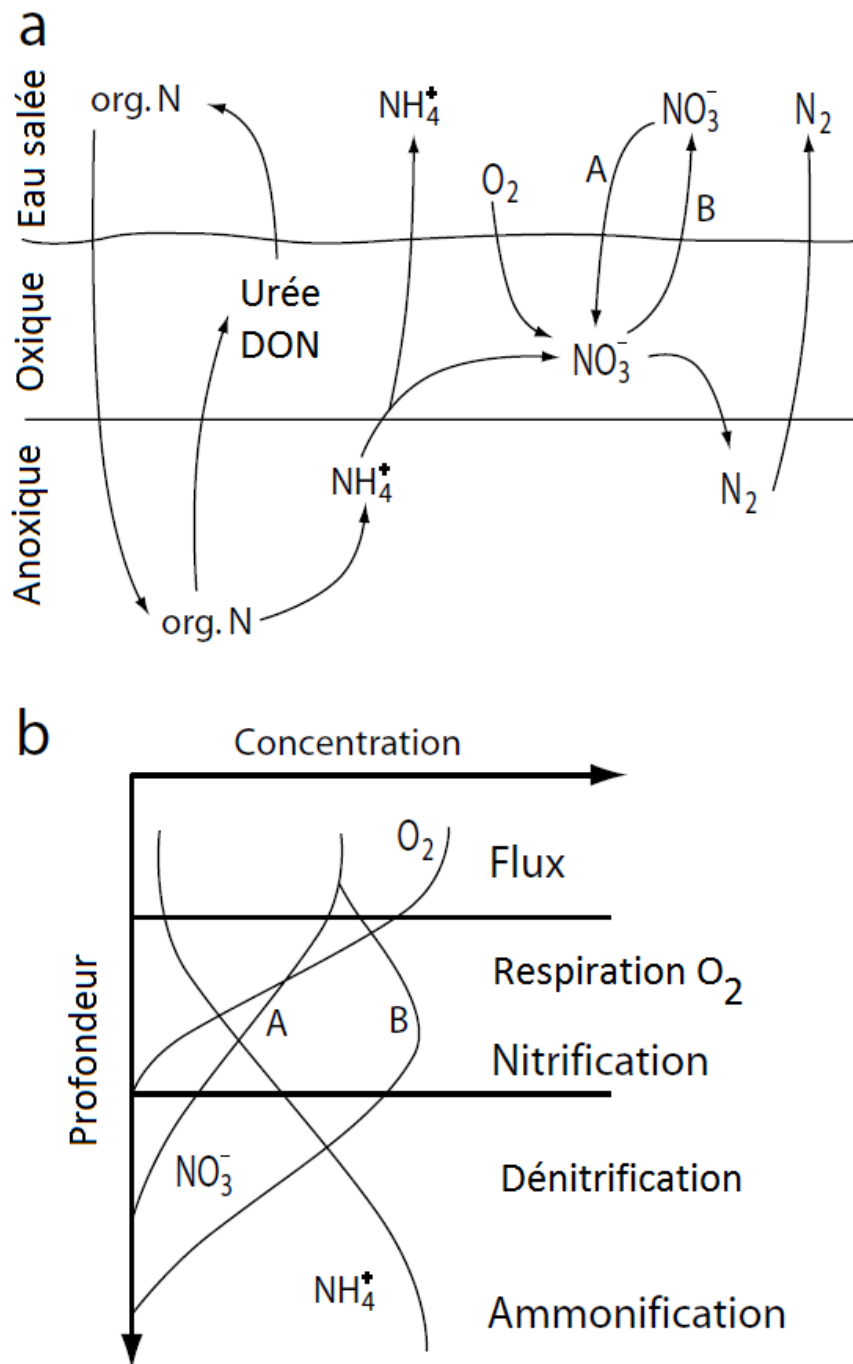


Figure 7 Cycle de l'ammonium à l'interface eau-sédiment (modifié d'après Jorgensen et Boudreau 2001). A représente la rétrodiffusion de l'ion nitrate vers le sédiment et B sa diffusion dans la colonne d'eau.

iii) Dynamique des phosphates à l'interface eau-sédiment

Les flux de PO_4^{3-} ont une variation spatio-temporelle dans les sédiments estuariens (Bianchi, 2007). Leur évolution varie en fonction des saisons mais aussi des apports du bassin versant auquel appartient le sédiment (Howarth et al., 1991). Un paramètre majeur est la température, son augmentation a un impact sur le métabolisme des communautés bactériennes qui en retour augmente la reminéralisation de la MO, donc la production de PO_4^{3-} donc les flux de nutriment (Arnosti et al., 1998; Kristensen, 2000). Un autre paramètre important est la salinité, la modification de la dynamique de relargage du PO_4^{3-} par le sédiment diffère selon les auteurs. Une augmentation de la salinité peut soit entraîner une diminution de la libération du PO_4^{3-} (Santschi, 1995; Baldwin et al., 2006), ou bien augmenter la libération de PO_4^{3-} (Froelich, 1988). Cette opposition entre les résultats de différentes études est liée à la relation complexe entre la dynamique du PO_4^{3-} et les paramètres physico-chimiques du sédiment. En fonction du sens de variation de ces paramètres la réponse du système est différente. Les deux paramètres principaux sont le pH (Seitzinger et al., 1991a; Aminot et Andrieux, 1996; Gardolinski et al., 2004) et les conditions redox (Lillebø et al., 2004).

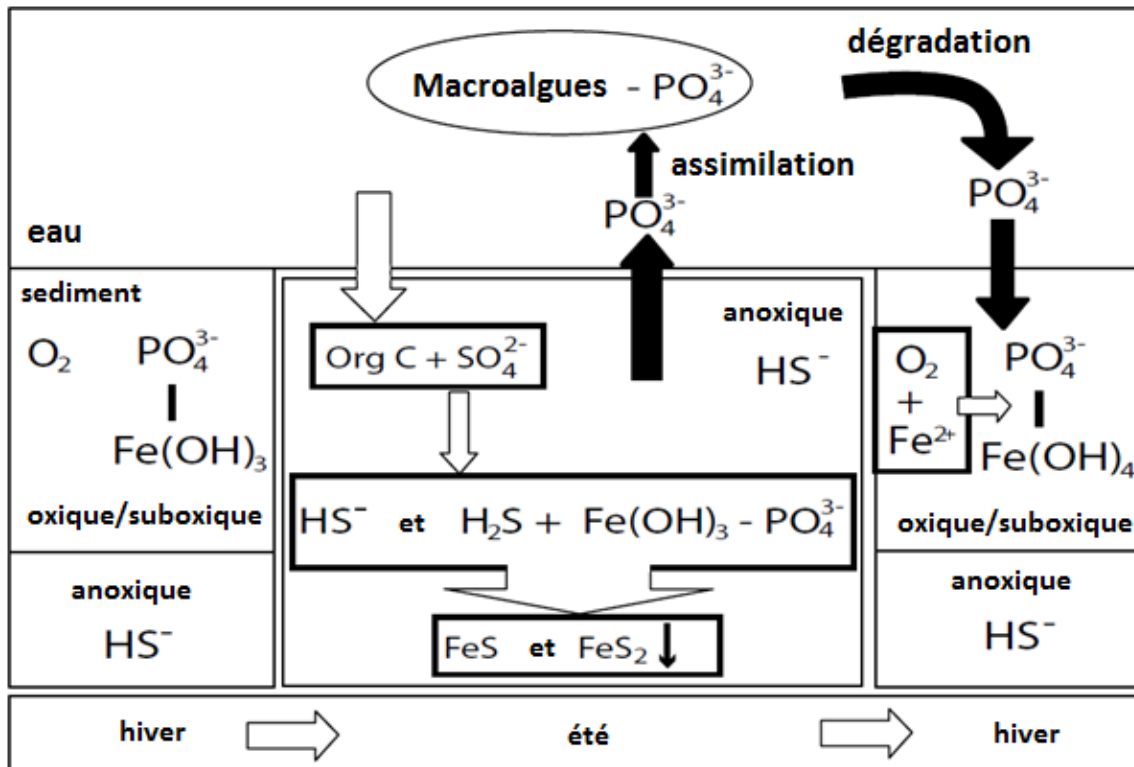


Figure 8 Cycle du phosphate à l'interface eau-sédiment (Rožan et al., 2002)

La Figure 8 illustre la relation entre les changements majeurs de température (les saisons) et les conditions redox du sédiment. Lors des mois d'hiver et printemps, l'apport en MO est faible, la reminéralisation de la MO est peu importante et le sédiment est en condition oxygène à suboxygène. En présence d'oxygène le PO_4^{3-} est adsorbé sur les oxydes de fer rendant sa diffusion impossible. Durant l'été, l'apport en MO augmente et l'oxygène contenu dans le sédiment est consommé pour l'oxydation de la MO. Les conditions redox évoluent, le sédiment devient anoxique entraînant la solubilisation des complexes Fe-P (Boström et al., 1988; Cesbron et al., 2014). Le PO_4^{3-} contenu dans l'eau interstitielle est alors diffusé dans la colonne d'eau où il est assimilé par les macro-algues (Rozan et al., 2002) ou le phytoplancton (Seitzinger, 1991).

Cette vision classique de la dynamique des PO_4^{3-} dans les sédiments a été remise en cause récemment avec la découverte de bactéries câbles ayant une influence sur les conditions redox du sédiment (Nielsen et Risgaard-Petersen, 2015). Elles possèdent un long filament pouvant s'étendre sur une épaisseur de 2 à 4 cm dans le sédiment qui ont la capacité de transporter des électrons modifiant ainsi les conditions redox du milieu même en profondeur. Ils agissent en favorisant la formation d'oxyde de fer dans le sédiment ce qui entraîne le retrait du PO_4^{3-} de l'eau interstitielle dans des zones qui sont normalement anoxiques (Schauer et al., 2014; Sulu-Gambari et al., 2016). Leur découverte oblige à repenser le fonctionnement du cycle biogéochimique dans les sédiments (Meysman, 2017).

g) Variations spatio-temporelles des processus biogéochimiques et hydrodynamiques

Les processus hydrodynamiques ayant un impact sur une vase agissent à différentes échelles à la fois spatiales et temporelles. Ils sont en lien avec les processus chimiques tel que la diagénèse précoce (transformation de la matière organique après sédimentation), l'adsorption/désorption, mais aussi biophysiques comme la bioturbation ou la bio-irrigation (Figure 9).

Les processus hydrodynamiques agissent sur le milieu estuarien de l'échelle du mètre au kilomètre qu'il s'agisse de la houle ou de la marée. L'échelle temporelle de ces processus est quant à elle très étendue avec des phénomènes allant de quelques heures (houle, vague), à plusieurs jours (la marée) voir plusieurs années (phénomène de sédimentation-dépôt).

Simultanément à ces processus physiques ont lieu des processus chimiques. Ce sont notamment des processus courts de quelques secondes à quelques heures ayant une échelle spatiale réduite (du μm au mm) qu'il s'agisse des processus biogéochimiques tels que la diagénèse précoce ou

l'adsorption. Des processus biophysiques entrent aussi en jeu : la bioturbation agit à l'échelle de l'heure ou du jour pour une emprise spatiale de l'ordre du mm au mètre.

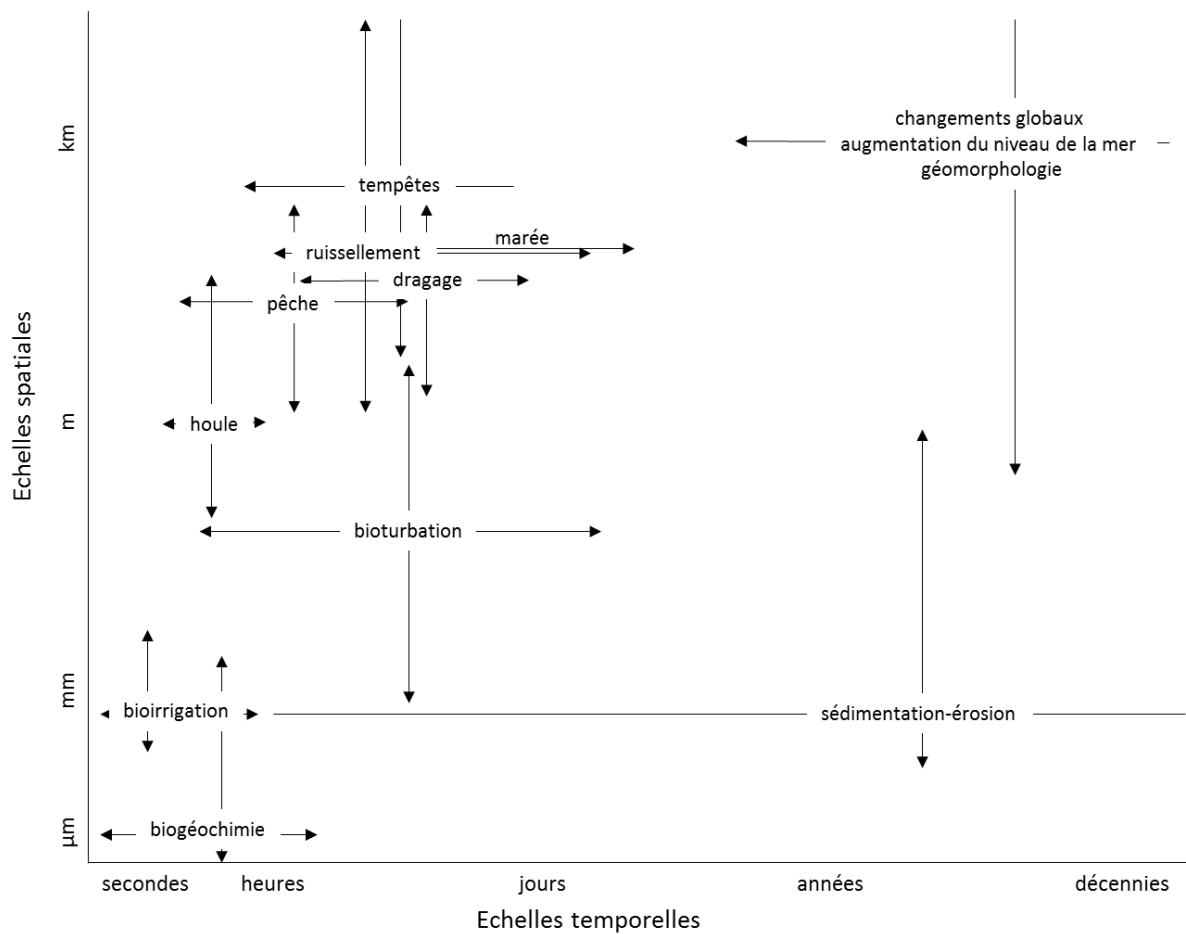


Figure 9 Echelles spatiales et temporelles des perturbations d'un environnement intertidal (Malcolm et Snyer, 1997).

Ces phénomènes chimiques et biophysiques sont importants pour le milieu estuarien car ils ont un impact majeur sur la qualité du sédiment et de la colonne d'eau (Bianchi, 2006). En combinaison avec les processus physiques ils induisent des flux de nutriments à l'interface eau-sédiment.

2) Les méthodes de modélisation et d'échantillonnage de l'interface eau-sédiment

a) Utilisation de la température comme un traceur d'advection au sein du sédiment

La méthode de la chaleur utilisée comme un traceur consiste à calculer des vitesses d'écoulement d'eau dans le milieu poreux en utilisant la différence de température observée en plusieurs thermomètres distribués à différentes profondeurs dans le sédiment. Elle repose sur le phénomène physique d'oscillations journalières ou annuelles de la température dans un cours d'eau, cette température au sein du sédiment est atténuée et retardée en profondeur en raison de l'absorption thermique et de son temps de parcours dans le sédiment. En intégrant cette atténuation et ce retard en fonction des caractéristiques thermiques du sédiment dans l'équation différentielles de transport de chaleur il est possible de calculer les vitesses des écoulements dans les sédiments.

i) Développement de la méthode

La méthode de la chaleur utilisée comme un traceur se base sur les travaux de Suzuki (1960) Stallman (1963), Bredehoeft et Papaopulos (1965). Les méthodes basées sur l'utilisation du signal diurne de chaleur (Hatch et al., 2006; McCallum et al., 2012) sont beaucoup utilisées car elles possèdent plusieurs avantages : elles peuvent être utilisées dans des cas d'écoulement ascendant, descendant, elles nécessitent peu de temps sur le terrain, l'emprise de l'expérience est faible et son coût est relativement bas (Irvine et al., 2015).

Le développement de la méthode de la chaleur utilisée comme un traceur d'écoulement d'eau est concomitant avec les améliorations apportées aux outils de mesure de température *in-situ* (Constantz et al., 2008; Johnson et al., 2005). En permettant de placer des thermomètres de faibles tailles au sein du sédiment pendant un laps de temps assez long ceci a permis d'obtenir des chroniques de température sur plusieurs profondeurs au cours du temps. La méthode est liée aussi au développement d'outils numériques performants permettant d'analyser un grand nombre de données de température (Swanson et Cardenas, 2010; Gordon et al., 2012; Irvine et al., 2015).

La chaleur est particulièrement adaptée pour l'étude des échanges dans les sédiments pour plusieurs raisons (Constantz et al., 2008) : (1) du fait du rapport élevé surface-volume d'un cours d'eau par rapport aux autres types de masse d'eau, de larges et dynamiques motifs de température entre le cours d'eau et son lit sont courants (2) la chaleur est un traceur naturel, ne posant pas de problèmes de contamination quant à son utilisation dans le milieu naturel, (3) les mesures *in-situ* sont basées

sur la température qui est un paramètre robuste et qui ne nécessitent pas d'analyse en laboratoire à la différence des traceurs chimiques.

ii) Dynamique du transfert de la chaleur dans un sédiment

La chaleur est transférée dans le sédiment sous quatre formes (Constantz et al., 2008) : radiation, conduction, convection et advection. La radiation thermique est liée à l'adsorption de l'énergie du soleil par le sédiment. Elle est faible si le sédiment est recouvert d'eau du fait de la réflexion. La conduction thermique est comparable à la diffusion moléculaire, elle correspond au transfert de chaleur entre le lit du cours d'eau et le sédiment sous-jacent. La conduction existe en tout point du sédiment tant qu'un gradient de température existe. La convection thermique est définie ici comme le transfert de chaleur accompagné d'un transfert de matière à l'état fluide et l'advection, la combinaison de la convection et de la diffusion. La méthode de la chaleur utilisée comme un traceur s'intéresse plus particulièrement à l'advection thermique. Dans le cas d'un sédiment où il n'y a pas de mouvement d'eau, les variations diurnes de la température aboutissent à un transfert de chaleur dans le sédiment par conduction pure. Les quatre phénomènes thermiques peuvent avoir lieu en même temps mais souvent seul un ou deux processus sont présents en même temps dans le cours d'eau.

Classiquement il existe quatre états hydrologiques décrivant les échanges entre le sédiment et la colonne d'eau (Stoneman et Constantz, 2003) (Figure 10). Le premier état est défini par un écoulement qui se fait depuis la nappe phréatique vers le cours d'eau (Figure 10 A), dans ce cas le gradient hydraulique est supérieur à la hauteur de la colonne d'eau. La variation de température est observée dans l'eau mais du fait de l'apport d'eau venant de la nappe (température généralement constante) aucune variation n'est observée dans le sédiment pour un apport important d'eau, pour un apport plus faible une faible variation de température est observée.

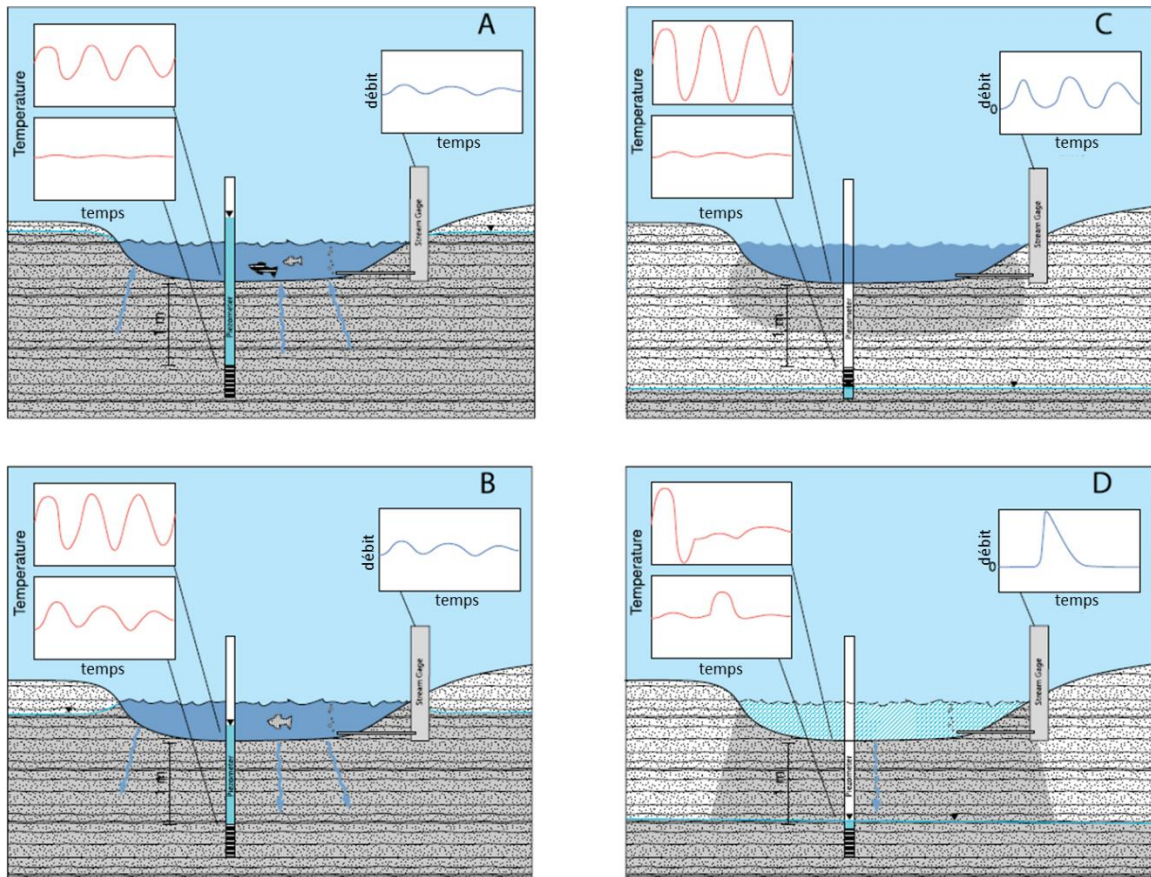


Figure 10 Les différents états hydrologiques d'un sédiment (A) écoulement depuis la nappe phréatique vers le cours d'eau (B) écoulement depuis le cours d'eau vers la nappe phréatique (C) cours d'eau déconnecté du sédiment par une couche imperméable (D) cours d'eau éphémère (Stoneman et Constantz, 2003)

Dans le cas d'une perte (l'eau s'infiltre dans le sédiment) (Figure 10 B), la charge hydraulique est située entre le haut de la colonne d'eau et le sédiment. Les variations de température dans la colonne d'eau sont retrouvées dans le sédiment mais de façon atténuée.

Le troisième cas (Figure 10 C) est le cours d'eau déconnecté du sédiment en profondeur par une couche possédant une conductivité hydraulique faible. Il en résulte une charge hydraulique située au niveau de l'aquifère avec des variations de température qui ne sont que très faiblement transférées en profondeur.

Le dernier cas est celui des cours d'eau éphémère (Figure 10 D). Les variations de température sont seulement observées lors des événements de crue avec une charge hydraulique qui reste située au niveau de la nappe. Le transport de chaleur radiatif, convectif, advectif contribuent tous à la réponse à la surface et dans le sédiment entraînant de rapides variations de température.

iii) Méthode d'analyse du signal température pour le calcul de l'advection dans le sédiment

Pour le calcul de l'advection à partir du signal température il existe trois grands types de méthodes : (1) les méthodes à l'état d'équilibre avec une limite de température constante (2) les méthodes transitoires avec une limite de température arbitraire et (3) les méthodes transitoires avec une limite de température sinusoïdale. Ces trois méthodes sont basées sur le changement d'amplitude et de phase de la température avec la profondeur (Figure 11).

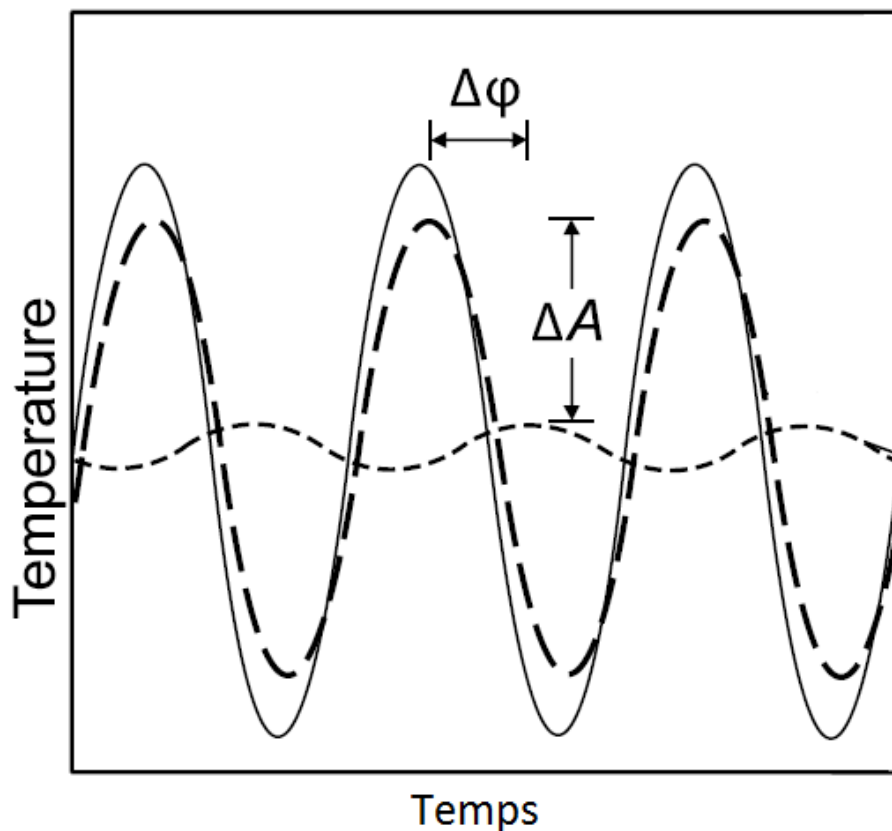


Figure 11 Variation hypothétique de température à différentes profondeurs montrant l'amplitude de température A_r et le changement de phase $\Delta\phi$ utilisé dans les modèles de calcul d'advection (Constantz et al., 2008)

(1) Méthodes à l'état d'équilibre avec une limite de température constante

Cette méthode repose sur l'hypothèse que pour des conditions thermiques et hydrauliques à l'état d'équilibre, et une grande échelle de temps, une température constante peut être considérée aux limites supérieures et inférieures du modèle. Bredehoeft et Papaopulos (1965) ont calculé des écoulements verticaux au sein d'une couche semi-confinée en résolvant l'équation différentielle de chaleur grâce à cette méthode. Cette étude est d'ordre qualitatif et ne vise pas à quantifier les mouvements d'eau au sein d'un milieu poreux au contraire de Schmidt et al. (2007) qui utilisent

cette méthode pour calculer des flux d'écoulement verticaux. Les méthodes de Bredehoeft et Papaopulos (1965) et Schmidt et al. (2007) sont intégrés au modèle Ex-Stream (Swanson et Cardenas, 2011) qui permet des calculs automatiques de vitesse d'écoulement au sein d'un sédiment à partir d'enregistrement de température.

L'utilisation de cette méthode est cependant limitée pour les mois de printemps et d'automne car les différences de température entre la surface et la profondeur sont minimales à ces périodes de l'année ce qui entraîne des écarts importants d'estimation des écoulements (Anibas et al., 2009). Cette méthode peut aussi être problématique dans le cas d'écoulement lent ou de systèmes peu profonds car ce type d'écoulement n'est pas adéquat avec l'hypothèse d'état quasi-stable (Schmidt et al., 2007). Ces méthodes peuvent quand même servir comme un premier outil d'estimation des vitesses d'écoulement (Anibas et al., 2011) et elle permet d'obtenir une estimation pertinente des flux malgré les composantes horizontales et l'hétérogénéité des propriétés du lit du cours d'eau (Brookfield et Sudicky, 2012).

(2) Méthodes transitoires avec une limite de température arbitraire

Un modèle de chaleur transitoire proche de la surface a été développé par Lapham (1989) à partir de l'équation différentielle de transport de chaleur pour calculer des vitesses verticales d'écoulement et la conductivité hydraulique du sédiment. Cette méthode utilise des enveloppes de changement de températures saisonnières pour estimer les variations d'écoulement de flux d'eau (Rau et al., 2014).

Silliman et al. (1995) présentent un modèle à une dimension qui permet de quantifier les flux verticaux descendants dans le sédiment grâce à l'utilisation de deux thermomètres, un situé sur la surface du sédiment et le second en profondeur. Elle s'appuie sur l'hypothèse que la température de l'eau sus-jacente au sédiment est le paramètre majeur qui influence la température du sédiment ce qui permet d'obtenir une estimation des flux au sein du sédiment au-dessus d'une valeur critique de flux. Cette valeur critique dépend de la diffusivité thermique du sédiment et la profondeur à laquelle est placée le thermomètre. Cette méthode peut être aussi bien utilisée pour des flux allant vers le sédiment (Silliman et al., 1995) que pour des flux sortant du sédiment (Becker et al., 2004).

Le modèle 1DtempPro avec interface graphique (GUI) (Voytek et al., 2014) a été développé et reprend les travaux de Lapham (1989) pour permettre d'analyser des séries temporelles de température à différentes profondeurs en résolvant numériquement les équations de transport de chaleur et d'écoulement pour calculer des flux verticaux.

(3) Méthode transitoire avec limite de température sinusoïdale

Une autre façon de calculer des flux au sein du sédiment est de considérer une température qui varie de façon sinusoïdale dans la limite supérieure du sédiment et une température constante en profondeur. La première mention de cette méthode est faite par Suzuki (1960) et améliorée par Stallman (1965).

La méthode proposée par ce dernier permet le calcul de la vitesse d'écoulement dans le sédiment à partir de l'amortissement des amplitudes de température et le changement de phase du signal température avec la profondeur. La vitesse du flux qui est calculée dépend des paramètres thermiques du sédiment et de la température enregistrée. Des vitesses très faibles (0,3 cm/jour) sont calculables pour un sédiment dont les paramètres thermiques sont parfaitement connus. Elle est potentiellement utilisable dans tous les systèmes qui présentent un signal diurne de la température (Rau et al., 2014).

Une extension de la méthode de Stallman a été développée par Goto et al. (2005). En utilisant le théorème de Fourier, elle considère la température enregistrée comme la somme d'une série de fonctions sinusoïdales ayant des amplitudes et des phases différentes. Cette méthode permet de quantifier la vitesse verticale dans le sédiment et la diffusivité thermique. Elle définit aussi trois régimes différents dans le sédiment : un régime dominé par l'advection, un régime dominé par la conduction et un dernier qui est un état transitionnel entre les deux précédents.

Une autre application de la méthode de Stallman a été développée par Hatch et al. (2006) qui sépare l'équation explicite de température en deux expressions distinctes comprenant d'une part l'atténuation de l'amplitude et d'autre part le changement de phase comme une fonction de la vitesse d'écoulement. Cette méthode a pour avantage de permettre le calcul de la vitesse verticale du flux d'eau à partir de ces deux paramètres, de connaître la direction ascendante ou descendante du flux et nécessite seulement de connaître la distance relative entre les thermomètres pour effectuer le calcul et non la distance relative au sédiment (Rau et al., 2014). Ce dernier avantage permet de s'affranchir des phénomènes sédimentaires ayant lieu à l'interface eau-sédiment (sédimentation-érosion). En revanche cette méthode nécessite un traitement des données poussé pour extraire le signal sinusoïdal et les paramètres du sédiment doivent être connus à priori.

Une autre méthode isole la vitesse d'écoulement du modèle comme un paramètre d'intérêt (Keery et al., 2007). Elle repose sur l'utilisation du changement de phase entre deux séries de données obtenues avec des thermomètres situés à deux profondeurs différentes. Elle utilise la régression harmonique dynamique (Young et al., 1999) pour extraire la composante diurne du signal

température. Elle permet d'obtenir une meilleure résolution temporelle qu'avec les autres méthodes proposées : le nombre de calculs de vitesse par jour est plus élevé.

Enfin la méthode de Hatch est revisitée par McCallum et al., (2012) et Luce et al., (2013) qui utilisent simultanément l'amplitude et le changement de phase pour calculer l'écoulement d'eau. Un paramètre additionnel, la dispersivité thermique hydrodynamique est calculée. Si ce paramètre est stable au cours du temps il indique que les conditions sédimentaires sont stables, s'il varie il indique que des phénomènes d'érosion/sédimentation ont lieu (Luce et al., 2013). Une variation au cours du temps de ce paramètre indique aussi que les hypothèses de travail du modèle ne sont pas respectées (McCallum et al., 2012).

b) Méthodes d'échantillonnage de l'interface eau-sédiment

L'échantillonnage de l'interface eau-sédiment est peu aisé du fait de la texture très fluide du sédiment et de l'hydrodynamisme du milieu, il nécessite donc des méthodes spécifiques. Leur principe général est de séparer l'eau interstitielle du sédiment afin de l'analyser. Cet échantillonnage peut être réalisé *in-situ* ou en laboratoire.

i) Les dialyseurs 1D et 2D



Figure 12 Dialyseur *in-situ* avec en arrière-plan le pont de Normandie. La partie émergente du dialyseur est de l'ordre de 10 centimètres de haut. (Cliché : Vennin, 2016)

Un dialyseur est un dispositif permettant d'échantillonner l'eau interstitielle à l'interface eau-sédiment en utilisant le principe d'équilibre entre un milieu concentré (le sédiment) vers un milieu non concentré (une logette). Il se présente sous la forme d'une plaque de plexiglas percée sur toute sa longueur de logettes remplies d'eau distillée (Figure 12). Celle-ci est recouverte d'une membrane qui permet la diffusion des ions du sédiment tout en retenant les particules solides. L'ensemble est fixé à l'aide d'une seconde plaque de plexiglas percée au niveau des logettes. Cette méthode a été développée par Hesslein (1976) et utilisée dans des lacs (Carignan, 1984; Tessier et al., 1985; Murphy et al., 2001) et des estuaires (Van Der Nat et Middelburg, 2000; Bally et al., 2004; Mesnage et al., 2013). Afin de permettre son utilisation dans un milieu anoxique le dispositif doit subir un bullage à l'azote préalablement à son implantation sur le terrain (Carignan, 1984). L'utilisation de cette méthode nécessite de connaître le temps d'équilibration, c'est-à-dire le temps nécessaire pour que les concentrations en éléments de l'eau interstitielle et de la logette s'égalisent. Hesslein (1976) propose un temps d'équilibration d'une semaine pour un lac, Bally et al (2003, 2005) propose 23 jours en milieu estuarien. Cette méthode offre plusieurs avantages : elle demande peu de temps, elle est simple et aisée à répliquer et l'analyse des échantillons se fait sans filtration (Carignan, 1984). Cependant elle possède une résolution ne permettant pas d'observer des phénomènes biogéochimiques se déroulant à l'échelle millimétrique (Bilodeau, 2003). Cet inconvénient a été en partie résolu par Lewandowski et al. (2002) qui propose un dialyseur possédant plusieurs logettes horizontales ce qui permet d'obtenir une vision 2 dimensions des concentrations dans le sédiment (Figure 13). Chaque logette faisant 7 millimètres de diamètre. La contrepartie de cette plus grande précision spatiale est l'augmentation du nombre d'échantillons à traiter (40 fois plus d'échantillons).

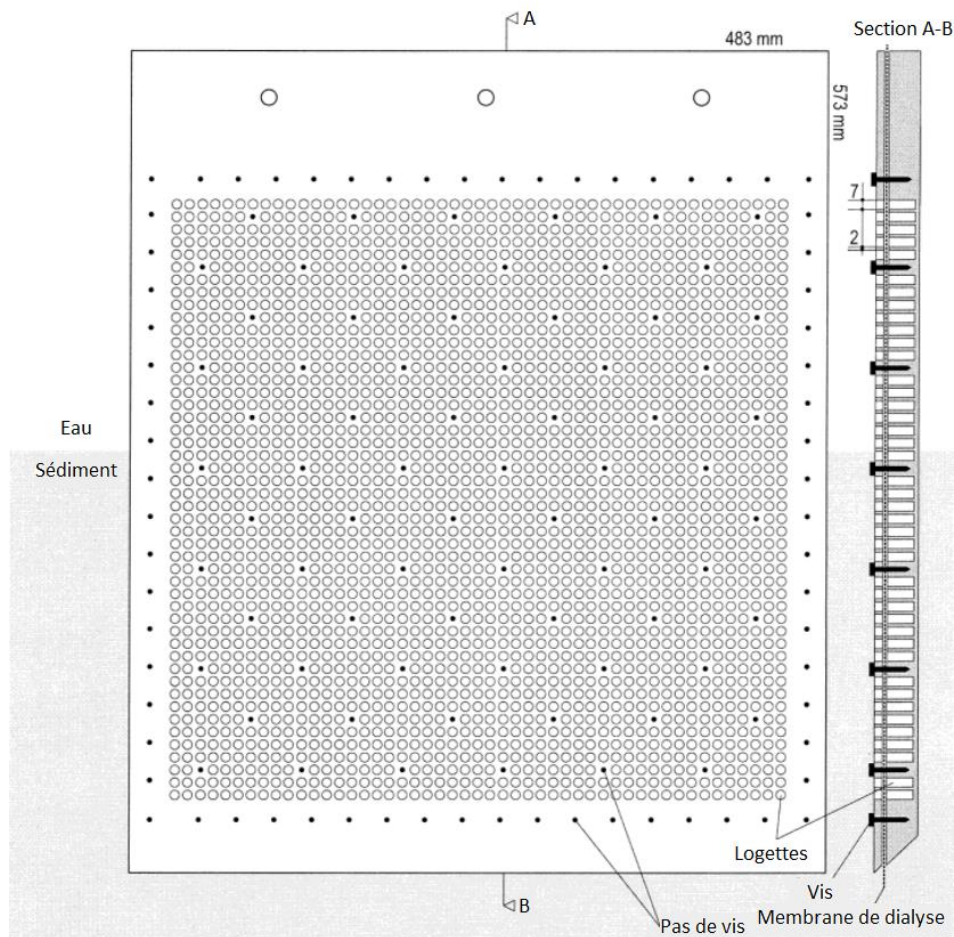


Figure 13 Schéma d'un dialyseur 2D (Lewandowski et al, 2002)

i) Les DET

La méthode des DET (Diffusive Equilibration in Thin films) reprend le principe d'équilibre entre deux milieux possédant une concentration différente où l'eau distillée est substituée par une matrice d'hydrogel contenant ~95% d'eau. Cet hydrogel est constitué de polyacrylamide formé par polymérisation d'acrylamide et de bis-acrylamide. Le gel fait classiquement entre 0,6 et 0,8 mm d'épaisseur. Il est posé dans une dépression créée sur une plaque de plexiglas et recouverte d'une membrane filtrante (Figure 14). L'ensemble est maintenu par du ruban adhésif. C'est une méthode simple d'utilisation qui permet de mesurer de façon précise la concentration dans l'eau interstitielle (Santner et al., 2015). Le temps d'équilibration est de 1 à 5 heures dans la littérature (respectivement (Davison et al., 1991; Cesbron et al., 2014). Elle permet un échantillonnage submillimétrique des concentrations au sein du sédiment qui peut aller jusqu'à 100 μm (Davison et al., 1994) et d'obtenir une « image » continue de la chimie de l'eau interstitielle.

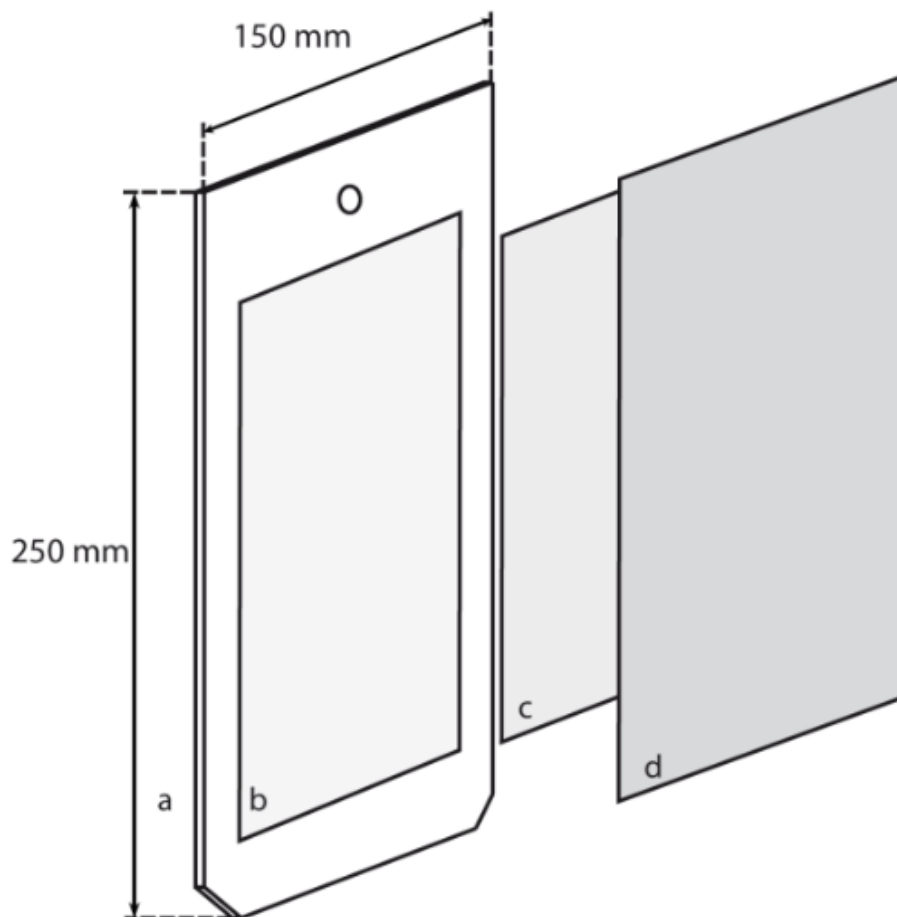


Figure 14 Schéma d'un DET (a) plaque de plexiglas (b) dépression dans la plaque (c) gel de polyacrylamide (d) membrane dialysante (Source : Cesbron et al. 2014)

Les concentrations dans le gel peuvent être obtenues de différentes façons. La première consiste à découper le gel, après retrait du sédiment, en carré de quelques millimètres puis de le plonger dans l'acide. Une fois dissous la solution est analysée (Shuttleworth et al., 1999). Cette méthode est la plus simple à mettre en œuvre mais la découpe du gel et l'analyse subséquente requièrent beaucoup de temps (Santner et al., 2015). La seconde méthode consiste à appliquer un réactif coloré sur la surface du gel puis de scanner l'ensemble et de le comparer à une gamme étalon ayant été faite dans le même temps (Jézéquel et al., 2007). Plus aisée à utiliser que la première elle nécessite tout de même un gel pour chaque élément mesuré à l'aide d'un réactif. La dernière méthode implique l'utilisation d'une caméra hyperspectrale (Cesbron et al., 2014; Metzger et al., 2016), elle permet d'utiliser simultanément deux réactifs colorés sur un même gel dont les couleurs sont ensuite dissociées par traitement d'image (Cesbron et al., 2014). Combinée à la surgélation du gel à l'aide de glace carbonique juste après son retrait du sédiment (qui permet de différer l'analyse du gel sans dégrader les profils de concentration), cette méthode est la plus pratique à mettre en œuvre. Actuellement cette méthode est utilisée pour quantifier les nitrates/nitrites (Metzger et al., 2016),

l'alcalinité (Metzger et al., 2013), le fer et les phosphate (Cesbron et al., 2014) et l'ammonium (Metzger, communication personnelle).

Les DET permettent de mesurer de façon précise les concentrations en éléments contenus dans l'eau interstitielle. Des précautions doivent quand même être prises pour les faibles concentrations ($\leq 10 \mu\text{mol L}^{-1}$) en milieu d'eau douce pour les éléments de faible force ionique car celles-ci peuvent être surestimées par la méthode (Santner et al., 2015). Une autre limitation est le phénomène de relaxation diffusif. Il a deux effets sur le gel. Le premier est le transport latéral des concentrations à mesure que les éléments diffusent dans l'épaisseur du gel lors de l'équilibration. L'empreinte des concentrations est ainsi plus large dans le fond du gel que sur la face en contact avec le sédiment induisant un élargissement des profils de concentration spatialement (Davison et al., 1994). Pour limiter ce phénomène il est recommandé d'utiliser des gels de faible épaisseur. Le second est la diffusion latérale qui a lieu lors du retrait du gel du sédiment. Juste après la perte de contact avec le sédiment, les concentrations commencent à être « floutées » ce qui entraîne une perte de résolution (Davison et al., 1994). Les réactifs doivent donc être appliqués rapidement après la sortie du sédiment afin de limiter cet effet.

ii) Les cloches benthiques

Les chambres benthiques sont une méthode d'échantillonnage *in-situ* qui consiste à mesurer les flux de nutriment à l'interface eau-sédiment (Figure 15). Il est réalisé au moyen d'un compartiment ouvert sur une seule face qui isole dans un volume défini le sédiment et de l'eau surnageante (Tengberg et al., 1995). La chambre est posée sur le fond sans perturber ni remettre le sédiment en suspension. Dans ce micro-environnement des mesures de flux sont réalisées *in situ*. L'avantage de cette méthode est qu'il prend en compte directement les phénomènes de bioturbation et de bioirrigation qui ont lieu à l'interface eau-sédiment. Elle permet aussi d'intégrer tous les processus de diffusion liés à un élément sur une surface relativement grande ($0,2 \text{ m}^2$) (Alaoui Mhamdi et al., 1994). En revanche la chambre étant en milieu clos une stratification des concentrations en nutriment peut apparaître et il est donc nécessaire de recourir à une agitation magnétique ou mécanique (Hall et al., 1989). Cette méthode est encore utilisée actuellement surtout en domaine marin profond (Berelson et al., 2013; Godwin et al., 2014; Olivé et al., 2016).

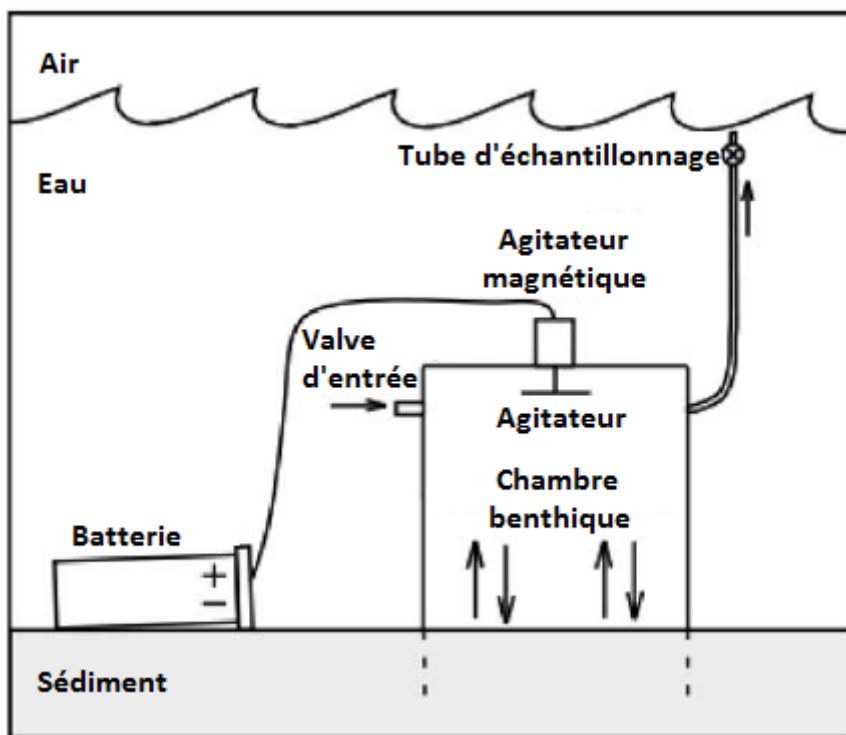


Figure 15 Schéma de fonctionnement d'une chambre benthique (Source: Thorbergsdóttir et Gíslason, 2004)

iii) Le carottage et la centrifugation

La méthode consiste à prélever un échantillon de sédiment à l'aide d'un carottier à bras, directement sur la vase puis à subdiviser la carotte tous les centimètres (Howes et al., 1985; Rozan et al., 2002; Mort et al., 2010). Ces échantillons sont ensuite introduits dans des flacons avant d'être centrifugés pour séparer ces constituants en fonction de leur densité. Deux phases sont obtenues : le surnageant et le culot. Le surnageant est ensuite récupéré pour analyse. Afin de maintenir les conditions anoxiques l'échantillonnage est réalisé dans des boîtes à gants sous pression d'azote.

C'est une méthode simple qui permet d'obtenir un nombre important d'échantillons rapidement. En revanche l'utilisation de la centrifugation à très haute vitesse peut désorber des éléments qui normalement ne sont pas présents dans l'eau interstitielle et entraîner une augmentation artificielle de la concentration en élément (Mudroch et Azcue, 1995). Les échantillons doivent aussi être analysés à la température du sédiment pour ne pas altérer l'équilibre entre les particules du sédiment et l'eau interstitielle (Tessier et al., 1985).

CHAPITRE II
MATERIELS ET METHODES

CHAPITRE II MATERIELS ET METHODES

1) Sites d'étude

a) Localisation géographique

L'estuaire de Seine a comme limite amont le barrage de Poses et comme limite aval la Baie de Seine (Figure 16). Il s'étend sur 170 kilomètres et est composé de trois parties distinctes :

- L'estuaire amont entre le barrage de Poses jusqu'à Vieux-Port qui est la zone soumise à la marée où circule de l'eau douce
- L'estuaire moyen entre Vieux-Port et Honfleur qui est la zone de mélange des eaux fluviales et marines, l'eau est saumâtre
- L'estuaire aval ou marin entre Honfleur et la partie orientale de la Baie de Seine où l'eau est salée de façon continue

Concernant l'année 2017, le débit moyen est de 341 m³/s à la station de Vernon (27). Le débit maximum est observé en mars avec 682 m³/s et le débit minimum au mois de juillet avec 174 m³/s (Source : Banque Hydro). Le régime de marée est macrotidal semi-diurne (2 marées par jours). Son onde remonte jusqu'au barrage de Poses en aval de la station fluviale intertidale en devenant progressivement asymétrique : le jusant dure plus longtemps que le flot (Guézennec et al., 1999).

Le site 1 (Figure 17) est situé dans l'estuaire moyen et le site 2 (Figure 18) est situé dans l'estuaire amont.

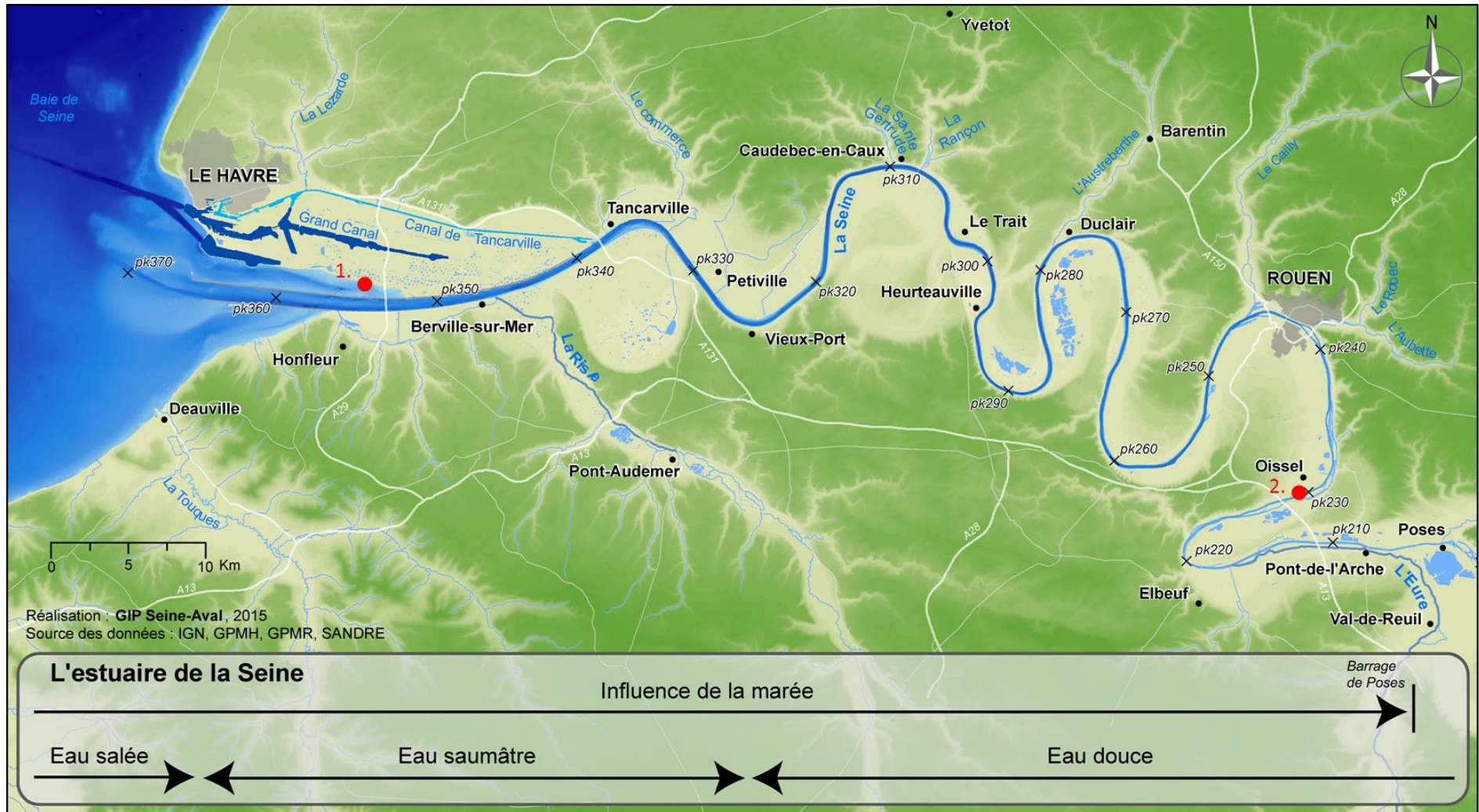


Figure 16 Localisation des deux sites d'étude au sein de l'estuaire de seine (1) la vasière d'embouchure (2) la vasière fluviatile intertidale (Source : GIP Seine-Aval, 2013)

b) La vasière d'embouchure (VE)

La Vasière Nord (Lesourd, 2000; Bally et al., 2004; Cundy et al., 2007), appelée « vasière d'embouchure » dans ce manuscrit, est située en amont du Havre au nord du chenal de la Seine dont elle est séparée par une microfalaise (Figure 17). Elle est limitée à l'est par le pont de Normandie et à l'ouest par une digue. Au nord elle se prolonge par le schorre composé de roselières et de mares de chasse. Elle représente l'espace intertidal le plus important de l'estuaire de Seine avec une superficie de 320 hectares. La slikke est entaillée de chenaux transversaux qui se jette dans le chenal principal (Guézennec et al., 1999).



Figure 17 Localisation de la vasière d'embouchure

Son cycle hydrodynamique est sous l'influence du milieu marin et de la marée. La sédimentation a lieu pendant la période d'étiage et l'érosion pendant les périodes de crues et les tempêtes hivernales. Le site d'implantation (Point GPS : N 49° 26'41.3" E000°15'20.4) étant situé en arrière de la microfalaise la vasière est complètement émergée pendant les périodes de basses-eaux.

c) La vasière fluviatile intertidale (VFI)

La vasière de Oissel (vasière fluviatile dans ce manuscrit) est située en amont de Rouen (point kilométrique 229,5 compté depuis le port de l'Arsenal à Paris) dans une section présentant des îles dans son chenal (Figure 18). Elle s'est formée à la suite de la construction d'épis sur les berges entre

1981-1982 (Deloffre et al., 2005b). Elle constitue la plus grande zone de stockage de sédiments de la partie amont de la Seine (Motelay-Massei et al., 2004). Elle est sous l'influence de la marée et du courant du fleuve.

Son cycle hydrodynamique alterne entre des périodes d'étiage (débit du fleuve inférieur à 600 m³/s) au cours duquel la marée est présente et des périodes de crues où la vasière est recouverte de façon permanente. De façon générale la sédimentation a lieu durant les crues et l'érosion à l'étiage (Deloffre et al., 2005b). Le régime tidal asymétrique est constitué d'un flot court et d'un jusant plus long (Guézennec et al., 1999).



Figure 18 Localisation de la vasière fluviale intertidale (au niveau de Oissel)

La vasière se compose d'une slikke longeant le chenal accolé à une zone végétalisée formée de roseaux. En arrière se situe une digue qui protège les habitations adjacentes. Le lieu d'implantation des instruments est situé à 8 mètres de celle-ci directement sur la slikke (Point GPS : N 49°20'16.00" E001°05'36.7).

2) Méthodes d'étude des vasières intertidales

a) Méthode des dialyseurs

Pour cette étude deux modèles différents de dialyseurs ont été utilisés : des dialyseurs 1D type Hesslein (1976) et des dialyseurs 2D (Lewandowski et al., 2002). Les deux types de dialyseurs présentent les mêmes caractéristiques générales de fonctionnement selon le principe physique de dialyse, seule la résolution spatiale est différente. Le dialyseur 1D a une résolution centimétrique dans la direction verticale, le dialyseur 2D a la même résolution mais la direction horizontale est ajoutée.

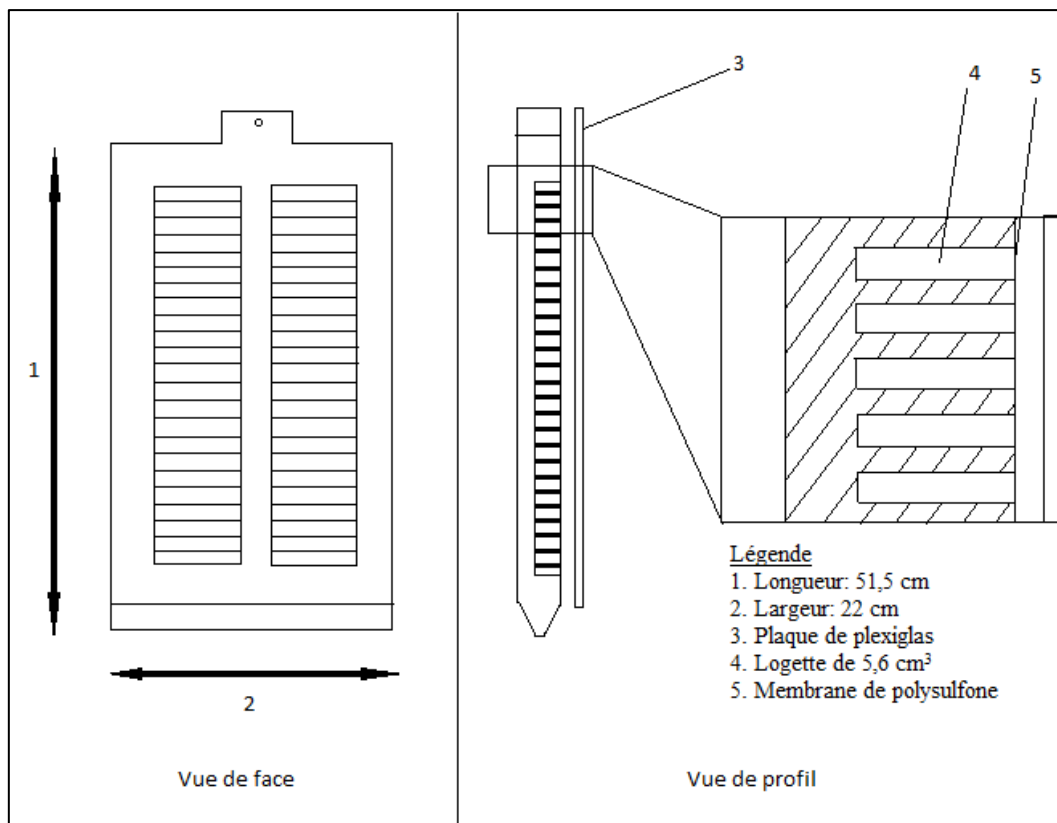


Figure 19 Schéma d'un dialyseur type Hesslein (1976)

i) Le dialyseur 1D

Le dialyseur 1D (1 dimension verticale) est une plaque de plexiglas de 51,5 cm de long et de 22 cm de large pour une épaisseur de 2,5 cm (Figure 19). La plaque est percée horizontalement de deux séries de 40 logettes d'une contenance de 5,6 ml. Les logettes sont recouvertes d'une membrane

chimiquement inerte en polysulfone (Marque Millipore Durapore®) dont les pores possèdent un diamètre de $0,22\ \mu\text{m}$. La taille des pores de la membrane permet le passage des ions entre les deux milieux tout en empêchant les échanges solides. La membrane est maintenue au cadre du dialyseur par une plaque en plexiglas sur laquelle des espaces ont été aménagés au niveau des logettes et fixée à l'aide de vis.

ii) Le dialyseur 2D

Le dialyseur 2D (deux dimensions spatiales) fonctionne selon le même principe. La plaque possède une longueur de 48,3 cm, une largeur de 17,4 pour une épaisseur de 2,5 cm (Figure 20). Chaque logette présente un volume de 0,653 ml. La principale différence entre les deux dialyseurs est le nombre de logettes : le dialyseur 1D (D1D) totalise 80 logettes contre 616 pour le dialyseurs D2D.

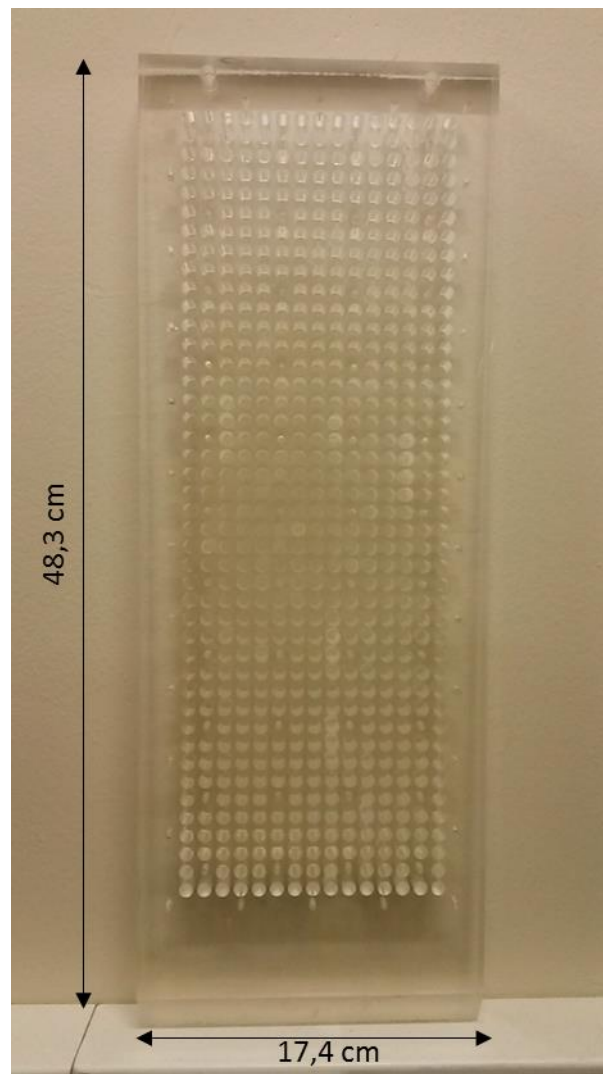


Figure 20 Photographie d'un dialyseur 2D type Lewandowski (2002) vue de face (photo : A.Vennin)

iii) Mise en œuvre du dialyseur

(1) Préparation du dialyseur

Avant toute campagne de terrain, le dialyseur est nettoyé dans un bain d'HCl à 10% afin de prévenir toute contamination (Bally et al., 2004). Les logettes sont ensuite remplies d'eau distillée préalablement désoxygénée par bullage à l'azote. Une membrane en polysulfone est ensuite posée pour recouvrir les logettes en s'assurant de l'absence de bulles d'air prises entre la membrane et la logette. Une seconde plaque de plexiglas de 2 mm d'épaisseur est vissée à la première pour maintenir l'ensemble. Afin de conserver des conditions anoxiques dans les compartiments, un bullage à l'azote est réalisé pendant 12 heures avant l'implantation sur le terrain.

(2) Implantation sur le terrain

Les dialyseurs sont transportés dans des bacs fermés hermétiquement qui ne sont ouverts qu'au dernier moment pour éviter tout contact avec l'air. Les dialyseurs sont implantés dans le sédiment en prenant soin d'orienter le bord le plus fin de la plaque dans le sens du courant afin de réduire l'affouillement autour de celui-ci et d'éviter qu'il ne soit emporté par le courant. Les dialyseurs sont laissés en place pendant 20 jours.

(3) Retrait du sédiment

Une fois le temps d'équilibration atteint, les dialyseurs sont retirés du sédiment et le contenu de chaque logette (eau interstitielle) est prélevé à l'aide de seringues puis transféré dans des tubes stériles de 5 ml. Les échantillons sont ensuite maintenus à 4°C dans une glacière pendant le transport avant d'être analysés au laboratoire dans un délai de 24h, sinon ils sont congelés.

b) Méthode des DET (Diffusive Equilibration in Thin-films)

La seconde méthode d'échantillonnage de l'eau interstitielle utilisée dans cette étude est la méthode de DET (Diffusive Equilibration in Thin-films). Elle s'intéresse à quantifier les ions fer et phosphate car ils interagissent dans le sédiment en milieu anoxique : les phosphates se lient aux ions Fe^{2+} (Gunnars et Blomqvist, 1997).

i) Préparation des gels

Les gels de polyacrylamide sont préparés selon la méthode décrite par Jézéquel et al. (2007) et reprise par Cesbron et al. (2014). Deux types de gels sont utilisés : un gel de 0,8 mm d'épaisseur appelé « gel in-situ » et un gel de 0,4 mm d'épaisseur appelé « gel réactif ». La préparation des gels consiste à mélanger deux solutions dont la composition est détaillée dans le Tableau 1.

Solution 1	Solution 2
5 ml de solution d'acrylamide à 30% (1,5g d'acrylamide pur, Fisher BioReagents®)	130 µl de solution de persulfate de d'ammonium (APS) à 10% (Sigma®)
1,5 ml de solution de bis-acrylamide à 2% (30 mg de bis-acrylamide pur, Fisher BioReagents®)	30 µl de TEMED (Sigma®) 3,5 ml d'eau MilliQ

Tableau 1 Formule pour l'élaboration du gel de polyacrylamide (la solution de TEMED doit toujours être versée en dernier dans la solution 2 et l'APS doit être préparé chaque jour afin d'être la plus fraîche possible)

Le mélange de solutions est aussitôt versé sur un moule en plexiglas (de 0,8 ou 0,4 mm pour respectivement le gel in-situ ou le gel réactif) sur lequel on applique une plaque en verre afin d'obtenir l'épaisseur souhaitée. La polymérisation est accomplie en 30 minutes à température ambiante. Une fois retiré du moule le gel est conservé dans l'eau MilliQ.

ii) Montage des gels

Afin de pouvoir être inséré aisément dans le sédiment le gel est posé sur une plaque de plexiglas de 2 mm d'épaisseur au centre duquel est creusé une dépression (Figure 21). L'ensemble est recouvert d'une membrane de polysulfone de 0,22 µm d'épaisseur (Millipore Durapore®) qui est fixé au cadre à l'aide de ruban adhésif PVC afin de le maintenir en place et assurer son étanchéité (Cesbron et al., 2014). Le dispositif est ensuite immergé pendant une durée minimale de 4 heures dans un bain à bullage à l'azote afin d'éliminer l'oxygène présent dans le gel.

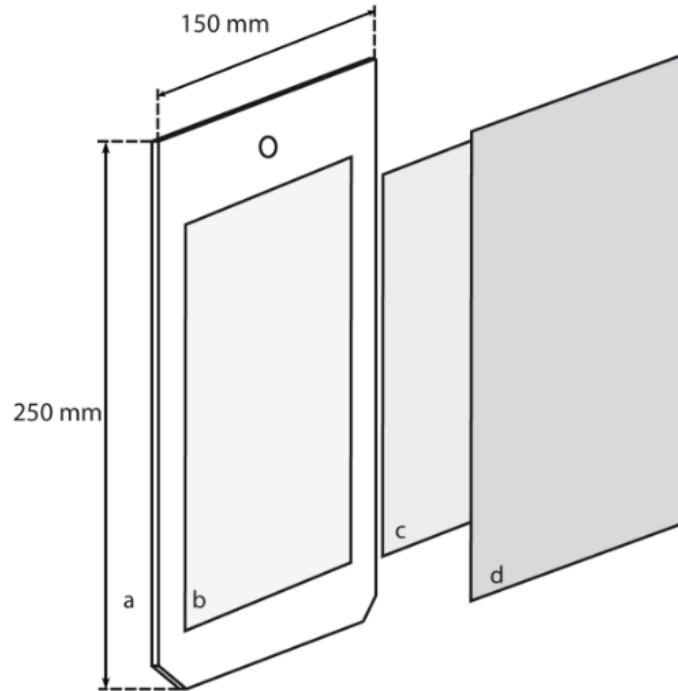


Figure 21 Schéma d'un DET (a) le support en plexiglas (25x15 cm), (b) la dépression dans le support accueillant le gel, (c) le gel de polyacrylamide de 0,8 mm d'épaisseur, (d) la membrane de polysulfone (0,22 μm) qui protège le gel du sédiment (Cesbron et al., 2014)

iii) Implantation et retrait des DET

Les DET sont transportés dans une caisse hermétique (fût étanche) jusqu'au site d'étude puis insérés dans le sédiment à marée basse en prenant soin de laisser le tiers supérieur de la surface des gels hors du sédiment. Le dispositif est laissé en place durant une marée (12h) afin de permettre une équilibration complète.

Pour le retrait, un bloc de sédiment contenant chacun des DET est prélevé à l'aide d'une pelle, déposé dans un bac plastique puis transporté au laboratoire pour leur révélation. Cette technique d'échantillonnage permet de limiter le plus possible le contact des gels avec l'air libre et retarder la diffusion latérale des solutés au sein de la matrice des DET (Harper et al., 1997). Lors du retrait du sédiment, les DET sont nettoyés à l'aide d'un papier adsorbant afin de retirer le sédiment résiduel et ensuite brièvement rincés à l'eau MilliQ (Cesbron et al., 2014).

iv) Préparation des réactifs colorimétriques et révélation

La révélation des gels *in-situ* se fait par mise en contact direct avec un gel réactif (épaisseur 0,4 mm) qui a été équilibré pendant une heure avec un réactif colorimétrique spécifique de l'ion d'intérêt de l'étude : ici l'ion ferrique Fe^{2+} et l'ion orthophosphate.

Le gel réactif fer est équilibré avec une solution contenant de la Ferrozine® (12,2 mM.l^{-1} , $\text{C}_{20}\text{H}_{13}\text{N}_4\text{NaO}_6\text{S}_2 \cdot x\text{H}_2\text{O}$, Acros Organics®) et de l'acide ascorbique (170 mmol.l^{-1} , $\text{C}_6\text{H}_8\text{O}_6$, VWR) et le gel réactif orthophosphate avec une solution d'acide sulfurique (9 mol.l^{-1} , H_2SO_4 , VWR®), d'heptamolybdate d'ammonium tétrahydrate (2.6 mmol.l^{-1} , $\text{H}_32\text{Mo}_7\text{N}_6\text{O}_{28}$, Riedel de Haen®), de tartrate d'antimoine et potassium (10^{-2} mol.l^{-1} , $\text{K}_2\text{Sb}_2(\text{C}_8\text{H}_4\text{O}_{12}) \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, Reactapur®). Les solutions doivent être préparées à chaque révélation colorimétrique car la présence d'acide ascorbique, qui est sensible à l'oxydation, rend les solutions stables seulement pour quelques heures (Cesbron et al., 2014).

Lors de la mise en contact du gel *in-situ* et du gel réactif la coloration va lentement apparaître. Un film d'acétate de cellulose est placé sur le dispositif et une période de 20 min est observée afin de permettre à la couleur de se développer. L'ensemble est ensuite scanné à l'aide d'un scanner de bureautique classique (Canon® CanoScan LIDE 220).

Les images ainsi obtenues sont traitées à l'aide d'un logiciel de traitement d'image ImageJ® 1.50b. Elles sont décomposées en couleur primaire RGB puis la composante primaire présentant la plus grande intensité (vert pour le fer et rouge pour le orthophosphate) est convertie en nuance de gris pour ensuite être comparé aux droites de calibrations.

v) Méthode de calibration

Afin de pouvoir faire correspondre l'intensité de la couleur observée sur le gel et une valeur de concentration en composé chimique une gamme étalon est élaborée. Le principe est repris d'après Cesbron et al. (2014). Il consiste en l'utilisation d'une plaque de plexiglas sur laquelle un gel de polyacrylamide de 0,8 mm d'épaisseur est posé et recouvert d'une seconde plaque de plexiglas percée de sept puits de 2,1 cm qui accueilleront les différentes concentrations de la gammes étalon (Figure 22). L'ensemble est maintenu en place par des pinces pour éviter toute fuite de solution.

Six solutions standards sont préparées à l'aide d'une solution mère. La solution mère du fer est composée de Sel de Mohr (5 mmol.l^{-1} , $\text{Fe}(\text{SO}_4)_2(\text{NH}_4)_2 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$, Riedel de Haen®) et d'acide ascorbique (3%) diluée avec de l'eau MilliQ. Les concentrations vont de 70 à 420 $\mu\text{mol.l}^{-1}$ (plus le blanc). La solution mère de phosphate est composé de dihydrogénophosphate de potassium (10^{-2}

mol.l⁻¹, KH₂PO₄, Riedel de Haen®) diluée avec de l'eau MilliQ. Les concentrations vont de 5 à 100 μmol.l⁻¹ (plus le blanc). Les solutions étalon ainsi que le blanc sont versés dans les puits et laissés en contact pendant une heure afin d'atteindre l'équilibration dans le gel. Les gammes étalon sont définies à partir des gammes de concentration observées lors de campagnes précédentes sur le site d'étude considéré.

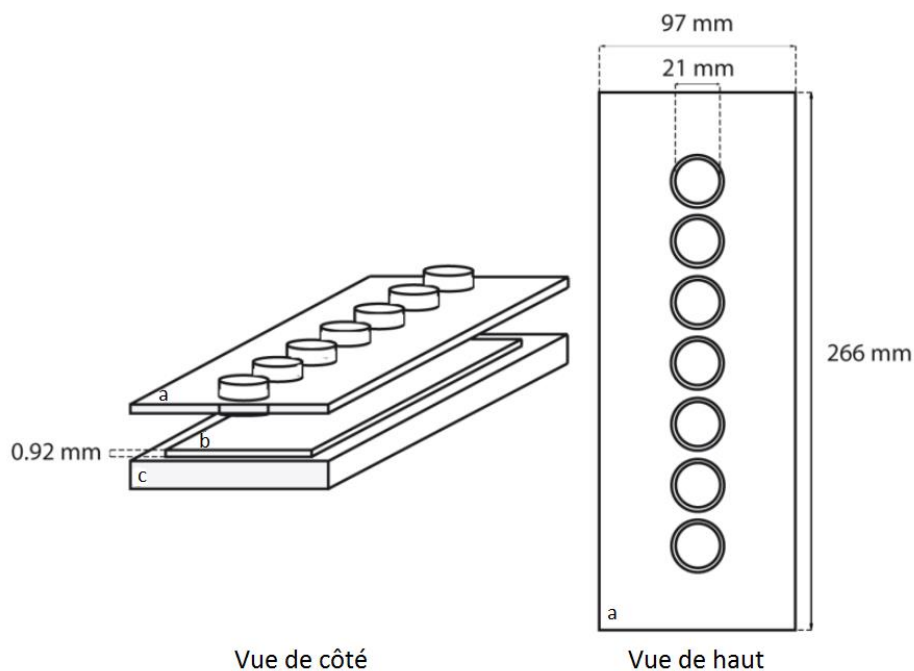


Figure 22 Plaque de plexiglas percée de puits pour l'élaboration de la gamme étalon (a) plaque de plexiglas percée de 7 puits (b) gel de polyacrylamide de 0,8 d'épaisseur (c) plaque de plexiglas de 3 mm d'épaisseur (Cesbron et al., 2014)

Les gels contenant les gammes étalon sont ensuite révélés selon le même processus que les gels in-situ afin d'obtenir les mêmes conditions optiques : un gel réactif de 0,4 mm équilibré avec le réactif coloré de l'ion d'intérêt est posé sur le gel in-situ et une feuille d'acétate vient recouvrir l'ensemble.

c) Méthodes de caractérisation des sédiments et paramètres associés

i) Echantillonnage du sédiment par carottage

Les sédiments sont prélevés à l'aide de tubes de polychlorure de vinyle (PVC) de 50 centimètres de long et 10 centimètres de diamètre. Les tubes sont préalablement coupés en deux horizontalement puis réassemblés grâce à du ruban adhésif toilé. Ceci permet de faciliter l'ouverture des carottes sur le terrain. Une fois le sédiment prélevé, le ruban adhésif est retiré et la carotte est coupée en deux à l'aide d'un fil de nylon fin. La surface des deux carottes est lissée à l'aide d'un couteau de peintre afin de faire ressortir les structures à la surface. Le sédiment est ensuite sous-échantillonné tous les centimètres afin d'effectuer des analyses complémentaires (granulométrie, porosité).

ii) Granulométrie laser

L'analyse granulométrique permet de mesurer la taille des particules contenues dans un échantillon de sédiment ayant un diamètre compris entre 17 nm et 2000 μm . Cette technique utilise l'intensité de la lumière diffractée par une particule afin de mesurer la taille de cette particule. Pour appliquer cette théorie les particules sont supposées de forme sphérique. Cette méthode permet de différencier les argiles, limons et sables présents dans le milieu et d'obtenir une information sur l'hydrodynamisme du milieu. La granulométrie laser est une méthode adaptée aux environnements estuariens car ils sont souvent constitués d'un mélange vaso-sableux (Sakho, 2011).

L'appareil utilisé dans cette étude est un granulomètre Laser LS 13 320 (Beckman Coulter®). Les résultats obtenus sont exprimés en pourcentage de classe granulométrique. Dans cette étude, un échantillonnage centimétrique est réalisé sur une demi-carotte afin d'obtenir la variation de granulométrie avec la profondeur.

(1) Classifications granulométriques utilisées dans l'étude

Dans cette étude deux classifications granulométriques ont été utilisées. La première définit les sédiments fins estuariens comme étant des particules inférieures à 62,5 μm . Cette catégorie est sous-divisée en trois ensembles : les limons (ou silts) entre 3,9 et 62,5 μm et les argiles inférieures à 3,9 μm , la classe supérieure à 62,5 μm est la classe des sables (Wentworth, 1922).

La seconde classification range les sols en fonction de leur texture c'est-à-dire le pourcentage massique des trois classes granulométriques principales (sable, limon, argile) pour des particules de

moins de 2 mm (Ditzler et al., 2017). L'ensemble des classes est résumé dans un diagramme ternaire (Figure 23).

La première classification est celle utilisée classiquement en sédimentologie marine et côtière (Wentworth, 1922). La seconde est présentée car un des modèles numériques utilisés (1DTempPro) possède une banque de données regroupant des types de sédiments classés selon la classification de l'U.S. Department of Agriculture (USDA). La comparaison entre les deux classifications est donnée sur la Figure 24.

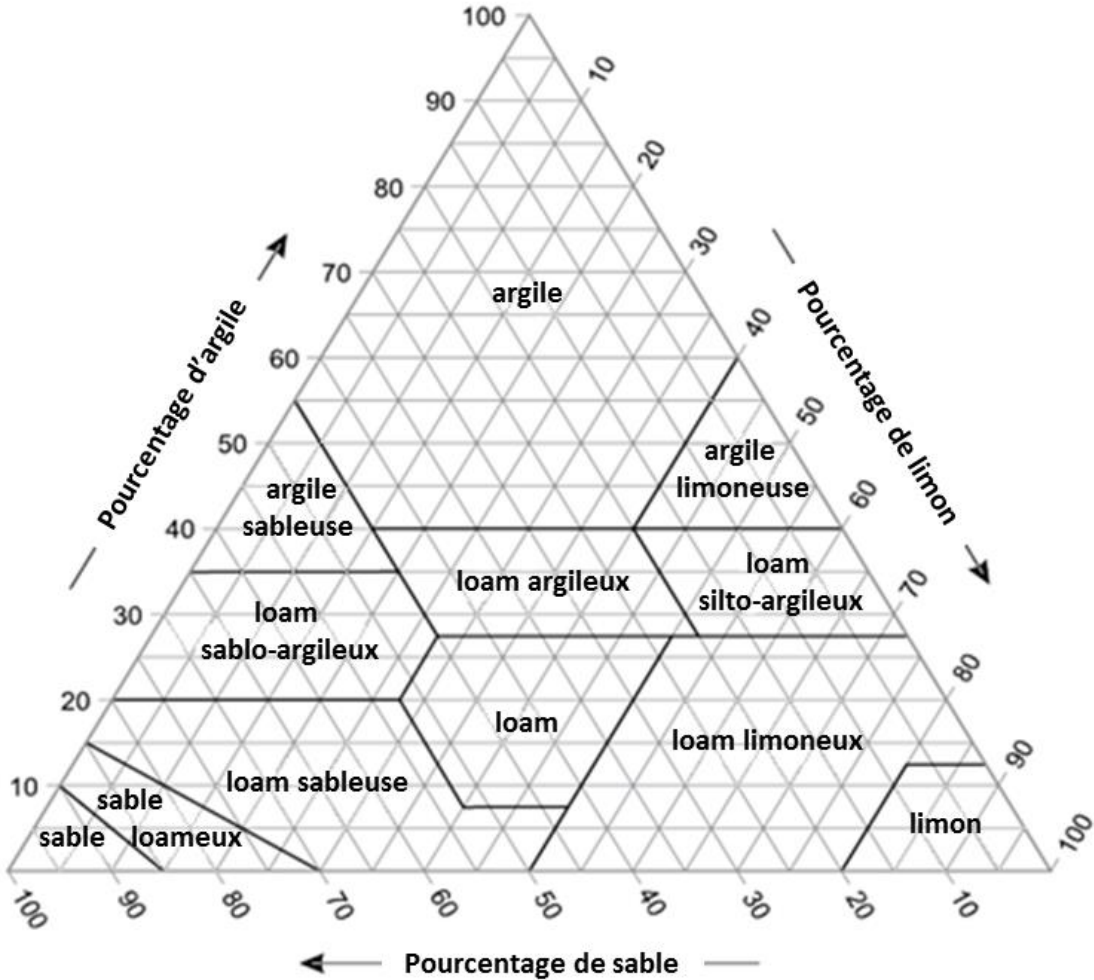


Figure 23 Classification USDA (U.S. Department of Agriculture) des sols utilisés (Source : Soil Survey Staff)

mm	USDA pour le modèle 1DTempPro	Udden-Wenworth en sédimentologie
4026 —	rochers	rochers
2048 —		
1024 —		
512 —		
300 —		
256 —	galets	galets
128 —		
75 —	gravier	gravier/galet
64 —		
32 —		
25.4 —		
19 —		
16 —		
12.7 —		
9.5 —		
8 —		
6.35 —		
4.76 —	granule	granule
4 —		
2 —	sable grossier	sable grossier
1 —		
0.5 —	sable moyen	sable moyen
0.425 —		
0.25 —	sable fin	sable fin
0.125 —		
0.074 —	sable très fin	sable très fin
0.0625 —		
0.05 —	limon	limon
0.031 —		
0.0156 —		
0.0078 —		
0.005 —		
0.0039 —		
0.001 —	argile	argile

Figure 24 Correspondance entre la classification de l'USDA et l'Udden-Wenworth (Source : USDA)

iii) Calcul de la porosité et de la masse volumique du sédiment

La porosité, notée φ , peut être définie comme le rapport entre le volume d'eau compris dans les pores du sédiment sur le volume total du sédiment (Burdige, 2006) :

$$\varphi = \frac{\text{volume d'eau dans les pores interconnecté}}{\text{volume total du sédiment}} \quad (1)$$

Ce terme est dissocié de la porosité totale car φ ne prend pas en compte les pores non connectés. Cependant des pores isolés sont assez rares dans les sédiments marins et donc cette définition peut être considérée comme la porosité totale du sédiment (Berner, 1980). Cette définition n'est valable que pour des sédiments saturés en eau.

La densité est définie comme la masse totale du sédiment divisée par son volume total. La porosité et la densité sont reliées par la relation suivante :

$$d_t = \varphi d_{eau} + (1 - \varphi) d_s \quad (2)$$

d_t est la densité totale du sédiment, d_{eau} est la densité de l'eau contenue dans les pores du sédiment, d_s la densité des particules du sédiment et $(1 - \varphi)$ le volume de la fraction sédimentaire (sans unité).

Une relation existe entre la porosité et la densité du sédiment, elle permet de calculer la porosité effective d'un sédiment à partir de la différence de masse entre un sédiment humide et un sédiment sec obtenus par dessiccation :

$$\varphi = \frac{m_e / d_{eau}}{m_e / d_{eau} + (m_s - (S \cdot m_{eau})) / d_s} \quad (3)$$

Cette relation corrige aussi la contribution du sel résiduel lors de la dessiccation en utilisant la salinité S , la masse d'eau m_{eau} et la masse du sédiment m_s (Breitzke, 2006).

La porosité est obtenue par l'intermédiaire de la teneur en eau. Elle est mesurée par différence de masse entre sédiment avant et après passage à l'étuve à 60°C pendant 24 heures. La porosité est calculée à partir de l'équation (1).

La masse volumique est mesurée par la méthode du pycnomètre. Elle est basée sur le calcul du volume d'un échantillon de sédiment sec par immersion dans un volume d'eau de masse volumique connue. Le sédiment est pesé avec une balance de précision puis versé dans une fiole jaugée remplie d'eau jusqu'au trait de jauge. La masse de la fiole jaugée remplie uniquement d'eau distillée jusqu'au trait de jauge est connue. Le sédiment est laissé en contact avec l'eau distillée pendant 24 heures afin d'assurer une parfaite hydratation de l'échantillon. L'ensemble est ensuite pesé et la masse volumique est obtenue par la relation suivante :

$$\rho_s = \frac{m_s \cdot \rho_{eau}}{m_0 - m_3} \quad (4)$$

où ρ_s est la masse volumique du sédiment, m_s la masse du sédiment, ρ_{eau} la masse volumique de l'eau, m_0 la masse d'eau contenu dans une fiole jaugée remplie seulement de liquide, m_3 est la masse d'eau contenue dans la fiole jaugée avec le sédiment ($m_3 =$ masse de la fiole jaugée remplie d'eau et de sédiment – masse du sédiment).

Une mesure de porosité et de masse volumique sont effectuées tous les centimètres de la carotte sur une longueur totale de 20 centimètres, afin de connaître la porosité sur l'ensemble du domaine considéré dans les modèles utilisés dans cette étude.

iv) Calcul de la perte en charge du sédiment : expérience du perméamètre en écoulement permanent

La perte de charge (Δh) c'est-à-dire la dissipation de l'énergie mécanique de l'eau par frottement lors de sa traversée du sédiment, est mesurée à l'aide d'un perméamètre reprenant les principes du perméamètre à perte de charge constante (Darcy, 1856). Dans cette étude le dispositif a été conçu pour mesurer des pertes de charges appliquées à un sédiment pour les différents coefficients de marée avec différentes hauteurs d'eau (10, 30, 70, 130, 170 centimètres).

Il se présente sous la forme d'un tube de PVC transparent de 2 mètres de hauteur pour un diamètre de 10 centimètres (Figure 25) sur lequel plusieurs ouvertures de 1,5 centimètre de diamètre sont percées afin d'accueillir les trop-pleins d'eau ((1) sur la Figure 25) ainsi que les vannes pour sélectionner la hauteur d'eau souhaitée. Le sédiment est inséré dans la partie inférieure du tube (2) et est maintenu en place par un milieu poreux fixe et une grille à maille de 1 centimètre fixée à l'extrémité du tube. La perte en charge est mesurée par lecture sur un tube en U transparent qui remonte le long du tube (4). Elle se mesure directement sur le dispositif à l'aide d'une règle graduée et correspond à la différence de hauteur d'eau entre la surface libre dans le tube central et le tube en U.

Du fait de la perméabilité relativement faible des sédiments utilisés chaque mesure de perte de charge est réalisée en maintenant la hauteur d'eau souhaitée pendant une période de 6 heures afin d'atteindre un état stationnaire entre la surface libre du tube et celle du tube en U.

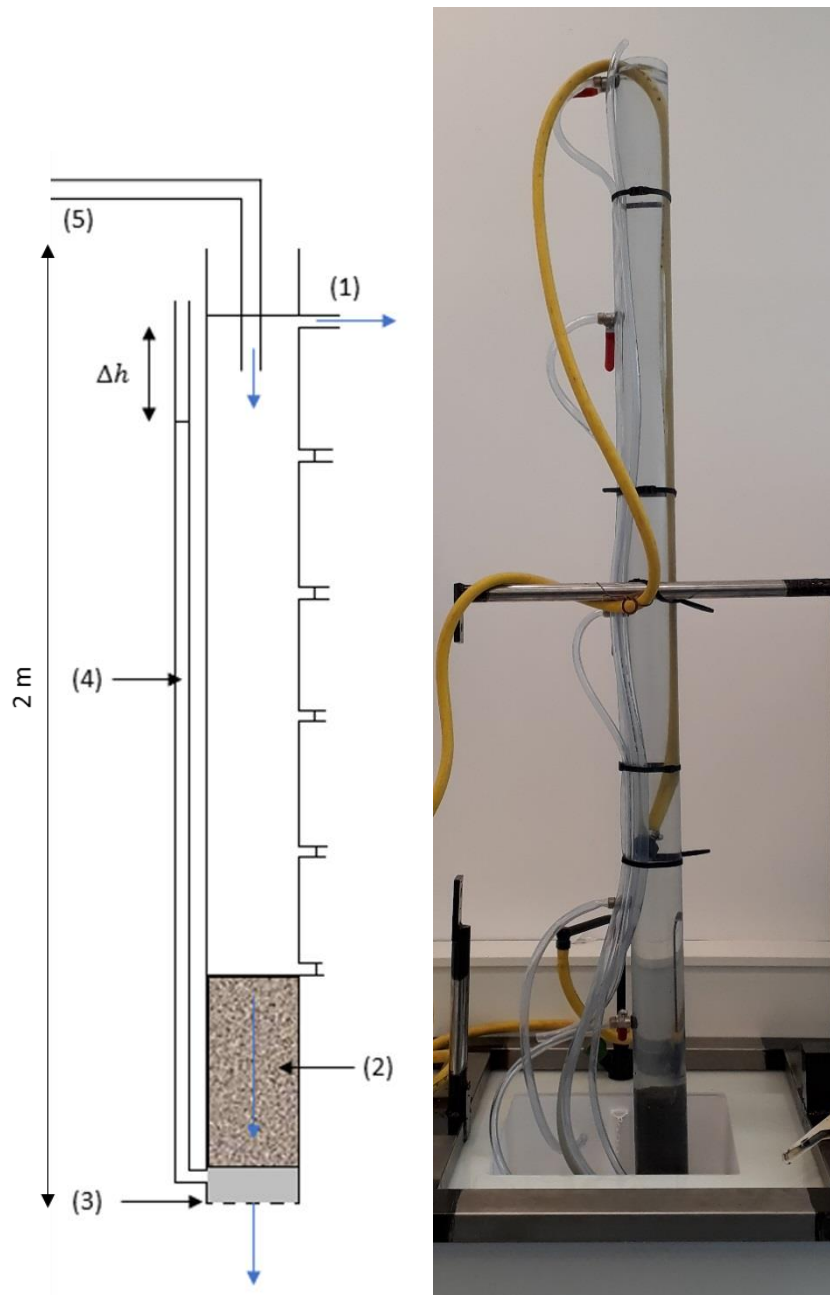


Figure 25 Schéma et photographie du perméamètre de 2 mètres de long utilisé pour mesurer la perte de charge (Δh), en (1) trop-plein d'eau pour maintenir le niveau constant situés à différentes hauteurs, (2) sédiment, (3) grille pour maintenir le sédiment surmonté d'un milieu poreux fixe, (4) jauge permettant la mesure de la perte de charge (Δh), (5) arrivée d'eau. (Photo : Vennin, 2017)

v) Mesure du pH et du potentiel redox

Les mesures de pH et de potentiel redox (Eh) sont effectuées à l'aide d'une microélectrode Sentix® MIC-D WTW combinée (pour le pH) et d'une électrode métallique Schott PT5900A (pour l'Eh) directement sur le terrain après prélèvement du sédiment sur une des demi-carottes obtenues (Figure 26). Les mesures de pH et redox sont réalisées tous les centimètres entre 0 et -10 centimètres puis tous les deux centimètres jusqu'à -20 centimètres et enfin tous les 5 centimètres jusqu'à -30 centimètres.

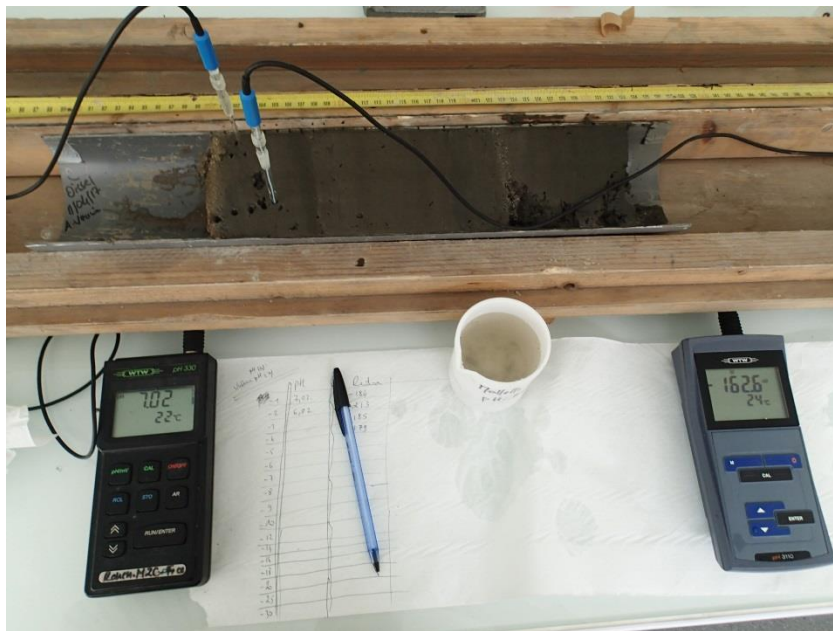


Figure 26 Mesure de pH et redox effectués sur une demi carotte de sédiment à l'aide de microsondes (Photo : Vennin, 2017)

vi) Suivis de l'évolution de la température au sein du sédiment

Les mesures de température sont effectuées à l'aide de Thermobouton® 22 L qui se présentent sous la forme de piles plates de 16 mm de diamètre et 6 mm d'épaisseur (Figure 27). Leur plage de fonctionnement se situe entre -40 et 85°C pour une précision de $\pm 0.5^\circ\text{C}$ et une résolution choisie de 0.1°C . Afin de les protéger de l'humidité et de la corrosion du sel, les thermomètres sont enfermés dans des capsules de laiton scellées aux deux extrémités par des vis du même alliage. Dans la capsule, le thermomètre est maintenu au contact de la paroi ce qui permet d'assurer un transfert de chaleur optimal entre le sédiment et l'instrument. Le pouvoir thermique du laiton est tel qu'il n'y a pas de retard significatif (conductivité thermique du laiton très supérieure à celle de l'eau) entre la mesure et la variation de température extérieure compte-tenu de la fréquence de mesure choisie.

Un ensemble de 10 Thermoboutons® est monté sur un tasseau de bois et fixé à l'aide de colliers de serrage à différentes profondeurs. Pour les besoins de l'étude les thermomètres sont placés aux profondeurs suivantes : +10, +2, -1.5, -5, -10, -15, -20, -30, -40, -50 centimètres (Figure 27). L'ensemble ainsi monté s'inspire du dispositif utilisé par Cho et al., (2010) pour mesurer la température sur une vasière intertidale proche de San Francisco (USA, CA).

L'implantation sur la vasière se fait à marée basse en même temps que les autres instruments de mesures (Altus, courantomètre, turbidimètre) en prenant soin de noter la position de l'interface eau-sédiment. La cadence d'enregistrement choisie est de 8 minutes afin de permettre un enregistrement sur toute la durée de la campagne terrain et d'obtenir des variations haute fréquence de la température.

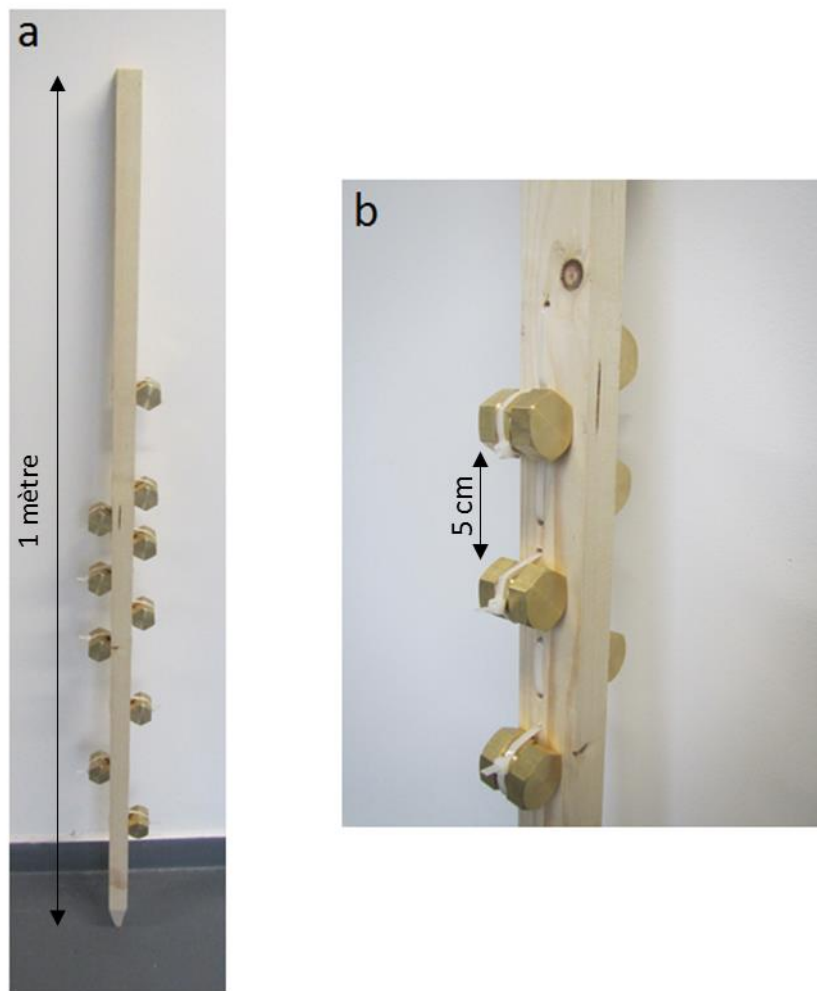


Figure 27 (a) Vue d'ensemble du dispositif sur lequel sont montés les capsules contenant les Thermoboutons (b) Détail des capsules montés sur le dispositif fixés sur le tasseau grâce à des colliers de serrage (Photo : Vennin, 2017)

d) Suivis altimétriques et hydrodynamiques des sédiments

i) Suivis topographiques

La variation du niveau topographique et de la hauteur d'eau au-dessus du sédiment est mesurée à l'aide d'un dispositif développé par Jestin et al. (1998) : l'Altus. C'est un instrument de mesure in-situ mesurant des différences de distance grâce au principe du radar. Une onde acoustique de fréquence 2 MHz est envoyée par l'émetteur situé dans la partie supérieure de l'instrument, puis réfléchi par le sédiment et renvoyé vers l'émetteur. La vitesse de l'onde étant fixée en fonction de la température de l'eau (1478 m.s^{-1} pour de l'eau douce à 19°C), le temps entre l'émission et la réception de l'onde permet d'obtenir la distance qui sépare le sédiment de la tête de l'Altus (Deloffre, 2005a). L'appareil est aussi équipé d'un capteur de pression situé au niveau du logger qui permet de connaître l'élévation de la colonne d'eau au cours du temps. Le compartiment du logger contient aussi une mémoire pour enregistrer les données au cours du temps et l'alimentation électrique nécessaire au fonctionnement de l'Altus. Les données sont récupérées au moyen d'une tête de lecture située au niveau du logger et qui permet la communication entre l'appareil et l'ordinateur (Figure 28).



Figure 28 Photographie de l'Altus in-situ avec en haut : l'échosondeur et au niveau du pied : le logger (en blanc). (Instrument fixé de façon horizontale est un turbidimètre) (Photo : Vennin, 2017)

Le dispositif est maintenu sur la vasière à l'aide d'un trépied en aluminium qui lui confère la stabilité nécessaire pour résister à l'hydrodynamisme du milieu. L'échosondeur est placé au-dessus du sédiment au centre de la structure et le logger est fixé à l'un des pieds au niveau de la surface du sédiment. Deloffre (2005a) met en avant le fait que la structure en aluminium entraîne une faible perturbation du sédiment lors de l'acquisition de données topographiques et donc n'interfère pas avec la mesure topographique. La distance d'acquisition entre l'échosondeur et le sédiment est fixée à 20 cm afin de minimiser la perte de signal et d'obtenir un maximum de mesure pour chaque cycle car l'appareil n'enregistre qu'une fois immergé dans l'eau (Deloffre, 2005a). La fréquence d'acquisition est de 1 mesure par minute pour une résolution de 0,06 cm.

ii) Suivis de la vitesse du courant

L'Aquadopp Nortek® est un dispositif permettant une mesure à « haute fréquence » de la vitesse et de la direction d'un courant en utilisant le principe de l'effet Doppler : la hauteur et la fréquence d'une onde se réfléchissant sur un objet en mouvement varie en fonction de la vitesse de cet objet. En reprenant ce principe, l'appareil envoie une onde sonore de courte impulsion dans le fluide environnant et capte en retour l'écho produit par la réflexion de l'onde émise. La vitesse et la direction du courant sont déduites de la modification du spectre de cet écho par rapport à l'onde émise.

L'Aquadopp est constitué de trois transducteurs acoustiques qui permettent d'enregistrer le déplacement de l'eau dans les trois directions de l'espace. Il comprend aussi un capteur de pression pour mesurer la hauteur de la colonne d'eau et un capteur de température. Lors de l'instrumentation, le courantomètre est placé sur une structure en aluminium qui le maintient horizontalement à 30 centimètres du sédiment avec la tête du capteur tourné vers le chenal (Figure 29). La fréquence d'enregistrement est de 2 minutes.



Figure 29 Photographie de l'Aquadopp (implanté de façon horizontale dirigé vers le chenal) et l'OBS-5+ (fixé sur un des mats avec les capteurs regardant vers le haut) (Photo : Vennin, 2017)

iii) Suivis de la turbidité dans la colonne d'eau

L'OBS -5+ Campbell Scientific® (Optical Backscatter®) est un instrument optique qui mesure la concentration en matière en suspension (MES), aussi appelée turbidité, dans la colonne d'eau. La mesure de turbidité s'effectue donc par différence d'intensité entre les deux photorécepteurs (Downing et al., 1981).

L'OBS est implanté sur le terrain sur une structure en aluminium à proximité de l'Aquadopp (Figure 29) afin d'obtenir les mêmes conditions locales du milieu entre la turbidité et la vitesse du courant.

Les capteurs du turbidimètre sont orientés verticalement vers le haut et situés à la même hauteur que le courantomètre. La fréquence d'enregistrement est de 2 minutes.

e) Analyses chimiques des eaux interstitielles

i) Phosphate et ammonium

La détermination des orthophosphates est réalisée à l'aide d'une méthode colorimétrique. Les orthophosphates sont mis en présence de molybdate d'ammonium en milieu acide pour former l'acide phosphomolybdique. Ce composé est réduit par l'acide ascorbique en bleu de molybdène dont l'absorbance est mesurée afin d'obtenir la concentration en phosphore (Murphy et Riley, 1962).

La détermination de l'ammonium est obtenue par une réaction entre le salicylate et le dichloroisocyanurate en présence de nitroprussiate. Cette réaction donne une couleur bleue qui est analysée par colorimétrie.

Ces réactions sont réalisées par analyses en flux continu (Autoanalyseur 3 Bran+Luebbe®). Les réactifs et les échantillons sont injectés dans un circuit d'analyse à l'aide d'une pompe péristaltique à des débits optimaux (Bally, 2004). La réaction est catalysée par chauffage dans un bain à 37°C. La coloration de la solution est analysée par un colorimètre à 660 nm puis transformée en signal électrique pour être traité par un logiciel. L'appareil utilisé est composé d'un colorimètre, d'une pompe péristaltique et d'une cassette analytique.

ii) Carbone organique dissous

La détermination de la concentration en carbone organique dissous dans les eaux interstitielles est obtenue par oxydation catalytique par combustion à 680°C en milieu riche en oxygène en présence d'un catalyseur en platine. Cette méthode permet la combustion totale des échantillons. La mesure du TOC (Total Organic Carbon) est obtenue en deux étapes. L'échantillon est d'abord chauffé en milieu oxygéné, du dioxyde de carbone est formé et mesuré grâce à un analyseur infrarouge de gaz pour obtenir la mesure du carbone total (CT). Une seconde prise d'essai est attaquée à l'acide et purgée. Le dioxyde de carbone produit est mesuré grâce à l'analyseur infrarouge de gaz pour obtenir la mesure du carbone inorganique (CI). Finalement le TOC est obtenu par soustraction du CT et de la CI. Le dosage du carbone organique est réalisé sur un TOC-L Shimadzu. Il permet des analyses entre 4 µg/L et 30 000 mg/L de carbone dissous.

3) Modèles numériques de diffusion et d'advection

a) Modèle de diffusion

Un modèle de diffusion est utilisé pour intégrer les séries temporelles de température relevées sur les deux vasières afin d'étudier l'impact de ces changements thermiques sur la variation des flux diffusifs de concentration en élément dissous à l'interface et dans le sédiment.

i) Loi de diffusion de Fick

Le premier modèle utilisé dans cette étude est basé sur la première loi de diffusion de Fick (Fick, 1855) qui permet de calculer des flux d'espèces ioniques d'un milieu concentré vers un milieu moins concentré. La formulation générale de cette loi est la suivante :

$$J = -D \cdot \overrightarrow{\text{grad}C} \quad (5)$$

où J est le flux diffusif (unité de masse par unité de surface par unité de temps), C est la concentration (masse par unité de volume), z est la direction du gradient de concentration maximum et D est le coefficient de diffusion (surface par unité de temps). Le coefficient de diffusion est fonction de la taille et de la charge de la molécule considérée (Boudreau, 1997), de la température et de la viscosité du milieu (Gregory et Li, 1974).

Un milieu poreux tel qu'un sédiment est constitué de particules qui vont faire obstacle au déplacement des particules leur donnant une trajectoire aléatoire. Afin de prendre en compte ce phénomène dans la loi de Fick la porosité ϕ contribue :

$$J = -\phi D \frac{\partial C}{\partial z} \quad (6)$$

La présence des particules du milieu va aussi avoir une influence sur le coefficient de diffusion, ce phénomène est appelé tortuosité θ^2 et correspond au rapport entre la distance effective parcourue par la particule dans le milieu (L) et la distance si la particule s'était déplacée en ligne droite (x) soit $\frac{dL}{dx}$ (Berner, 1980). Pour apprécier la tortuosité dans un sédiment l'utilisation d'équations empiriques est nécessaire car elle ne peut pas être mesurée in-situ. Il existe différentes équations de tortuosité (Archie et al., 1942; Beeckman, 1990; Maxwell, 1881). La plus communément utilisée est celle formalisée par Boudreau (1996) :

$$\theta^2 = 1 - \ln(\varphi^2) \quad (7)$$

En prenant en compte la tortuosité du sédiment qui s'oppose à la diffusion dans le sédiment le coefficient de diffusion devient :

$$D_s = \frac{D}{\theta^2} \quad (8)$$

D_s intègre donc la porosité par l'intermédiaire de la tortuosité, la première loi de Fick devient :

$$J = -\frac{\varphi D}{\theta^2} \frac{\partial C}{\partial x} \quad (9)$$

ii) Variation de D_s en fonction de la température

Dans ce modèle le coefficient de diffusion D_s est modifié au cours du temps pour prendre en compte les variations de température obtenues à l'aide des Thermoboutons. Pour être adaptée à la température voulue, la relation de Stokes-Einstein (Einstein, 1905) est utilisée :

$$\left(\frac{D^0 \eta^0}{T}\right)_{T_1} = \left(\frac{D^0 \eta^0}{T}\right)_{T_2} \quad (10)$$

L'équation relie le coefficient de diffusion d'un élément chimique D^0 à sa viscosité dynamique η^0 en fonction de la température T (en Kelvin). Le Tableau 2 présente le coefficient de diffusion du NH_4^+ et du PO_4^{3-} en fonction de la température.

Elément	D_i^0 (10^{-6} cm ² /sec)		
	0°C	18°C	25°C
NH_4^+	9,80	16,8	19,8
PO_4^{2-}	3,34	6,06	7,34

Tableau 2 Coefficients de diffusion de l'ammonium et du phosphate en fonction de la température (source : (Gregory et Li, 1974))

iii) Autres paramètres pris en compte dans le modèle

Le sédiment sous l'effet de sa propre masse va se compacter à mesure qu'il est recouvert par du matériel fraîchement déposé et présenter un profil de porosité décroissant avec la profondeur (Wheatcroft et al., 2013). La grande majorité des sédiments fins subissent cet effet dès les premiers

centimètres du sédiment (Burdige, 2006). Le modèle prend en compte ce changement de porosité en fonction de la profondeur grâce à la relation suivante :

$$\varphi = \varphi_{\infty} + (\varphi_0 - \varphi_{\infty})e^{-\alpha z} \quad (11)$$

les indices 0 et ∞ représentent respectivement la porosité initiale du sédiment à l'interface avec la colonne d'eau et la porosité maximale atteinte en profondeur, α est une constante d'atténuation qui est obtenue de façon empirique et z est la profondeur (Berner, 1980). La courbe théorique est ajustée à l'aide des profils de porosité mesurés sur des sédiments provenant des sites d'étude (Figure 30).

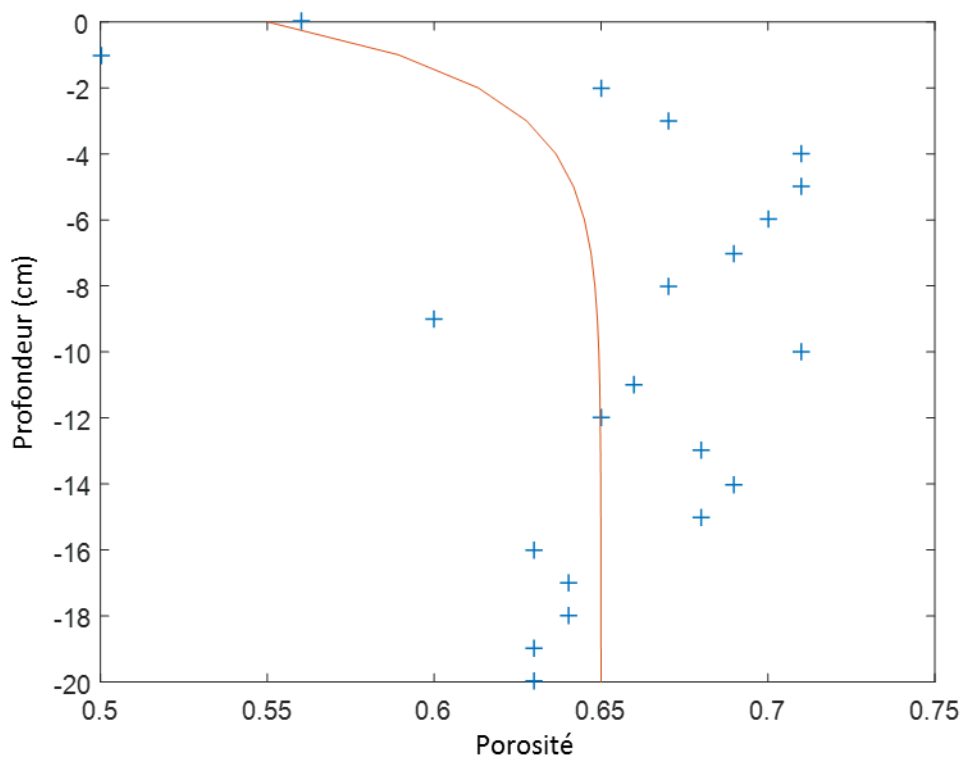


Figure 30 Comparaison entre la fonction utilisée dans le modèle obtenue grâce à la formule de porosité en rouge et les données terrains en croix bleues

Le dernier paramètre du modèle est la variation de concentration en fonction de la profondeur. Elle est intégrée au modèle grâce à une fonction polynomiale qui approche les données de la concentration permettant ainsi d'avoir la représentation de la concentration dans le sédiment la plus fidèle possible (Figure 31).

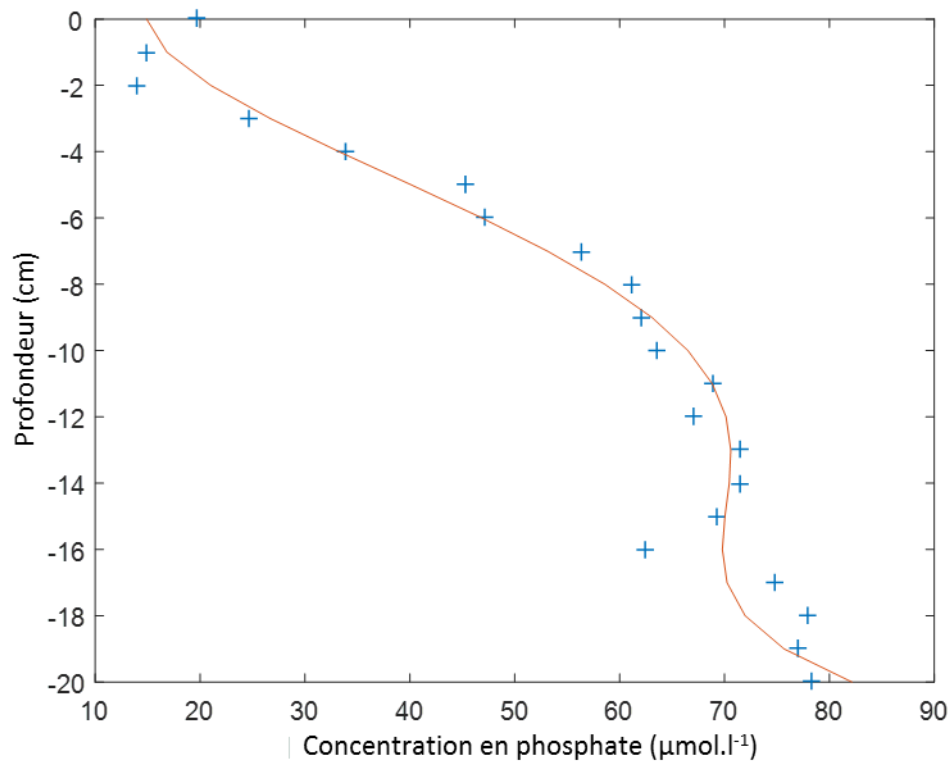


Figure 31 Comparaison entre la fonction polynomiale utilisée et le profil de concentration en phosphate

b) Utilisation de la chaleur comme un traceur d'écoulement

i) Théorie du transport thermique convectif et diffusif

Les deux modèles utilisés dans cette étude sont basés sur l'équation de transport thermique macroscopique pour décrire la propagation de chaleur dans un matériel poreux (Rau et al., 2014) :

$$\nabla \cdot (D_t \nabla T) - \vartheta \cdot \nabla T = \frac{\partial T}{\partial t} \quad (12)$$

où T est la température globale (en °C), D la diffusivité thermique effective (en m²/s), ϑ la vitesse du front thermique (en m/s), t le temps (en seconde).

Le premier terme à gauche de l'équation représente la conduction dans le milieu poreux qui est définie comme le transfert thermique provoqué par une différence de température entre deux régions d'un même milieu (Özışık et al, 1993). Elle est comparable à l'équation de diffusion d'un soluté dans un milieu poreux. Dans ce terme, la diffusivité thermique est définie comme :

$$D_t = \frac{k_0}{\rho c} \quad (13)$$

où k_0 la conductivité thermique volumique (en W/m/°C), ρ est la densité (en kg/m³) et c est la capacité de chaleur spécifique (en J/kg/°C) du volume apparent. Ce qui donne une capacité thermique volumique ρc spécifique définie comme :

$$\rho c = n\rho_w c_w + (1 + n)\rho_s c_s \quad (14)$$

où n est la porosité totale du matériau, $\rho_s c_s$ est la capacité thermique volumique spécifique du solide (en J/m³/°C) et $\rho_w c_w$ est la capacité thermique spécifique de l'eau (J/m³/°C). La conduction thermique peut être vue comme un type de diffusion moléculaire où la conductivité hydraulique serait remplacée par la conductivité thermique (Healy et Ronan, 1996).

Le second terme de l'équation à gauche est la convection dans un milieu poreux qui est définie comme le déplacement d'un fluide sous l'effet d'une différence de température au sein de ce milieu (Jiji, 2006). Dans cette équation la vitesse du front thermique devient :

$$v = \frac{\rho_w c_w}{\rho c} q = \frac{\rho_w c_w}{\rho c} n_e v_s \quad (15)$$

où q est la vitesse de Darcy (aussi appelé débit spécifique) du fluide en mouvement, n_e est la porosité efficace.

Pour estimer la contribution relative entre la diffusion et la convection un nombre sans dimension est utilisé : le nombre de Péclet. Il est défini comme

$$Pe = \frac{q}{D} L \quad (16)$$

avec L qui est une distance spécifique dépendant de l'échelle considérée (Boudreau, 1997) et D le coefficient de diffusion de l'ion considéré. Quand $Pe > 1$ la convection domine, quand $Pe < 1$ la diffusion domine.

Après avoir décrit les bases communes des deux modèles, les deux différents modèles peuvent être présentés.

ii) Le modèle 1DTempPro

(1) Généralités

1DTempPro est basé sur le modèle VS2DH (Healy et Ronan, 1996). VS2DH simule le transport d'énergie dans un milieu poreux dans des conditions de saturation en eau variable. Il résout deux équations : une équation de transport d'énergie et une équation d'écoulement.

(2) Équation de transport d'énergie

Un terme de dispersion thermo-mécanique est ajouté à l'équation de transport thermique (12). Il décrit le transport d'énergie qui résulte du mélange provoqué par les mouvements de l'eau dans le milieu poreux. Pour résoudre l'équation une méthode des différences finies est utilisée.

(3) Équation d'écoulement

L'équation d'écoulement résolue dans le modèle est la suivante (Lappala et al., 1987) :

$$Y \frac{\partial(\rho_w s n)}{\partial t} - \sum_{k=1}^{\hat{m}} \rho_w K K_r(h) A_k \frac{\partial H}{\partial n_k} - \rho_w q_v v = 0 \quad (17)$$

où Y est le volume d'une maille (en m^3), s est la saturation (sans unité), K est la conductivité hydraulique à saturation (en m/s), K_r est la conductivité hydraulique relative au liquide (sans unité), h est l'humidité relative du gaz présent dans le sédiment, A_k est l'aire de la $k^{\text{ième}}$ face à laquelle n_k est orthogonale, H est le potentiel total (en m), q_v le flux volumique par unité de volume (en s^{-1}). Une modification est faite par rapport à l'équation originale car la viscosité étant dépendante de la température, la conductivité hydraulique à saturation K est aussi fonction de la température (Healy et Ronan, 1996) :

$$K = \rho_w g k / \mu(T) \quad (18)$$

où g est l'accélération de pesanteur en (m/s^2), k est la perméabilité intrinsèque (en m^2), μ la viscosité (en Ns/m^2). Dans VS2DH, bien que la densité soit dépendante de la température, elle est considérée constante.

(4) Résolutions des équations

Dans VS2DH, la résolution de chaque équation se fait de façon séquentielle. La température est présente dans l'équation de transport thermique et d'écoulement rendant impossible leurs

résolutions simultanées. De ce fait l'équation d'écoulement est résolu en premier en prenant pour température de référence la température issue du pas de temps précédent. Puis l'équation de transport thermique est résolue pour mettre à jour la température. Ce processus se poursuit jusqu'à ce que l'amplitude de variation de la vitesse entre deux solutions d'écoulement soit inférieure à l'amplitude fixée par l'utilisateur (Healy et Ronan, 1996).

(5) Caractéristiques de 1DTempPro

1DTempPro (Voytek et al., 2014) se présente sous la forme d'une interface graphique (GUI) permettant de simuler les transferts de chaleur et d'écoulement d'eau à partir de séries temporelles de températures mesurées dans un sédiment à différentes profondeurs sur la base du modèle VS2DH. Dans la simulation le sédiment est considéré comme étant saturé en eau. Le domaine modélisé est discrétisé et couvre la distance entre le thermomètre situé le plus haut et le plus bas du profil. Concernant les conditions aux limites, les vitesses sont considérées nuls à l'extérieur du domaine et les températures spécifiées (ou les pertes de charges spécifiées) sont appliquées entre le thermomètre supérieur et inférieur au profil. La condition initiale de température est interpolée entre les différents thermomètres présents sur le profil (Koch et al., 2016).

L'interface graphique (Figure 32) permet d'intégrer de façon aisée les profils de températures qui sont directement visualisables dans la partie graphique (Figure 32-b). Il en est de même pour les paramètres du sédiment qui peuvent être choisis manuellement ou à partir d'une bibliothèque de texture de sédiment. Des contraintes hydrologiques peuvent être ajoutées au modèle : une vitesse de Darcy ou une perte de charge (qui dans les deux cas peuvent être constants ou variables avec le temps). Ces éléments sont aussi visualisables dans la partie graphique. La profondeur des thermomètres est indiquée (Figure 32-a). Un intérêt supplémentaire de 1DTempPro est de pouvoir spécifier des textures de sédiment différentes en fonction de la profondeur afin d'affiner les conditions retrouvées sur le terrain.

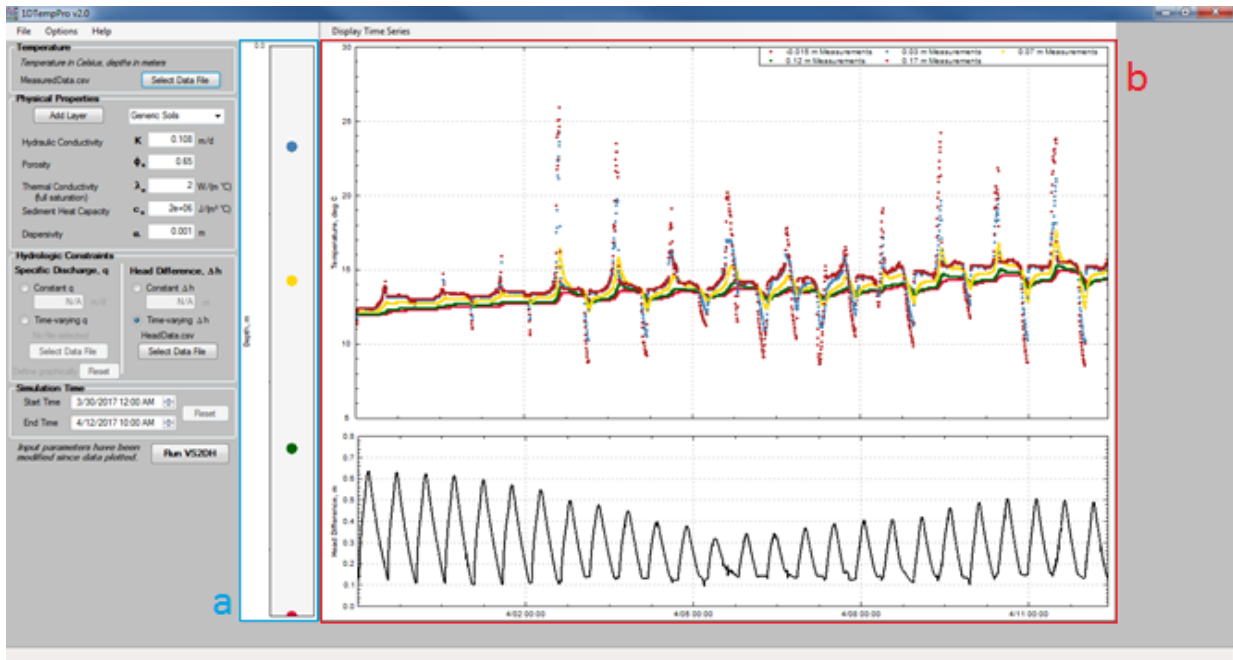


Figure 32 Interface de 1DTempPro (a) Position des thermomètres au sein du sédiment (b) courbes de température mesurées au cours du temps (haut) et vitesse d'advection calculée (bas)

Les sorties de modèle de 1DTempPro sont données sous la forme de courbe de température modélisées qui sont comparées aux courbes de températures mesurées. Un score de similarité est donné entre les deux courbes à chaque profondeur ce qui permet de juger la pertinence des paramètres utilisés.

(6) Estimation des paramètres

Un des atouts du modèle 1DTempPro est la possibilité d'estimer les paramètres insérés dans le modèle afin d'obtenir les paramètres optima et de mesurer l'incertitude de l'estimation. Cette estimation est réalisée en utilisant la régression non-linéaire de Levenberg-Marquardt de façon itérative pour trouver la valeur qui minimise la somme des carrés des résidus entre les valeurs observées et calculées (Levenberg, 1944; Marquardt, 1963). Un seul paramètre peut être estimé à la fois et il est recommandé de réaliser ces estimations en ayant une connaissance précise des paramètres thermiques des sédiments afin d'obtenir des estimations robustes (Koch et al., 2016).

Dans 1DTempPro l'incertitude du paramètre est calculée grâce à la matrice de covariance postérieure :

$$C = (I^T W^{-1} I)^{-1} \quad (19)$$

où I est la jacobienne avec l'élément $j_{ij} = \frac{\partial T_i}{\partial p_j}$ donné par la sensibilité de chaque observation de température, T_i par rapport à chaque paramètre p_j et W qui est la matrice de pondération diagonale, avec les éléments W_{ii} donné par la variance de mesure de température $\sigma_{T,i}^2$. Comme un seul paramètre varie à la fois et que toutes les mesures de températures ont une erreur uniforme σ_T^2 cette équation peut être réduite à

$$\sigma_p^2 = \sigma_T^2 \sum_i \left(\frac{\partial T_i}{\partial p} \right)^{-2} \quad (20)$$

où σ_p^2 est l'estimation de la variance associée avec le paramètre qui est optimisé p (Koch et al., 2016).

Les résultats obtenus avec le modèle numérique 1DTempPro sont comparés avec ceux obtenus à l'aide d'un modèle analytique : VFLUX.

iii) Le modèle VFLUX

VFLUX (Gordon et al., 2012; Irvine et al., 2015) est un modèle de calcul de vitesse de Darcy à l'intérieur du sédiment qui se base sur l'utilisation de séries temporelles de température situées à différentes profondeurs. Ce modèle reprend l'équation (12) de transport thermique pour la résoudre de façon analytique. L'équation est développée en considérant que la réponse du sédiment avec la profondeur est fonction des paramètres thermiques du sédiment (comme la conductivité thermique et la capacité thermique) et de la vitesse de l'écoulement de l'eau dans le sédiment. Le calcul de vitesse est effectué à l'aide de l'amortissement de l'amplitude et le changement de phase du signal de température journalier qui sont modifiés avec la pénétration de la chaleur à l'intérieur du sédiment (Rau et al., 2014). Cette méthode nécessite deux thermomètres au minimum espacés verticalement dans le sédiment.

Quatre méthodes utilisant ce principe sont intégrées dans VFLUX : deux utilisent séparément l'amortissement de l'amplitude A_r et le changement de phase Δ_ϕ du signal température (Figure 11) Hatch et al., (2006) et Keery et al. (2007) ; et deux les combinant : Luce et al. (2013) et McCallum et al. (2012)

Dans VFLUX un terme est ajouté à la diffusivité thermique D_t :

$$D_t = \frac{k_0}{c} + \beta \left(\frac{c_w |q|}{c} \right) \quad (21)$$

$$= \frac{k_w^n k_s^{1-n}}{nc_w \rho_w + (1-n)c_s \rho_s} + \beta \left(\frac{c_w \rho_w |q|}{nc_w \rho_w + (1-n)c_s \rho_s} \right)$$

où k_0 , k_w et k_s sont les conductivités thermiques volumiques du milieu saturé, de l'eau et de la phase solide (W/m °C), β est la dispersivité thermique (m).

β est souvent considéré comme négligeable dans les conditions retrouvées dans les sédiments (Rau et al., 2012). Ce qui revient à négliger la dispersivité thermique dans le milieu poreux.

(1) Méthode de Hatch (Irvine et al., 2015)

La méthode de Hatch modélise la vitesse de Darcy q pour A_r de la façon suivante :

$$q = \frac{C}{C_w} \left(\frac{2D}{\Delta z} \ln A_r + \sqrt{\frac{\alpha + v_t^2}{2}} \right) \quad (22)$$

Et la $\Delta\phi$ par l'équation suivante :

$$|q| = \frac{C}{C_w} \sqrt{\alpha - 2 \left(\frac{4\pi\Delta\phi D}{P\Delta z} \right)^2} \quad (23)$$

où P est la période du signal de température (en seconde), Δz est l'espacement entre les deux thermomètres (en mètre), C_w la capacité de chaleur spécifique, v_t la vitesse du front thermique et α est calculé par

$$\alpha = \sqrt{v_t^4 + \left(\frac{8\pi D}{P} \right)^2} \quad (24)$$

La relation utilisant le changement de phase $\Delta\phi$ permet de ne connaître que la valeur absolue et non la direction du déplacement d'eau du fait de la présence de la racine carrée.

(2) Méthode de Keery (Irvine et al., 2015)

La méthode de Keery modélise la vitesse de Darcy q pour A_r de la façon suivante :

$$\left(\frac{H^3 \ln A_r}{4\Delta z}\right) q^3 - \left(\frac{5H^2 \ln^2 A_r}{4\Delta z^2}\right) q^2 + \left(\frac{2H \ln^3 A_r}{z^3}\right) q + \left(\frac{\pi C}{\lambda_0 P}\right) - \frac{\ln^4 A_r}{z^4} = 0 \quad (25)$$

où $H = C_w/\lambda_0$ avec λ_0 la conductivité thermique du milieu poreux

Le modèle Δ_ϕ pour Keery est :

$$|q| = \sqrt{\left(\frac{C\Delta z}{\Delta_\phi C_w}\right)^2 - \left(\frac{4\pi\Delta_\phi\lambda_0}{P\Delta z C_w}\right)^2} \quad (26)$$

Comme pour la méthode de Hatch concernant le changement de phase Δ_ϕ , seule l'amplitude peut être calculée mais pas le sens du déplacement d'eau.

En négligeant β , les équations de la méthode de Hatch et de Keery sont identiques (Irvine et al., 2015).

(3) Méthode de McCallum et al. (2012)

La méthode de McCallum et al. (2012) intègre directement dans l'équation de calcul de la vitesse de Darcy l'amortissement de l'amplitude A_r et le changement de phase Δ_ϕ du signal température :

$$q = -\frac{c}{c_w} \left(\frac{\Delta z (P^2 \ln^2 A_r - 4\pi^2 \Delta_\phi^2)}{\Delta_\phi \sqrt{(16\pi^4 \Delta_\phi^4 + 8P^2 \pi^2 \Delta_\phi^2 \ln^2 A_r + P^4 \ln^4 A_r)}} \right) \quad (27)$$

L'avantage de cette équation est qu'elle ne nécessite pas l'utilisation de D_t comme pour les autres méthodes et donc ne nécessite pas la connaissance de D_0 . Le signe négatif devant le premier terme de l'équation est dû au fait que la convention utilisée dans McCallum et al. (2012) est l'inverse de celle utilisée par Hatch et al. (2006) et Keery et al. (2007) : une remontée d'eau (aussi appelé upwelling) est négative dans VFLUX.

Un autre avantage de la méthode de McCallum et al. (2012) est la possibilité de calculer une série temporelle de la diffusivité thermique grâce à la relation suivante :

$$D_t = \frac{\Delta z^2 P^2 \ln A_r (4\pi^2 \Delta_\phi^2 - P^2 \ln^2 A_r)}{\Delta_\phi (P^2 \ln^2 A_r + 4\pi^2 \Delta_\phi^2) (P^2 \ln^2 A_r - 4\pi^2 \Delta_\phi^2)} \quad (28)$$

(4) Méthode de Luce et al. (2013)

La dernière méthode est celle de Luce et al. (2013) qui permet aussi de calculer la vitesse de Darcy q en utilisant simultanément A_r et $\Delta\phi$:

$$q = \frac{C}{C_w} \left(\frac{\omega \Delta z^2}{\Delta \phi_r} \left(\frac{1 - \eta^2}{1 + \eta^2} \right) \right) \quad (29)$$

De même D_t peut être calculée :

$$D_t = \frac{\omega \Delta z^2}{\Delta \phi_r^2 \left(\frac{1}{\eta} + \eta \right)} \quad (30)$$

où ϕ_r est le changement de phase en radians, $\eta = -\ln A_r / \Delta \phi_r$ et $\omega = \frac{2\pi}{P}$.

Les méthodes de Luce et al., (2013) et McCallum et al. (2012) concernant q et D_t donnent des résultats équivalents dans les deux cas (Irvine et al., 2015).

Avant de pouvoir calculer les vitesses de Darcy q dans le sédiment, plusieurs étapes sont nécessaires afin de trier, filtrer le signal température et calculer les flux. Ces grandes étapes sont au nombre de 6.

(5) Etapes de calcul

Les étapes du calcul de VFLUX sont reprises d'après Gordon et al. (2012)

(a) Synchronisation des données

Les données doivent toutes avoir le même pas de temps d'échantillonnage afin d'être insérées dans le modèle. Si les données ne sont pas synchronisées elles sont analysées afin de trouver le plus petit pas de temps commun à toutes les séries et si nécessaire elles sont interpolées linéairement aux même pas de temps.

(b) Filtrage passe-bas et rééchantillonnage des séries temporelles

La seconde étape est de réduire le nombre d'échantillons pour qu'ils soient compris entre 12 et 24 par cycle fondamental. Concernant le cycle diurne cela revient à 12 à 24 cycles par jour. Cette étape est nécessaire afin d'améliorer le filtrage des températures effectué avec un modèle de Régression Harmonique Dynamique (HDR). Afin d'obtenir un filtrage efficace des données le nombre

d'échantillons ne doit pas être trop important par rapport à l'oscillation d'intérêt (ici le cycle diurne) car la méthode est sensible au suréchantillonnage. Si le nombre d'échantillons est trop grand la fréquence d'intérêt est noyée par les hautes fréquences et la méthode ne peut pas identifier les paramètres de distributions associés. Le suréchantillonnage reste quand même intéressant pour vérifier à posteriori si le filtrage intègre l'ensemble des variations du signal d'intérêt. Le sous-échantillonnage est problématique car il ne permet pas d'obtenir l'ensemble de l'information contenu dans le signal. Le rééchantillonnage est effectué à l'aide d'un filtre anti-repliement passe-bas.

Un filtre passe-bas est un filtre permettant de faire le tri dans les différentes fréquences d'un signal. Il laisse passer les basses fréquences et retient les hautes fréquences. Il réduit ainsi le bruit de haute fréquence retrouvé dans le signal température. Ce bruit peut venir du signal température lui-même ou du dispositif d'enregistrement (Gordon et al., 2012). Un filtre passe-bas est aussi anti-repliement car en atténuant les hautes fréquences il empêche le passage d'informations contenues dans le signal ayant une fréquence supérieure à la fréquence maximale souhaitée et qui pourrait créer du bruit lors de l'application du filtre DHR (Gordon et al., 2012).

(c) Détermination du signal fondamental

La troisième étape du modèle VFLUX est d'isoler la fréquence fondamentale unique (ici le cycle diurne). Le signal température dans un écosystème naturel est dit non stationnaire car ces propriétés statistiques (amplitude et phase) vont varier au cours du temps en fonction de la météo et des saisons (Gordon et al., 2012). L'extraction de la fréquence fondamentale de ce signal va donc nécessiter un modèle tel que DHR qui utilise une approche non-stationnaire.

Dans le modèle DHR le signal est décomposé en plusieurs composantes (Young et al., 1999) :

$$y_t = T_t + C_t + S_t + e_t \quad (31)$$

où y_t la série temporelle observée, T_t est la tendance ou la composante de basse fréquence, C_t est la composante cyclique, S_t est la composante saisonnière et e_t une composante « irrégulière » de type bruit blanc. La composante cyclique est modélisée comme la somme du signal fondamental et de ces harmoniques associées.

Le modèle DHR peut être vu comme une extension non stationnaire de la transformée de Fourier discrète où l'amplitude et la phase de chaque composantes du signal des séries temporelles varient au cours du temps (Gordon et al., 2012).

Le signal cyclique fondamental est séparé de la tendance, du bruit et des harmoniques grâce à la fonction DHR. Dans VFLUX seules les composantes harmoniques qui sont présentes dans les données de température originales ont besoin d'être identifiées. Par défaut VFLUX essaie donc d'identifier la tendance, le signal fondamental (ω_1) et le premier (ω_2) et le second harmonique (ω_3) en utilisant un spectre périodique d'auto-régression créée avec la toolbox Captain. VFLUX ajuste ensuite le modèle DHR avec le spectre d'auto-régression par optimisation avec une fonction objective des moindres carrés non linéaire présente dans la toolbox Captain (Young et al., 1999).

(d) Extraction de l'amplitude et de la phase du signal température

La quatrième étape est réalisée en même temps que la précédente. L'amplitude et la phase de chaque composante harmonique à chaque temps discret peuvent être calculées grâce aux équations suivantes :

$$A_{i,t} = \sqrt{\alpha_{i,t}^2 + \beta_{i,t}^2} \quad (32)$$

$$\phi_{i,t} = \tan^{-1}\left(\frac{\alpha_{i,t}}{\beta_{i,t}}\right) \quad (33)$$

où $A_{i,t}$ est l'amplitude, $\phi_{i,t}$ l'angle de phase pour la composante avec la fréquence ω_i au temps t (Vogt et al., 2010), $\alpha_{i,t}$ et $\beta_{i,t}$ sont le sinus et le cosinus de la contribution à la fréquence i/τ (τ est la période de base du signal).

La fonction « dhr » de la boîte à outils Captain est utilisée pour obtenir l'amplitude et le changement de phase de la fréquence fondamentale de chaque série temporelle rééchantillonnée à chaque pas de temps.

(e) Identification des paires de capteurs de température

Les méthodes analytiques ne calculent des flux d'eau qu'entre deux thermomètres. Si le profil de température dans le sédiment comporte plus de deux thermomètres alors une fenêtre d'intervalle doit être sélectionnée afin de calculer les flux d'advection selon l'intervalle souhaité.

La distance de séparation entre deux thermomètres aura un impact sur le calcul de flux, s'il est trop faible ou trop important l'amplitude et le changement de phase seront soit trop faibles soit trop forts empêchant ainsi le calcul de flux.

(f) Calcul de l'écoulement vertical d'eau

Les vitesses verticales en eau q sont calculées pour chaque thermomètre à l'aide des séries temporelles de température rééchantillonnées pour les 4 méthodes (Hatch, Kerry, McCallum et Luce). Pour se faire les propriétés du sédiment et les propriétés thermiques doivent être saisies dans le modèle à savoir : la dispersivité, la porosité totale, la conductivité thermique et la capacité thermique volumique de l'eau et du sédiment. Les autres paramètres sont calculés à l'intérieur du programme.

Comme pour 1DTempPro la vitesse du front thermique se trouve des deux côtés de l'équation de transfert thermique et d'écoulement et elle doit donc être résolue de façon itérative.

Afin d'éviter les effets de bords liés au filtrage digital des températures il est recommandé d'exclure des résultats les deux ou trois premiers et derniers jours des séries temporelles calculées (Hatch et al., 2006; Keery et al., 2007).

(6) Tests complémentaires

Deux tests complémentaires sont inclus dans VFLUX afin d'estimer la sensibilité et l'erreur liée à la valeur des paramètres thermiques insérés dans le calcul.

Le premier test est « vfluxsens », il permet d'apprécier comment le calcul de flux varie en fonction de la valeur des paramètres insérés dans le modèle. Pour ce faire chaque paramètre utilisé dans le calcul de flux original (porosité, dispersivité, capacité thermique volumique du sédiment et de l'eau, conductivité thermique) peut être encadré de deux valeurs, une basse et une haute qui peuvent provenir de la littérature ou de données mesurées en laboratoire. La valeur d'origine est appelée valeur de base. Le test est ensuite appliqué en ne faisant varier à chaque fois qu'un seul paramètre : tous les paramètres étant fixés selon la valeur de base sauf un paramètre qui varie entre la valeur de base et celles basses et hautes. Finalement un ensemble de cinq graphiques est obtenu (un pour chaque paramètre) avec la valeur de base, basse et haute des flux calculés pour chaque couple de thermomètres et chaque méthode utilisée.

Le deuxième test est « vfluxmc » dont la fonction est de pratiquer une estimation d'erreur de type Monte Carlo afin d'obtenir un intervalle de confiance encadrant la valeur de flux calculée. Pour cela une valeur moyenne des paramètres ainsi que leurs écart-types sont insérés dans le programme. Ces valeurs pouvant être obtenues par estimation dans la littérature ou par mesure directe en laboratoire. Le programme effectue alors 1000 réalisations de calculs de flux en sélectionnant la valeur des paramètres d'après une loi normale ayant pour moyenne celle fixée par l'utilisateur et

dont l'étendue est égale à ± 2 écart-types. Ce processus est effectué pour chaque paire de thermomètres et pour chaque pas de temps. En sortie de modèle un intervalle de confiance de 95 pourcent est créé autour de la moyenne des flux obtenus encadrés par ± 2 écart-types.

(7) Paramètres utilisés dans le modèle ayant été mesurés directement

(a) La porosité du sédiment

Le premier paramètre mesuré est la porosité, celui-ci est obtenu grâce aux carottes prélevées sur le terrain. La valeur incluse dans le modèle pour les deux sites est la valeur moyenne sur l'ensemble des 20 centimètres qui constituent le modèle de simulation.

(b) La perte de charge

Le second paramètre est la perte de charge. 1DTempPro offre la possibilité d'intégrer la perte de charge dans le calcul d'advection. Dans cette étude elle n'est pas mesurée in-situ mais à l'aide d'un perméamètre mesurant la variation de hauteur d'eau pour un sédiment de 20 centimètres.

Sur la Figure 33 est représentée la perte de charge en fonction de la hauteur d'eau appliquée sur le sédiment. Un cycle entier de marée est simulé lors de l'expérience avec un flot et un jusant. La hauteur d'eau maximum de l'expérience est de 1,72 m soit la moitié du maximum observé à Oissel et le maximum observé à la vasière nord. La perte en charge varie de façon différente pour les deux sédiments : elle augmente de façon exponentielle avec la hauteur d'eau pour la vasière fluviale (VF) alors qu'elle augmente en suivant une fonction linéaire pour le sédiment de la vasière d'embouchure (VE). Les coefficients de détermination sont satisfaisants pour les deux courbes avec respectivement 0,96 et 0,97 pour la VF et la VE.

La différence de réponses entre les deux sédiments provient de leurs textures : le sédiment de la VF comporte une texture grumeleuse à trous qui semble signer la présence de gaz dans le sédiment. Ce gaz peut entraîner une réponse différente à la compression se caractérisant par une évolution de la différence de hauteur suivant une fonction exponentielle.

La perte de charge sur les deux vasières est donc estimée à l'aide de l'équation de la courbe obtenue liant ce paramètre à la hauteur d'eau spécifique de chacun des sites.

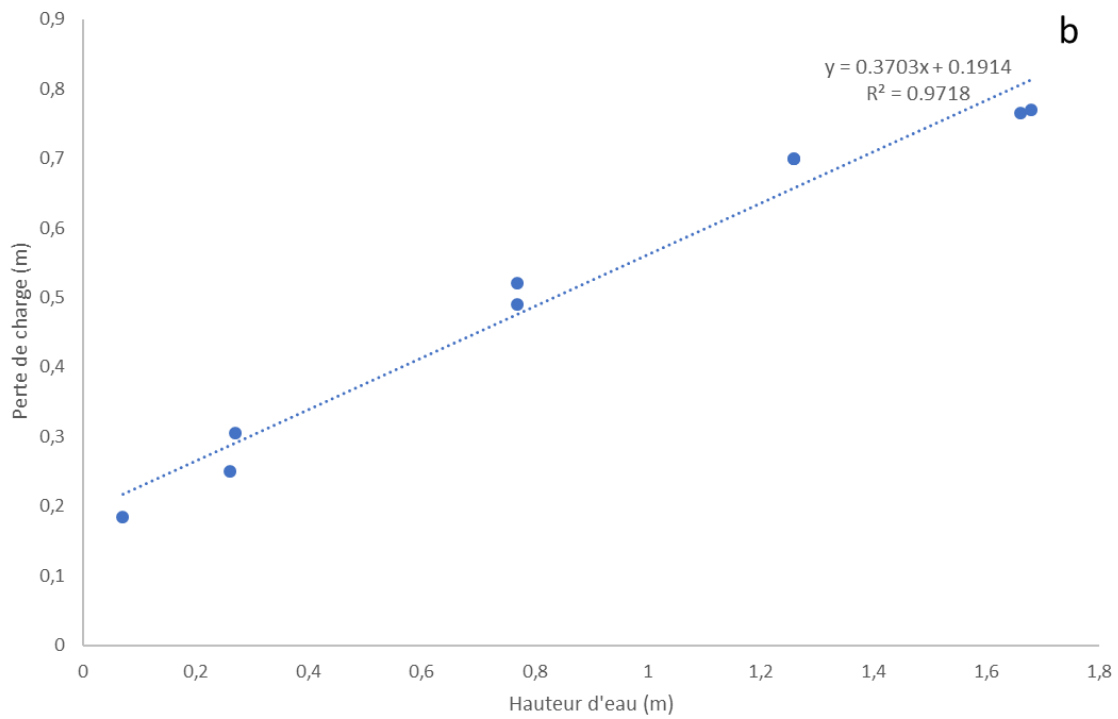
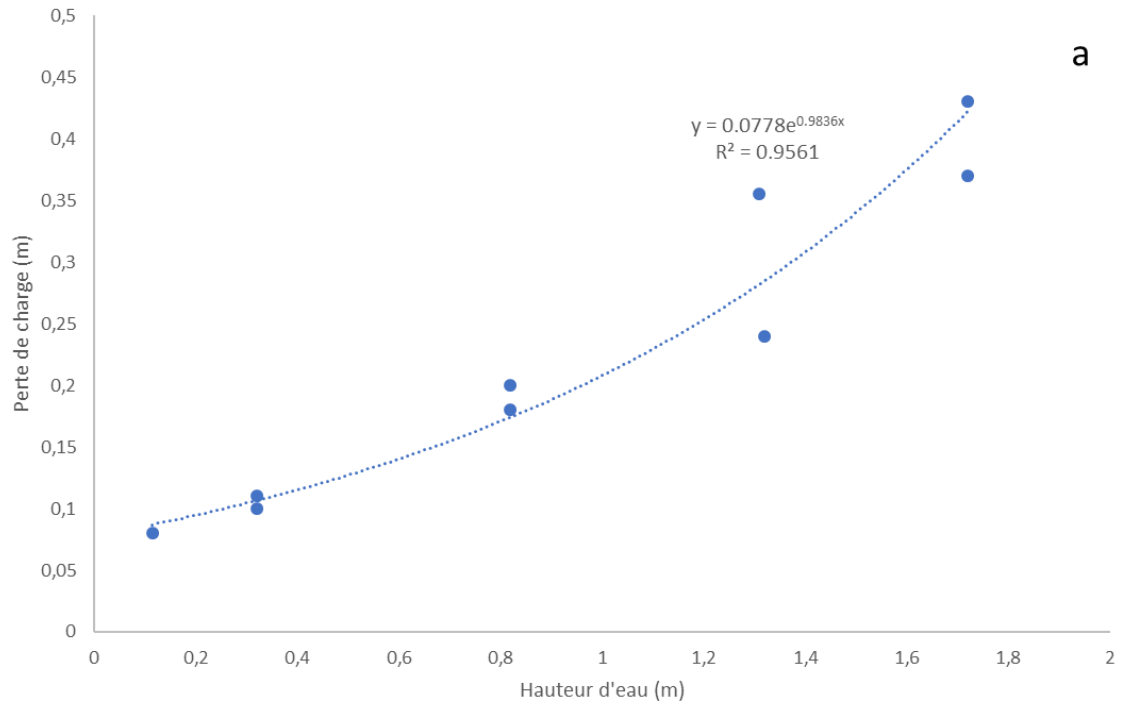


Figure 33 Evolution de la perte en charge au sein du sédiment pour la vasière fluviale intertidale (a) et la vasière d'embouchure (b) en fonction de la hauteur d'eau appliquée sur celui-ci

(c) La température

La température est utilisée dans les trois modèles de cette étude sous forme de profils verticaux allant de 0 à -20 centimètres dans le sédiment. Ils sont soit utilisés bruts (dans le modèle de diffusion et 1DTempPro) soit de façon filtrés (pour le modèle VFLUX). Pour VFLUX la température est redressée afin d'éliminer sa composante « naturelle » c'est-à-dire ses variations journalières liées à la météo et de permettre son utilisation par le modèle.

(8) Paramètres estimés à l'aide d'un modèle ou tirés de la littérature

Certains paramètres ne pouvant être mesurés directement, leurs valeurs sont obtenues au moyen d'abaques disponibles dans la littérature. C'est le cas de la conductivité thermique, la diffusivité thermique et la capacité thermique volumique du sédiment.

Dans la littérature, l'obtention des paramètres cités précédemment se fait à partir de la densité apparente sèche (Lapham, 1989). Cette donnée n'étant pas accessible dans cette étude les paramètres sont obtenus de façon indirecte.

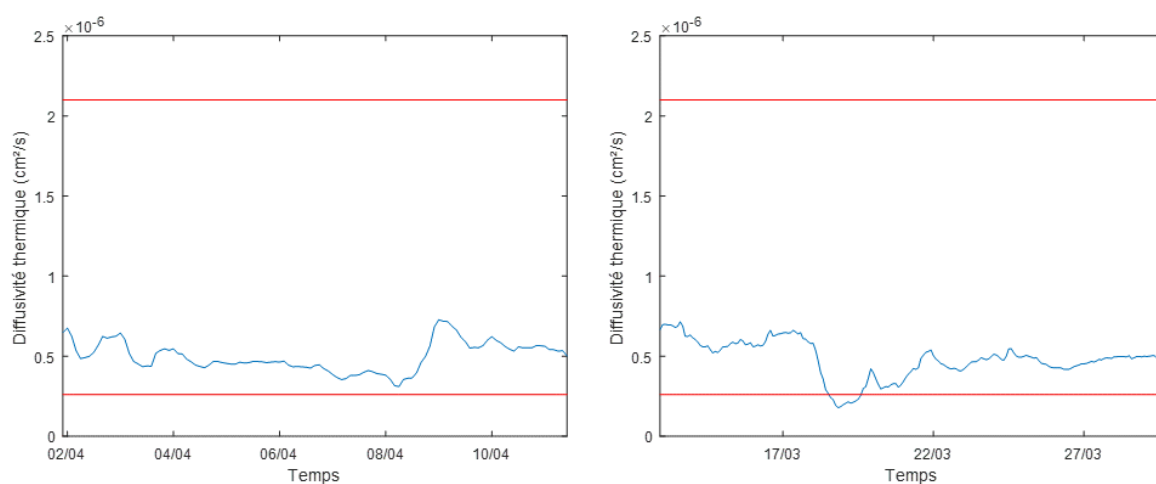


Figure 34 Variation de la diffusivité thermique au sein du sédiment de la vasière d'embouchure (à gauche) et de la vasière fluviale (à droite). En rouge sont représentés les limites hautes et basses des valeurs réalistes de ce paramètre.

Un module du modèle VFLUX développé par McCallum et al. (2012) permet de d'obtenir à partir de la formule évoquée dans la section I.c.iii. de ce manuscrit la diffusivité thermique. C'est un paramètre de sortie du modèle calculé à partir du changement de phase et de l'amplitude de de la température au cours du temps (Figure 11). La moyenne des valeurs obtenues pour la diffusivité thermique est calculée (Figure 34) et reportée sur la courbe reliant la diffusivité thermique à la densité sèche apparente du sédiment Figure 35.

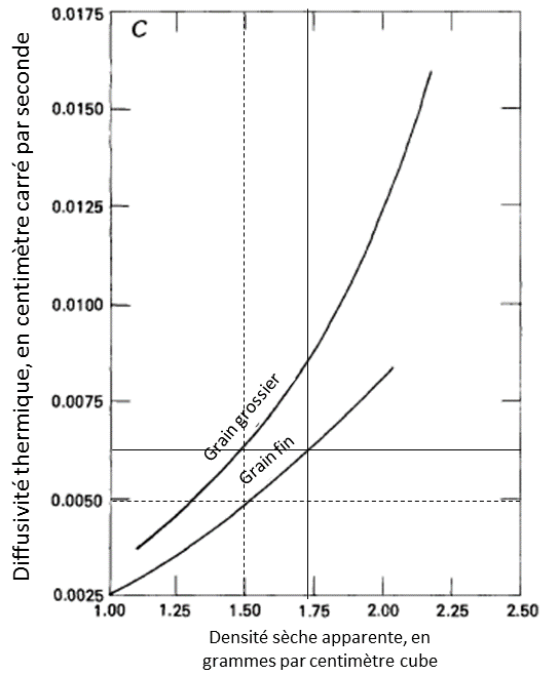


Figure 35 Relation entre la diffusivité thermique et la densité sèche apparente, en traits pleins les valeurs pour la vasière d'embouchure et en traits pointillés celles pour la vasière fluviale

Puis à partir de cette valeur, celle de la conductivité thermique et de la capacité thermique volumique est déduite (Figure 36 A et B). L'ensemble des valeurs est résumé dans le Tableau 3.

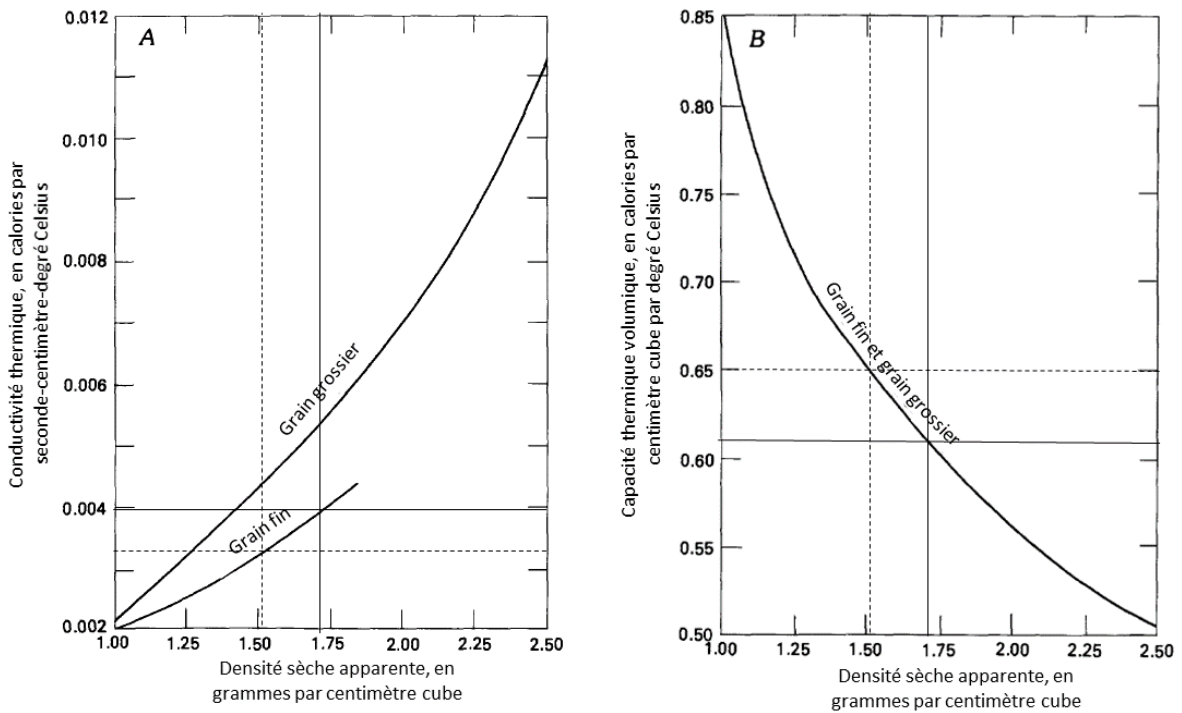


Figure 36 Abaques permettant de connaître la conductivité thermique (A) et la capacité thermique volumique (B) à partir la densité sèche apparente pour la VE (en traits pleins) et la VF (en trait pointillés)

	Diffusivité thermique (cm ² /s)	Densité sèche apparente (g/cm ³)	Conductivité thermique Cal/s.cm.C°	Capacité thermique volumique (cal/cm ³ .°C-1)
Vasière fluviatile intertidale	0,0050	1,500	0,0032	0,65
Vasière d'embouchure	0,0062	1,725	0,0040	0,61

Tableau 3 Tableau récapitulatif des valeurs utilisées dans les modèles 1DTempPro et VFLUX pour la vasière d'embouchure et la vasière fluviatile intertidale

Ces valeurs calculées et mesurées sont ensuite utilisées en entrée pour le modèle VFLUX et 1DTempPro permettant ainsi un calcul de vitesse d'advection dans le sédiment.

CHAPITRE III

ETUDE DE L'HETEROGENEITE SPATIALE ET TEMPORELLE DU SEDIMENT SUR DEUX VASIERES INTERTIDALES : APPROCHE EXPERIMENTALE

CHAPITRE III ETUDE DE L'HETEROGENEITE SPATIALE ET TEMPORELLE DU SEDIMENT SUR DEUX VASIERES INTERTIDALES : APPROCHE EXPERIMENTALE

Ce chapitre expose la démarche utilisée pour appréhender l'hétérogénéité de deux vasières de l'estuaire de Seine.

Pour cela un ensemble de méthodes d'échantillonnage *in situ* a été utilisé et les résultats obtenus sont analysés et discutés pour dégager les points communs ou les différences entre les deux sites d'étude.

La première partie de ce chapitre expose l'analyse des carottes sédimentaires prélevées sur les deux vasières avec notamment la granulométrie, les mesures de pH et redox et la porosité. La seconde partie s'intéresse aux paramètres hydrodynamiques et physiques qui impactent le sédiment au cours de la période de suivi expérimental. D'autre part un profil de température au cours du temps est obtenu au moyen de thermomètres implantés à différentes profondeurs dans le sédiment. La troisième partie développe des méthodes d'échantillonneurs passifs de l'eau interstitielle implantées sur les vasières pour obtenir les profils en nutriments (ammonium, phosphate et carbone dissous).

Ce chapitre se termine par une synthèse des caractéristiques de chacune des vasières étudiées et présente les différentes hétérogénéités observées sur les deux sites.

1) Analyse de carottes sédimentaires prélevées sur chacune des vasières

a) Vasière d'embouchure

La Figure 37 présente les mesures moyennes de pH (potentiel hydrogène), d'Eh (potentiel d'oxydoréduction) pour une carotte prélevée sur la vasière d'embouchure en saison printanière (mars-avril 2017). Les mesures de porosité en fonction de la profondeur (entre 0 et -19 centimètres) et le pourcentage granulométrique (entre 0 et -30 centimètres) sont aussi inclus.

Les profils de pH et de d'Eh (Figure 37 a et b) présentent une évolution décroissante en fonction de la profondeur dans le sédiment. La valeur du pH à l'interface varie entre 7.1 et 7.3. Il diminue dans les 5 premiers centimètres pour atteindre un pH de l'ordre de 7. Il augmente ensuite légèrement sur les 5 centimètres suivants pour ensuite atteindre des valeurs de pH relativement constants sur le reste du profil (entre 7 et 7.1).

L'Eh est positif sur les 4 premiers centimètres du sédiment avec une valeur à l'interface eau-sédiment de +110 mV. Il présente ensuite une diminution franche à -4 centimètres pour devenir négatif. A partir de -5 centimètres l'Eh diminue progressivement de -102 mV à -160 mV en profondeur dans le sédiment. On remarque que l'Eh est assez homogène à chaque niveau (écart type faible). La porosité à l'interface est de 0.72 puis diminue rapidement à 0.65. Le profil comporte trois parties distinctes entre -2 et -10, -10 et -15, -15 et la fin du profil. Ces trois parties présentent chacune une porosité croissante respectivement entre 0.63 et 0.7, 0.64 et 0.69 et enfin 0.63 et 0.67.

Le pourcentage granulométrique des classes argile, limon et sable sont représentés sur la Figure 37-e. La proportion d'argile sur l'ensemble du profil est constante avec une valeur moyenne de 10%. Les sables représentent en moyenne 29% du profil. La classe prédominante est la classe des limons avec une moyenne de 61%. La granulométrie est assez stable et ne présente pas de tendance avec la profondeur.

La Figure 37-c représente la coupe longitudinale de la carotte. La carotte présente dans sa partie supérieure une coloration claire descendant jusqu'à -5 centimètres. La coloration brune s'atténue et disparaît après -5 centimètres. La coloration du sédiment est ensuite plus foncée avec des niveaux horizontaux plus clairs dont un très marqué à -10 centimètres. Ces lamines plus ou moins foncées s'étendent jusqu'à -28 centimètres dans le sédiment avant de laisser place à un sédiment de couleur grise. La texture composée de vase est assez uniforme sur l'ensemble du profil. A la découpe sur

les 15 premiers centimètres on trouve des terriers de vers *Hediste diversicolor* orientés verticalement dans le sédiment et éclaircissant localement le sédiment sur les pourtours du terrier. On observe aussi la présence de bivalves *Scrobicularia plana* de petite taille pour les mêmes niveaux.

Afin de compléter cette description, les distributions granulométriques de 4 niveaux dans le sédiment ont été regroupés sur la Figure 38. Les 4 niveaux représentés sont l'interface eau-sédiment, -5, -20 et -35 centimètres. Ces niveaux ont été choisis afin de couvrir l'ensemble de la carotte et pour leur représentativité. L'analyse de ces quatre niveaux fait ressortir que les échantillons sont tous très peu triés avec une asymétrie positive tirant vers les fines, et une distribution des classes normale selon la classification de Folk et Ward (Folk et Ward, 1957). Ils appartiennent tous au groupe textural des vases sableuses. Le nombre de modes varie en fonction de la profondeur : à l'interface le sédiment est plurimodal, celui à -5 centimètres est bimodal et les deux suivants sont trimodaux (pour les plurimodaux seuls les trois premiers modes sont donnés) (ensemble des modes en annexe 1).

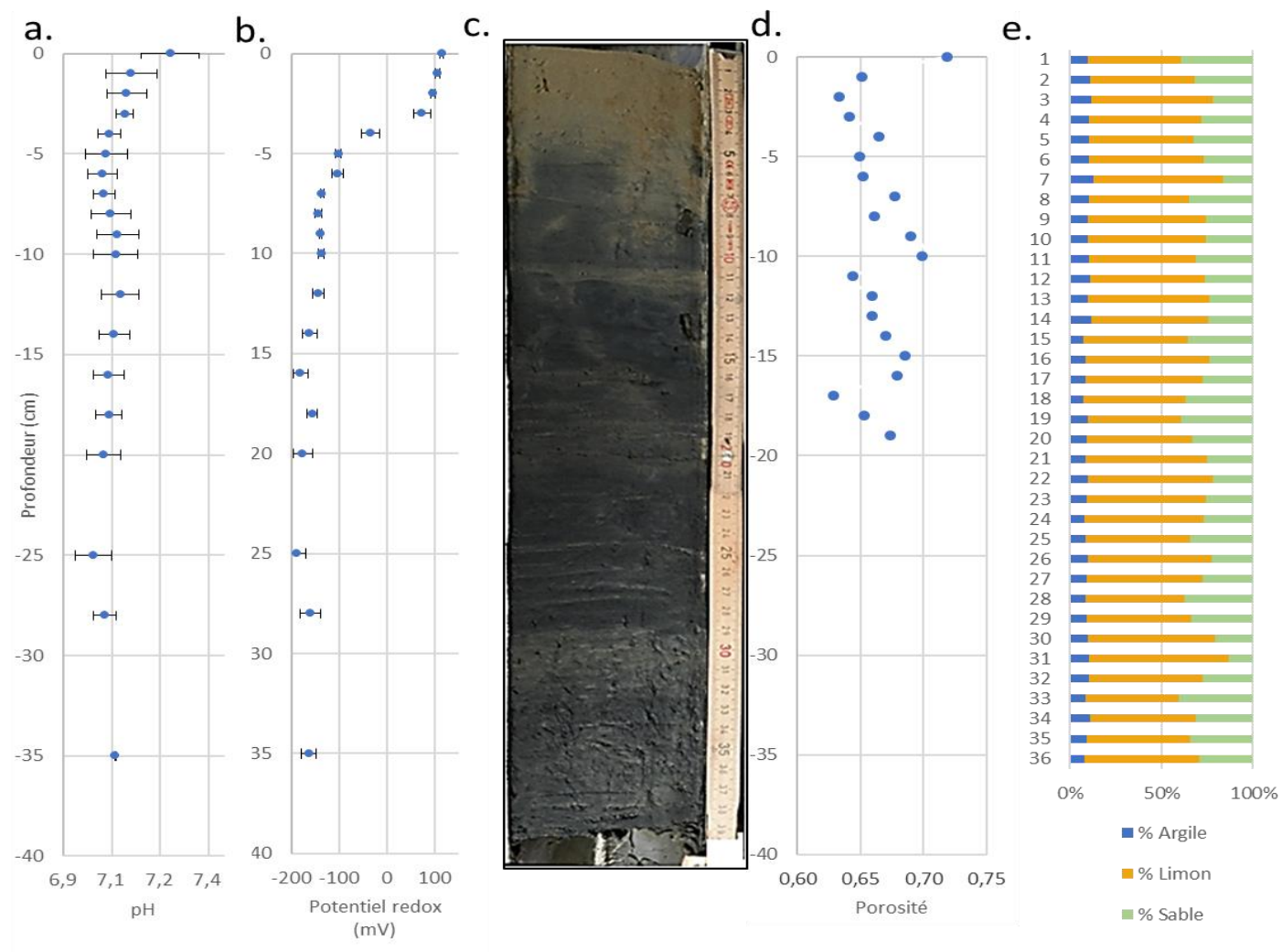


Figure 37 Mise en relation entre le pH (a), le potentiel redox (b), la photographie du sédiment (c), la porosité (d) et la granulométrie (e) pour un sédiment prélevé le 30 mars à la vasière d'embouchure lors de la campagne de mars/avril 2017

Le fait que les échantillons soient peu triés indique une alternance rapide de la dynamique du milieu avec des périodes de fortes et de faibles énergies. Les vases sont prédominantes dans la composition du sédiment avec une proportion de sable faible (<30%) ce qui donne une asymétrie positive à la courbe granulométrique (Figure 38).

En comparant la photographie du sédiment avec le profil d'Eh on observe que la zone de changement de coloration du sédiment correspond au passage d'un Eh positif à négatif. Cette zone est appelée la Discontinuité de Potentiel Redox (DPR) qui associe le changement de coloration du sédiment au passage de la zone oxiqye/suboxiqye du sédiment à la zone anoxiqye (Santschi et al., 1990). Ce phénomène s'explique par l'oxydation du fer et du manganèse en milieu oxiqye en oxyde de fer et en oxyde de manganèse qui présentent une coloration brune à orangée. En dessous de cette discontinuité, la couleur foncée du sédiment est liée à la présence de monopolysulfide (Bianchi, 2006).

L'épaisseur de la zone oxiqye du sédiment est contrôlée par plusieurs facteurs : la quantité de MO dans le sédiment, l'agitation physique et la bioturbation (Rosenberg et al., 2001). Sur la vasière d'embouchure, la bioturbation est due à la présence de *Hediste diversicolor* et *Scrobicularia plana* (annexe 2). Les premiers interviennent en formant des terriers qui permettant une diffusion plus profonde de l'oxygène dans le sédiment (Banta et al., 1999), les seconds jouent le rôle de biodiffuseurs en brassant aléatoirement le sédiment sur de courtes distances (Michaud et al., 2005). La bioturbation agit aussi en augmentant la porosité dans les premiers centimètres du sédiment (Borsje et al., 2008).

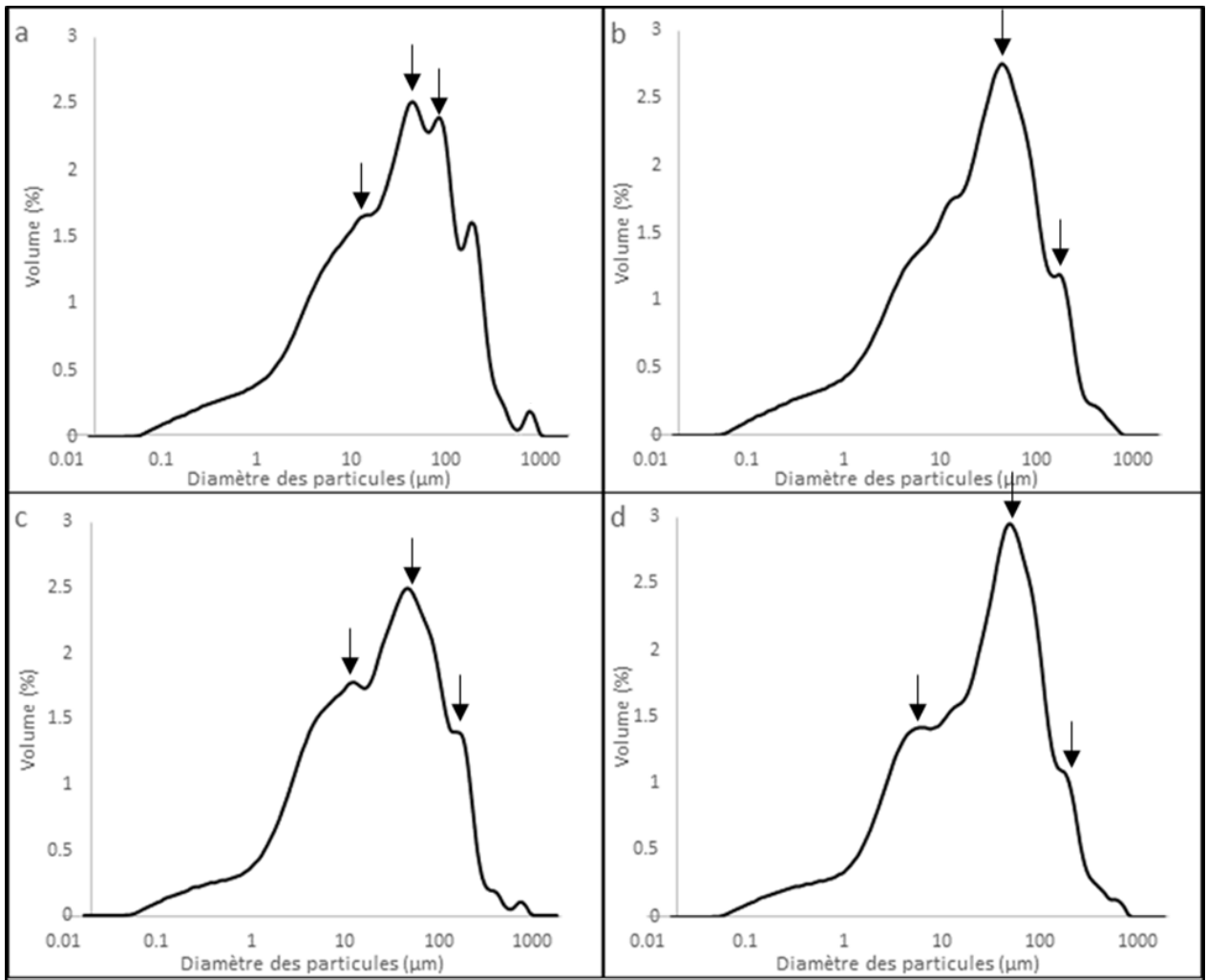


Figure 38 Evolution de la distribution granulométrique avec la profondeur pour une carotte prélevée sur la vasière d'embouchure (a) Interface eau sédiment (b) -5 cm (c) -20 cm et (d) -35 cm (mode signalé par une flèche noire)

b) Vasière fluviatile intertidale

Les mêmes mesures ont été réalisées sur la vasière fluviatile intertidale et regroupées sur la Figure 39. Le pH et l'Eh sont mesurés sur une profondeur de 0 à -30 centimètres, la porosité entre 0 et -19 centimètres et le pourcentage granulométrique entre 0 et -32 centimètres.

Le pH est de 7 à l'interface eau-sédiment puis diminue graduellement sur les 5 premiers centimètres. Le pH se stabilise ensuite entre -5 et -10 centimètres pour augmenter jusqu'à -20 centimètres à une valeur de pH de 7.

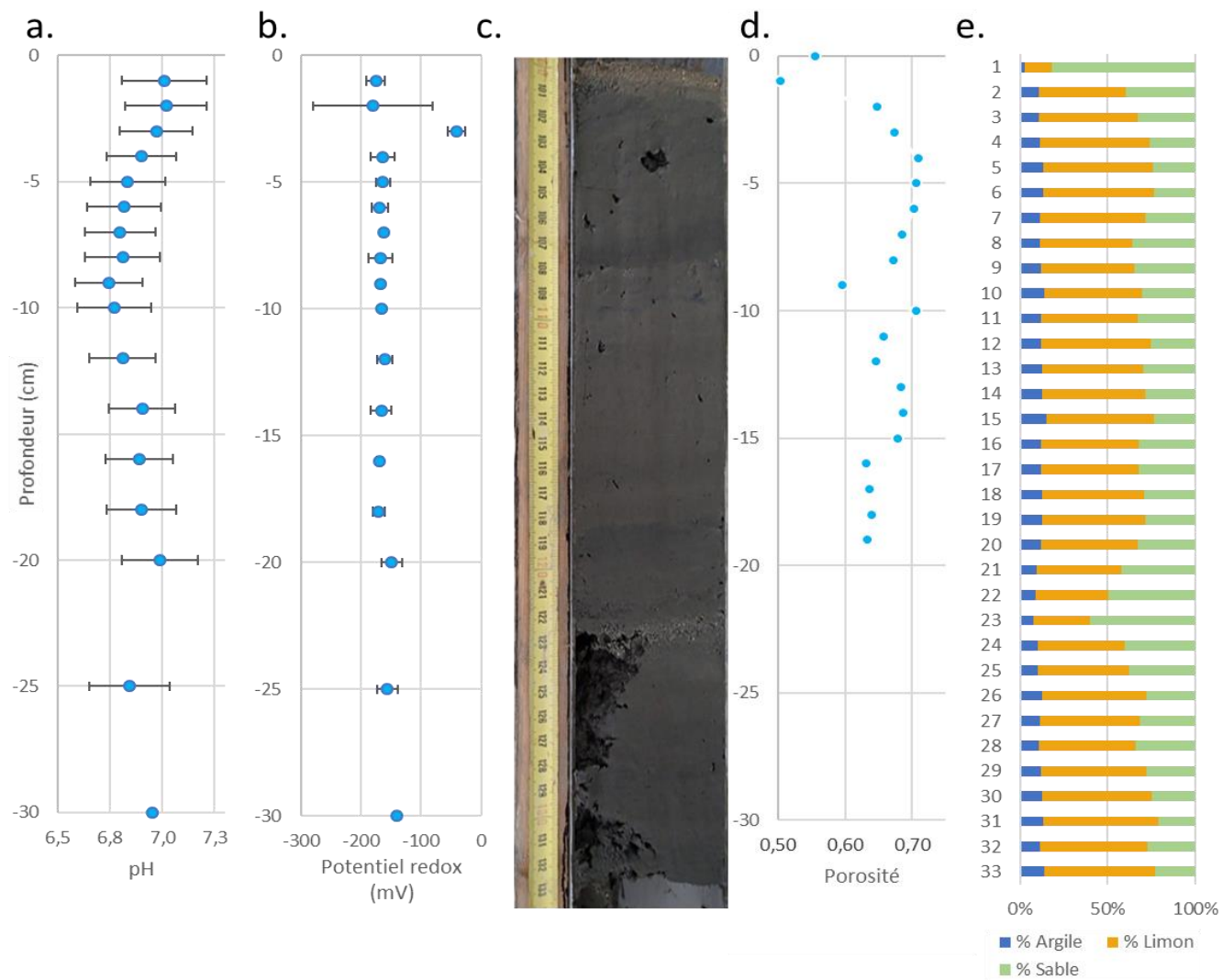


Figure 39 Mise en relation entre le pH (a), le potentiel redox (b), le photographie du sédiment (c), la porosité (d) et la granulométrie (e) pour un sédiment prélevé le 12 avril à la vasière fluviale intertidale lors de la campagne de mars/ avril 2017

L'Eh est négative sur l'ensemble du profil et assez homogène avec des valeurs comprises entre -200 et -150 excepté pour le niveau -2 centimètres qui présente une valeur d'écart type plus importante que pour le reste du profil. Seule une mesure à -3 centimètres s'écarte de ces valeurs avec une Eh de -42 mV. La porosité débute à 0,50 à l'interface puis elle augmente progressivement jusqu'à -5 centimètres. Elle oscille ensuite entre 0,60 et 0,70. Trois ensembles distincts sont suggérés : à l'interface entre 0 et -1, entre -2 et -9 et entre -10 et -19 centimètres.

Le pourcentage granulométrique présente un profil moyen avec 55,4% de silts, 33,2% de sable et 11,5% d'argile. On retrouve des valeurs proches du profil moyen sur l'ensemble de la couche de sédiment considérée avec une texture silto-sableuse à l'exception de deux inflexions au niveau de l'interface et à -22 centimètres. A l'interface le pourcentage de sable est très important (plus de 80%) et le pourcentage d'argile est très faible. La deuxième inflexion à -22 centimètres présente aussi une augmentation de la proportion du sable mais de façon plus faible. La part de l'argile est assez constante sur l'ensemble du profil sauf à l'interface où les valeurs sont plus faibles. La granulométrie sépare trois unités au sein du sédiment que l'on distingue sur la photographie : 0 à -9 centimètres, -9 à -22 centimètres et -22 jusqu'à la fin. De nombreuses cavités sont visibles sur l'ensemble du sédiment et une forte odeur d'hydrocarbures est relevée.

Le pourcentage granulométrique est complété par les profils de distribution granulométrique (Figure 40) pour 6 niveaux dans le sédiment. Ce nombre de niveaux est choisi du fait de l'aspect très variable du sédiment avec la profondeur et des profils de distribution granulométrique associés. Les niveaux choisis sont les suivants : l'interface, -5, -9, -15, -22, -30 centimètres dans le sédiment. A l'interface la distribution est unimodale avec un faible tri et une asymétrie tirant vers les sables. On qualifie ce sédiment de vase ensablée. La distribution évolue avec la profondeur alternativement bimodale (b et f), polymodale (c et e) et trimodale (d). L'ensemble des échantillons de b à f ont un très faible tri et une texture qualifiée de vase sableuse. La courbe de distribution est symétrique à l'exception de la courbe e qui est asymétrique tirant vers les sables.

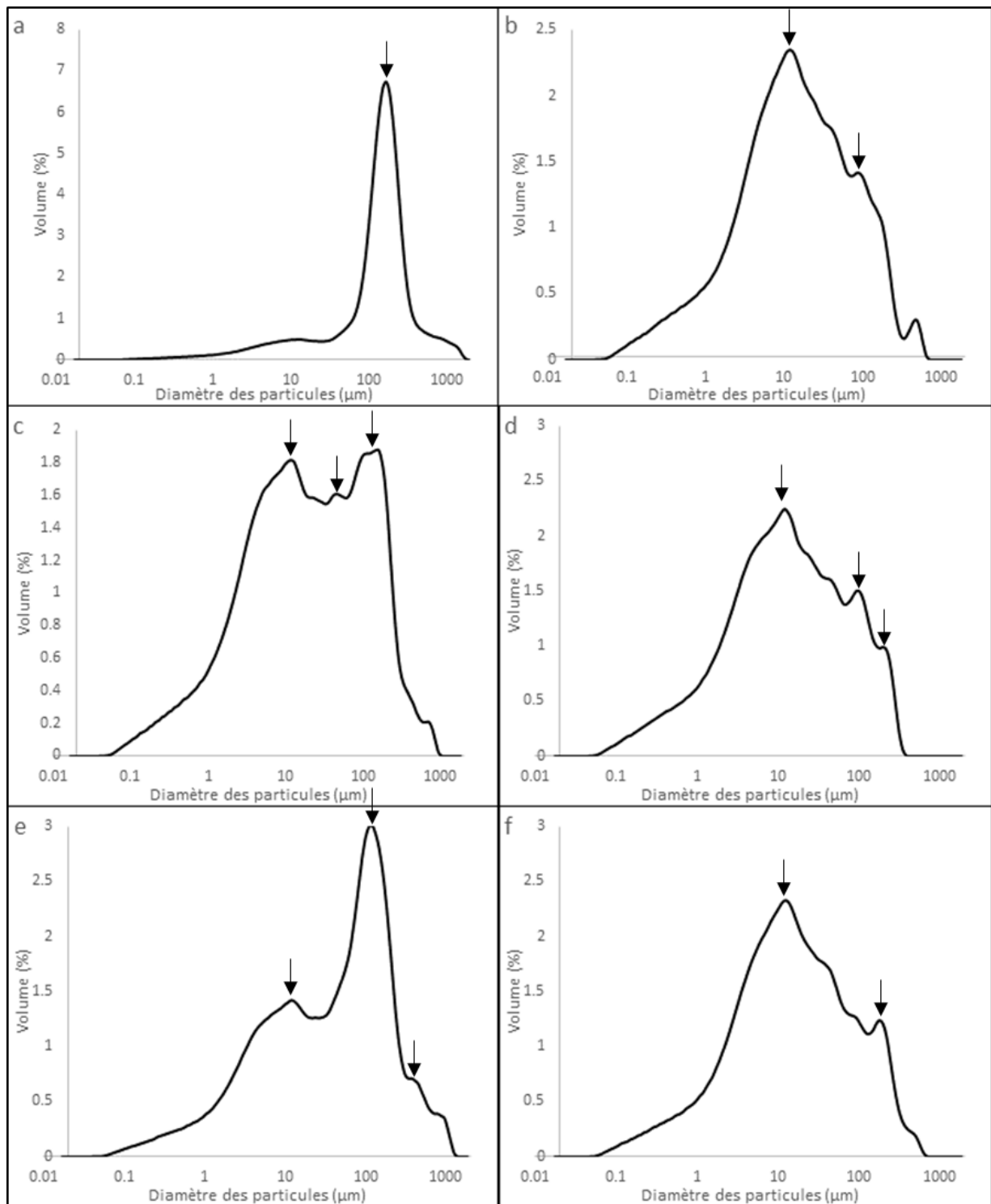


Figure 40 Evolution de la distribution granulométrique avec la profondeur pour une carotte prélevée sur la vasière fluviale. (a) Interface eau sédiment (b) -5 cm (c) -9 cm (d) -15 cm (e) -22 cm (f) -30 cm (mode signalé par une flèche)

Les trois unités observées sur la carotte sont liées au cycle d'érosion-dépôt sur la vasière, la vasière s'érode à l'étiage avec présence du cycle de marée et s'engraisse en crue quand la vasière est immergée de façon continue (Deloffre et al., 2005b).

Le profil de porosité est lié à trois phénomènes. Le premier est le diamètre moyen des particules : un sédiment sableux possède une porosité totale plus faible que les silts et les argiles (Meade, 1966). Le deuxième est le cycle d'érosion-dépôt qui est mis en évidence par la présence de passées sableuses en profondeur. Enfin la présence de cavité de tailles variables au sein du sédiment dont on suppose qu'elles ont pour origine la formation de gaz dans le sédiment, induit une modification locale de la porosité (Chen et Slater, 2015).

Le profil granulométrique donne aussi une information sur la dynamique érosion dépôt : à l'interface de chacune des unités sédimentaires définies dans les résultats on observe une augmentation de la part des sables dans la granulométrie. Une présence de sable indique une vitesse d'écoulement de l'eau accrue et donc une dynamique du milieu plus importante.

On note l'absence de discontinuité de potentiel redox dans la partie supérieure du sédiment dû à l'absence d'organismes bioturbateurs.

2) Paramètres physiques et hydrodynamiques

Cette partie présente les paramètres physiques tels : la température, la variation de hauteur d'eau (alternance de couvrement et découvrement ou inondation/exondation) et l'ensoleillement qui varient au cours du temps.

a) Variation de la température en lien avec le cycle diurne et la marée

Les Figure 41 et Figure 42 présentent les données de hauteur d'eau au-dessus de la vase (a), profils de température (b), la température de l'air (c) pour les deux vasières et l'ensoleillement par heure (d) pour la VFI (vasière fluviatile intertidale). Les périodes d'enregistrement vont du 10 au 30 mars 2017 et du 24 mars au 12 avril 2017 pour la VE et la VF respectivement.

La variation de hauteur d'eau sur la VF (Figure 41 a) est liée à l'amplitude de marée qui augmente au début de la période pour être maximum le 30 mars avant de diminuer jusqu'au 6 avril puis d'augmenter de nouveau. La température en fonction de la profondeur (Figure 41 b) varie au cours du temps et se découpe en deux périodes : une première du 24 mars au 1^{er} avril et du 2 au 12 avril. Dans la première période l'amplitude de variation est faible : le cycle diurne est difficilement observable. La moyenne de température est de 12,4°C à l'interface et 11,7°C à -20 centimètres. Dans la seconde période l'amplitude de température est plus marquée et le cycle est nettement observable : les températures chaudes le jour (en jaune) succèdent aux températures plus froides la nuit (en bleu). La température moyenne est de 14,4°C à l'interface et 13,6°C à -20 centimètres dans le sédiment. La température de l'air (Figure 41 c) relevée par une station météorologique située à 15 km du site d'étude (Le Cap de la Hève) présente une température moyenne de 9,9°C pour une température maximale de 33,8°C pour l'année 2017. L'ensoleillement (Figure 41 d) alterne entre journées contrastées et des journées sans nuage.

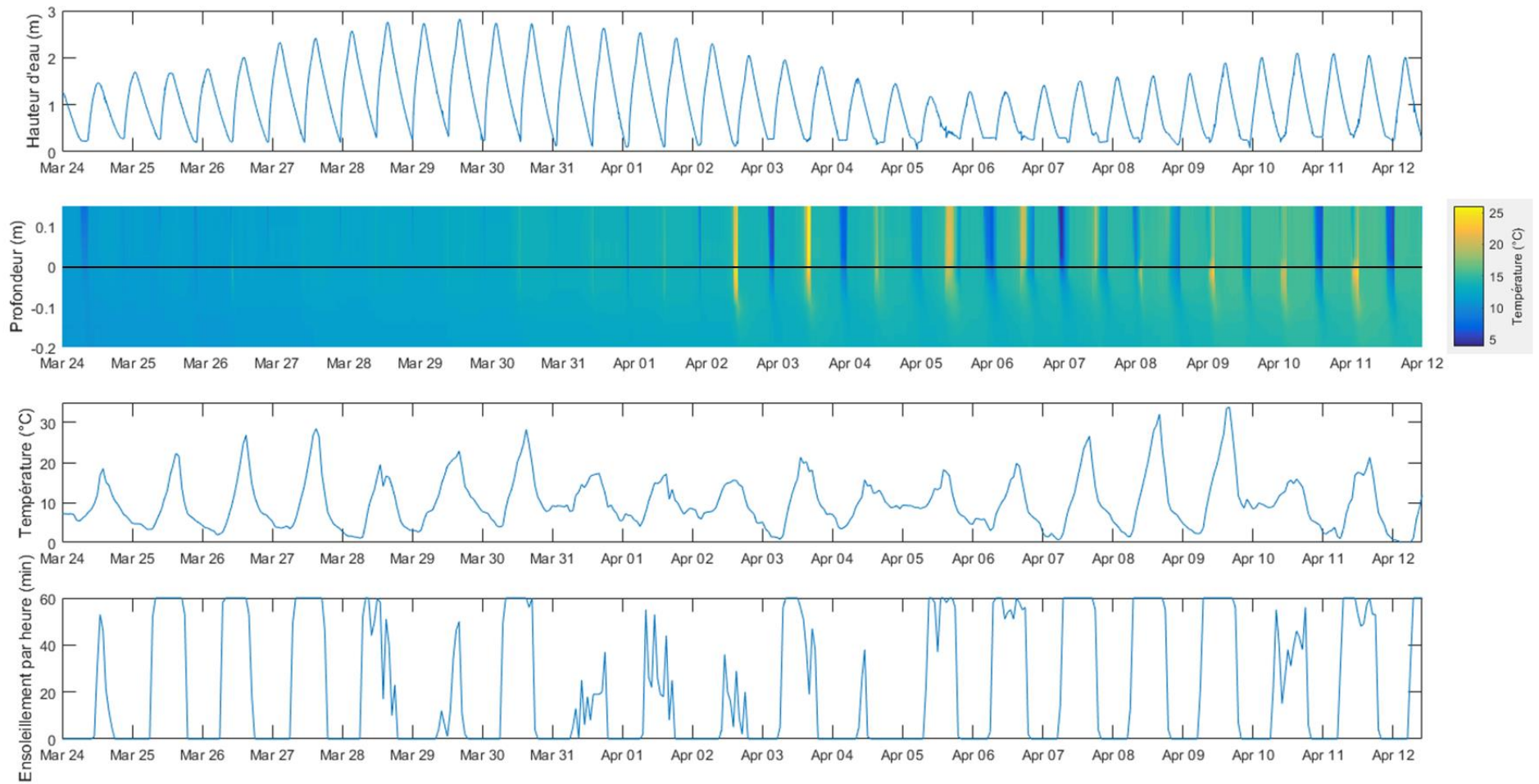


Figure 41 Chronique du profil de température du sédiment au niveau de la vasière fluviale intertidale (b) en relation avec la hauteur d'eau (a), de la température de l'air relevée au niveau de la station météorologique la plus proche (c) et l'ensoleillement (d).

Concernant la variation de hauteur d'eau sur la VE (vasière d'embouchure) (Figure 42 a) elle augmente du 10 au 14 mars avant de diminuer, du 20 au 24 mars, la vasière est émergée de façon continue. Puis le cycle d'inondation/exondation reprend jusqu'au 30 mars. La température du sédiment (Figure 42 b) ne présente pas de période spécifique mais on observe une augmentation de la température du sédiment sur la fin de l'enregistrement à partir du 24 mars. La moyenne de température est de 10,3°C à l'interface et de 10°C à -20 centimètres dans le sédiment. La fréquence de variation des températures est plus élevée que pour la VE comme le montre l'aspect strié du profil. En revanche les températures sont moins importantes, ceci pouvant être expliqué par le fait que les enregistrements sont faits 15 jours plus tôt que pour la VF. Une autre explication est le caractère exposé au vent de la vasière qui est proche de la Manche. Une amplitude plus faible entre les températures diurnes et nocturnes a pour conséquence une distinction moins grande du cycle jour/nuit sur le profil de température entre le 12 et le 24 mars. La température de l'air (Figure 42 c) est mesurée grâce à une station située à 8 km de la vasière (Aéroport de Boos), elle est de 10,6°C en moyenne pour un maximum de 27,2°C et un minimum de 4°C pour l'année 2017. Le profil est différent car on remarque des jours sans pic de température et donc une absence de cycle jour/nuit discernable au niveau des températures.

Des agrandissements sur les profils de température sur les deux vasières sont présentés sur la Figure 43 (VF) et la Figure 42 (VE). Ils couvrent la période du 2 au 8 avril 2017 pour la VF et du 25 au 30 mars 2017 pour la VE. Sur les profils de température on remarque que la transition marée basse/marée montante et marée descendante/marée basse se fait de façon abrupte dans les dix premiers centimètres du sédiment. Pour les dix centimètres suivants l'évolution de la température est plus diffuse dans le temps et laisse apparaître un « panache ». On observe aussi que les périodes de découverte de la vasière sont plus longues pour VE que pour la VF ce qui permet un refroidissement ou un réchauffement prolongé. Quand la vasière est immergée, la température du sédiment est stable sans variations significatives. Concernant maintenant la hauteur d'eau maximum sur la vasière, on observe qu'elle est deux fois plus haute à la VF que sur la VE. Cette différence de pression appliquée au sédiment n'a pas d'effets visibles sur les profils de température.

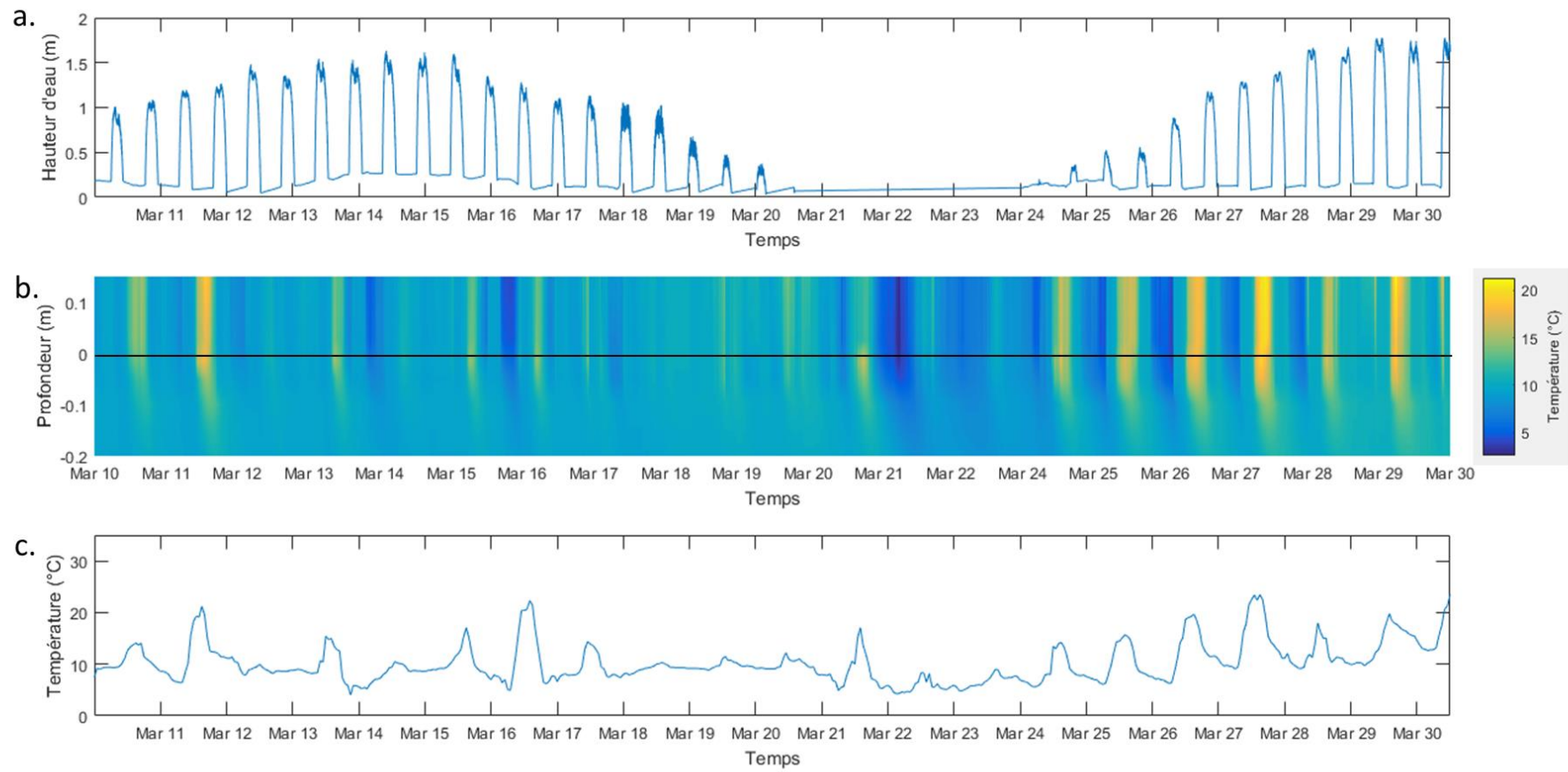


Figure 42 Chronique du profil de température du sédiment au niveau de la vasière d'embouchure (b) en relation avec la hauteur d'eau (a), de la température de l'air relevée au niveau de la station météorologique la plus proche (c).

Les variations de température dans le sédiment vont donc dépendre de plusieurs processus : le cycle diurne, la marée et la température externe. En effet selon l'heure de la journée où se situe la marée basse le sédiment réagit de façon différente : une marée basse de jour favorise un réchauffement du sédiment induit par les rayonnements solaires, une marée basse de nuit favorise un refroidissement du sédiment. Dans cette dynamique, l'immersion de la vase joue un rôle tampon en appliquant au sédiment des températures stables qui varient peu au cours du temps. Ce cycle de température va avoir des implications au niveau de la minéralisation de la MO mais aussi de la diffusion. Ainsi une augmentation de température a pour conséquence d'augmenter le métabolisme des bactéries présentes dans le sédiment, de ce fait une plus grande quantité de MO est minéralisée (Robador et al., 2016). Le phénomène inverse est observé quand la température diminue. Concernant la diffusion, le même phénomène est observé : une température plus élevée entraîne une diffusion plus rapide au sein du milieu poreux (Mesnage et al., 2013).

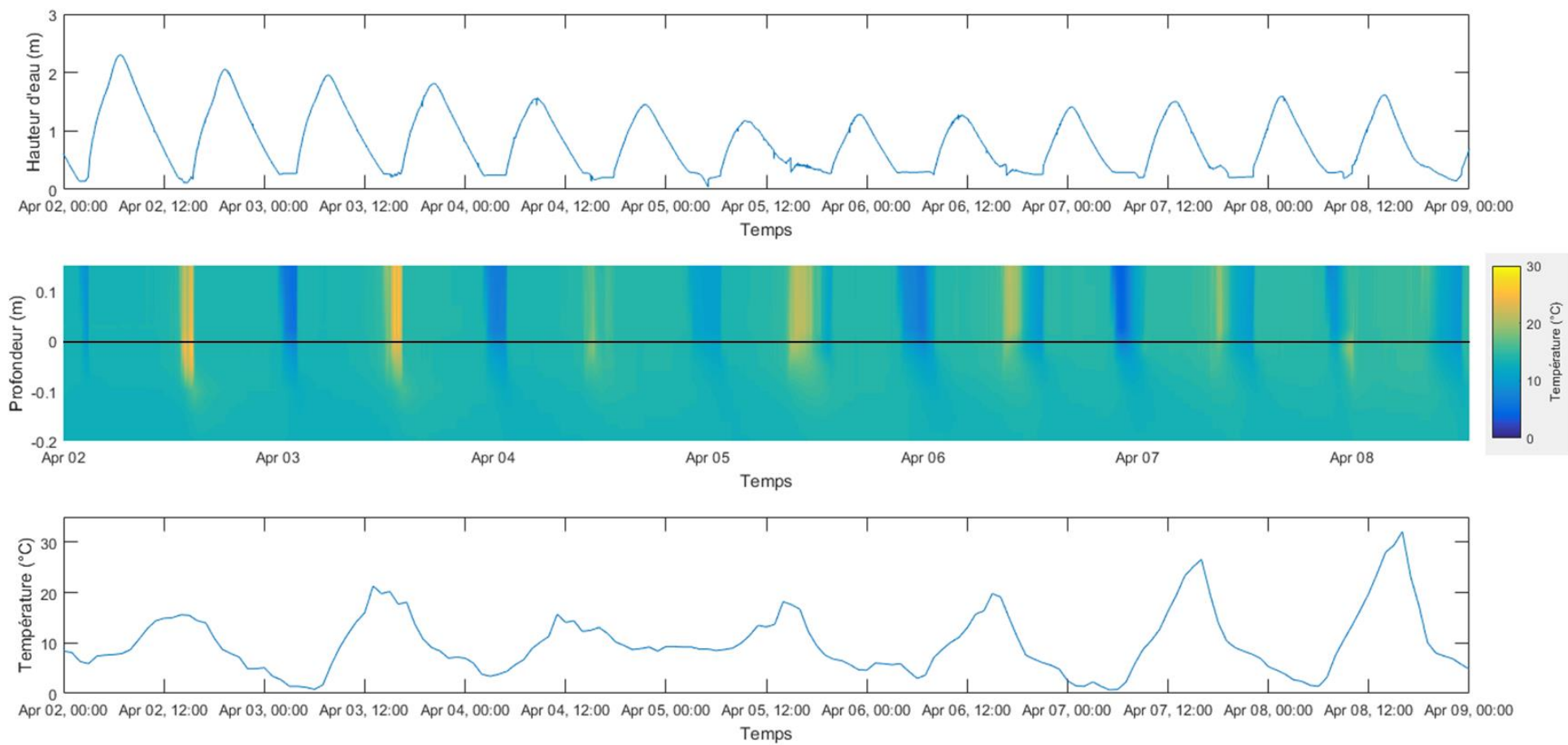


Figure 43 Agrandissement du profil de température au niveau de la vasière fluviale intertidale (b) accompagné de la variation de la hauteur d'eau (a) et de la température de l'air relevée à station météorologique la plus proche (c)

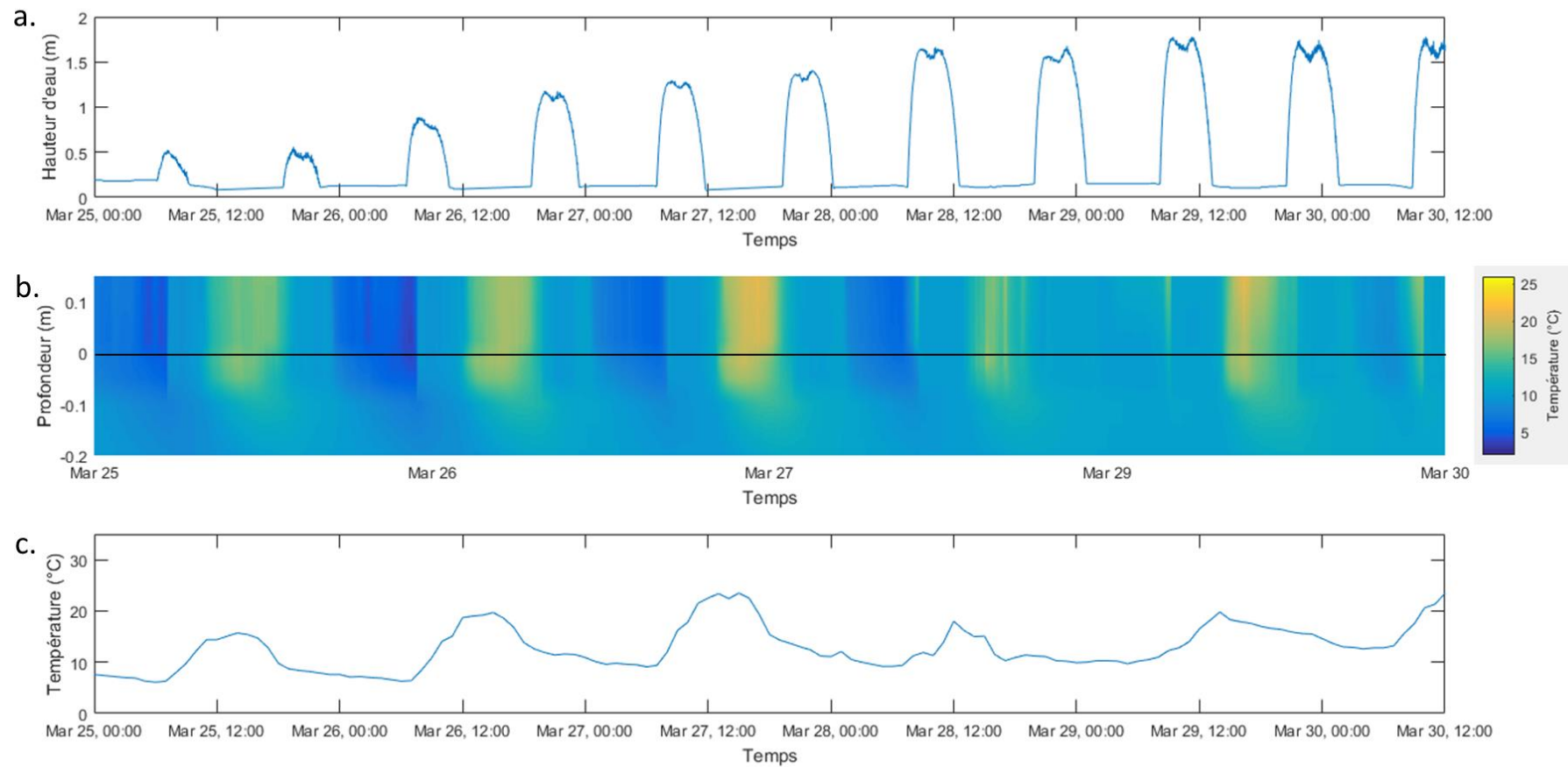


Figure 44 Agrandissement du profil de température au niveau de la vasière d'embouchure (b) accompagné de la variation de la hauteur d'eau (a) et de la température de l'air relevée à station météorologique la plus proche (c)

b) Dynamique de marée et niveaux topographiques associés

Les deux sites d'étude étant situés dans l'estuaire de Seine, ils sont impactés par le phénomène de marée. Afin d'étudier ce phénomène un Altus, un turbidimètre (section 2.e du chapitre Matériel et Méthodes) ont été posés sur les deux vasières plus un courantomètre sur la VE.

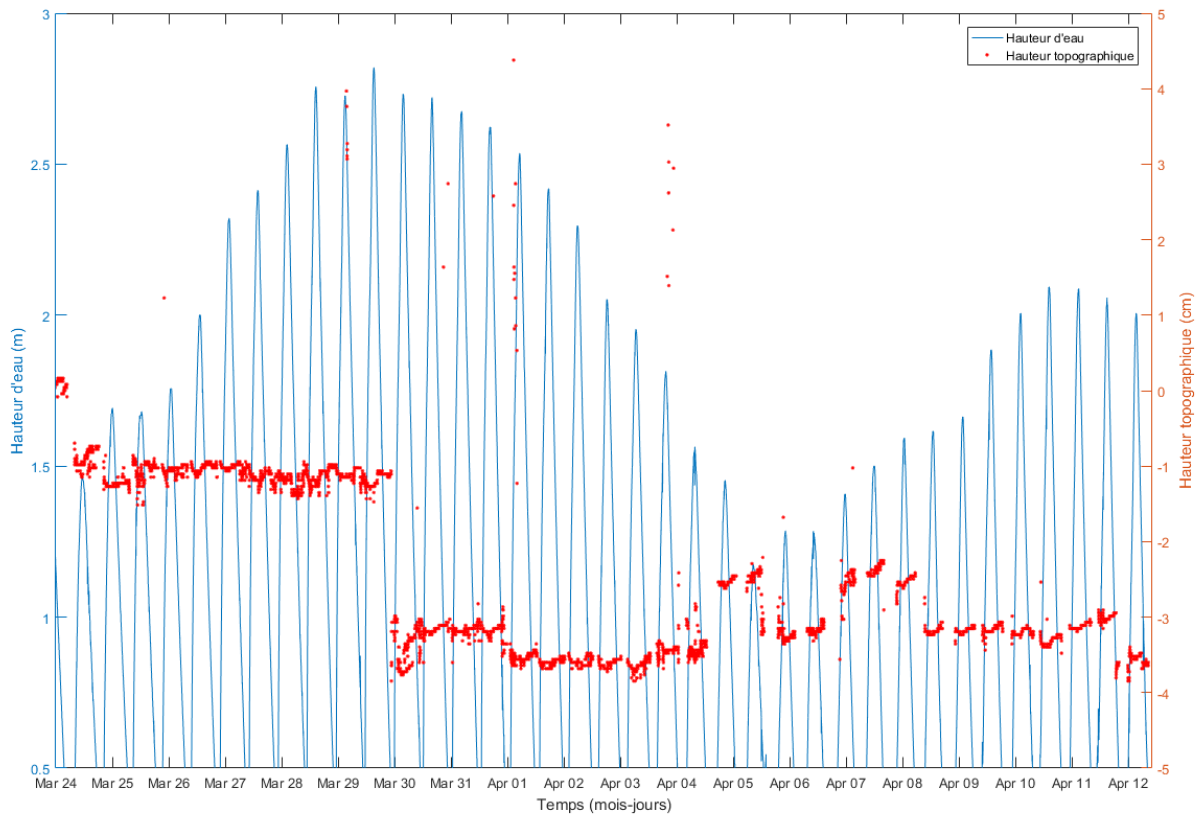


Figure 45 Evolution de la hauteur d'eau (en bleu) et de la topographie (en rouge) sur la vasière fluviale intertidale

La VF est caractérisée par un cycle de marée présent sur toute la période d'enregistrement avec un marnage allant de 1,1 à 2,8 m (Figure 45), on observe deux vives-eaux et une morte-eau. Le temps d'émersion de la vasière varie au cours du temps. Au début de la période d'enregistrement il est de quelques minutes puis augmente progressivement pour atteindre 4 heures au mois d'avril. Le calcul précis du temps d'émersion est difficile car le batillage (passage des bateaux) provoque une remontée artificielle du niveau d'eau. La VF est en érosion pendant toute la période avec un pic d'érosion le 29 mars à 22h. La vasière perd localement pour ce seul évènement 2,7 centimètres d'épaisseur. L'érosion continue ensuite graduellement malgré deux épisodes de dépôt de deux

jours le 4-5 et 7-8 avril au cours desquels la topographie augmente de 1 centimètre avant de diminuer de nouveau rapidement. Au total la vase s'érode de 3,6 centimètres sur toute la période.

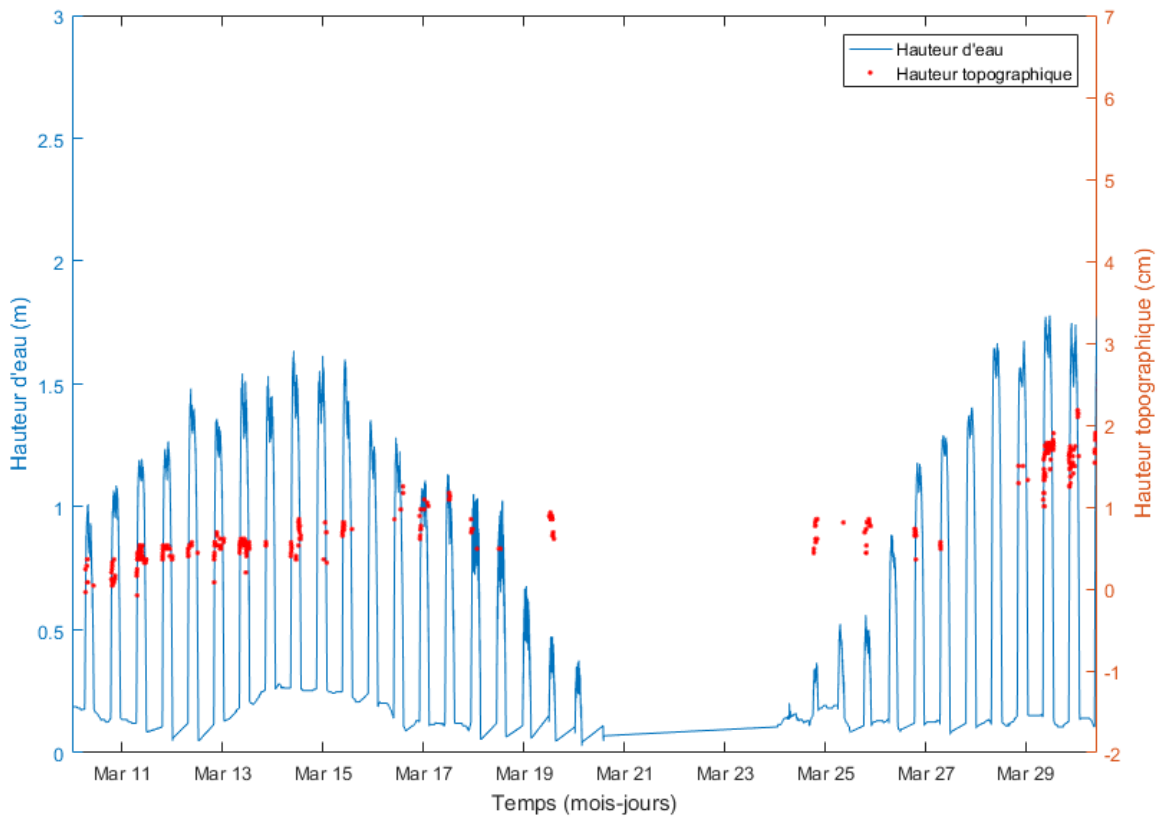


Figure 46 Evolution de la hauteur d'eau (en bleu) et de la topographie (en rouge) sur la vase d'embouchure

Située dans la partie supérieure de la VE (Figure 46), le site d'étude se caractérise par un cycle de marée intermittent : les plus faibles coefficients de marée ne permettant pas une hauteur d'eau mesurable par l'Altus la hauteur minimale de mesure étant de 20 centimètres. Le cycle de marée est donc absent (ou trop faible pour être calculée) entre le 21 et 24 mars. La hauteur d'eau maximum enregistrée est de 1,8 m dans la deuxième partie de l'enregistrement. Deux vives-eaux et une morte-eau (absence de marée enregistrée sur le site d'étude) sont observées durant la période d'enregistrement. Le temps d'émersion moyen de la vase est de 8 heures. La vase est en accretion sur cette période avec une augmentation de la topographie de 1,7 cm.

c) Variation temporelle de la turbidité de la colonne d'eau au-dessus des deux vasières

Si l'on observe le profil de turbidité de la VF (Figure 47) on remarque que la turbidité reste à un niveau de base autour de 20 NTU (Nephelometric Turbidity Unit) pendant un cycle de marée. La grande majorité des pics ont lieu lors de la marée montante ou descendante quand le niveau d'eau est faible. Ce phénomène s'explique par le batillage, c'est-à-dire l'onde créée par le sillage du bateau. Lorsque que cette onde se déplace dans une eau de faible profondeur celle-ci est réfléchiée par le fond du chenal créant ainsi une vague de surf qui va perturber la surface du sédiment. Le sédiment est alors remis en suspension dans la colonne d'eau et la turbidité augmente.

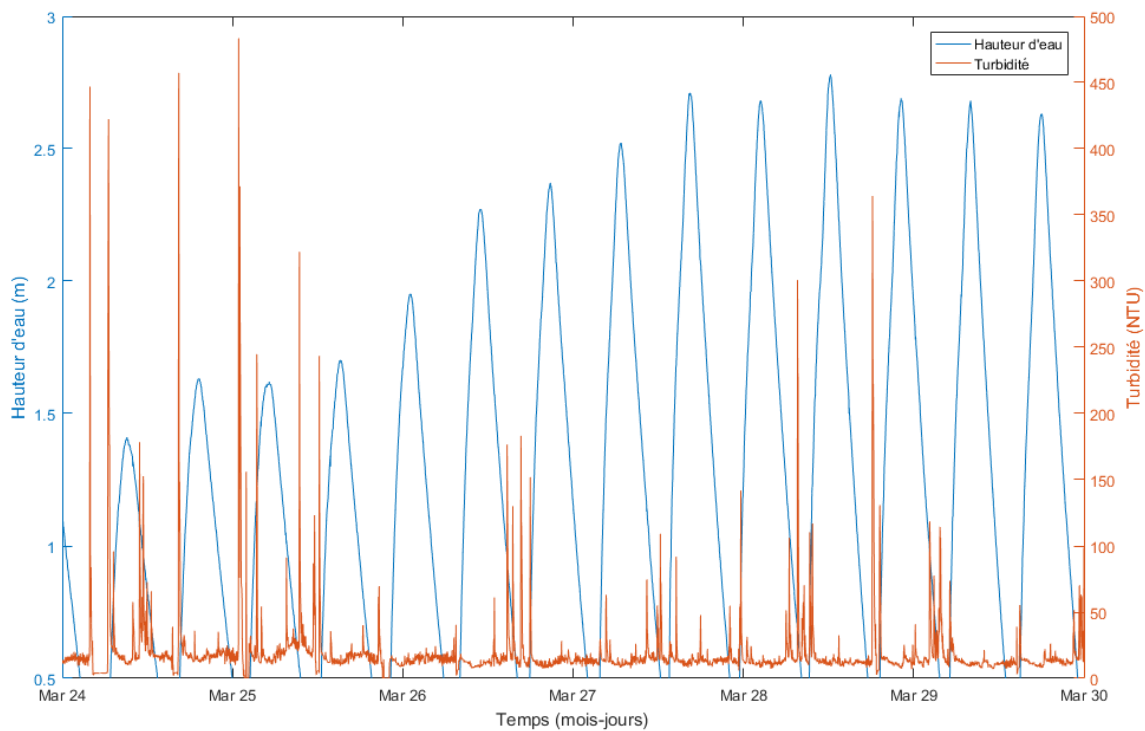


Figure 47 Evolution de la hauteur d'eau (en bleu) et de la turbidité (en orange) sur la vase fluviatile intertidale

Sur la VE, le profil de turbidité est différent (Figure 48). A marée basse, la turbidité est totalement absente (instruments non immergés). Pendant un cycle de marée, la turbidité présente un pic au début du flot puis la turbidité diminue sur le reste du cycle. Certains cycles sont caractérisés par la présence d'un second pic au moment du jusant (Figure 49). Il semble être en lien avec le coefficient de marée mais le faible nombre d'événements enregistrés ne permet pas de généraliser sur le processus observé.

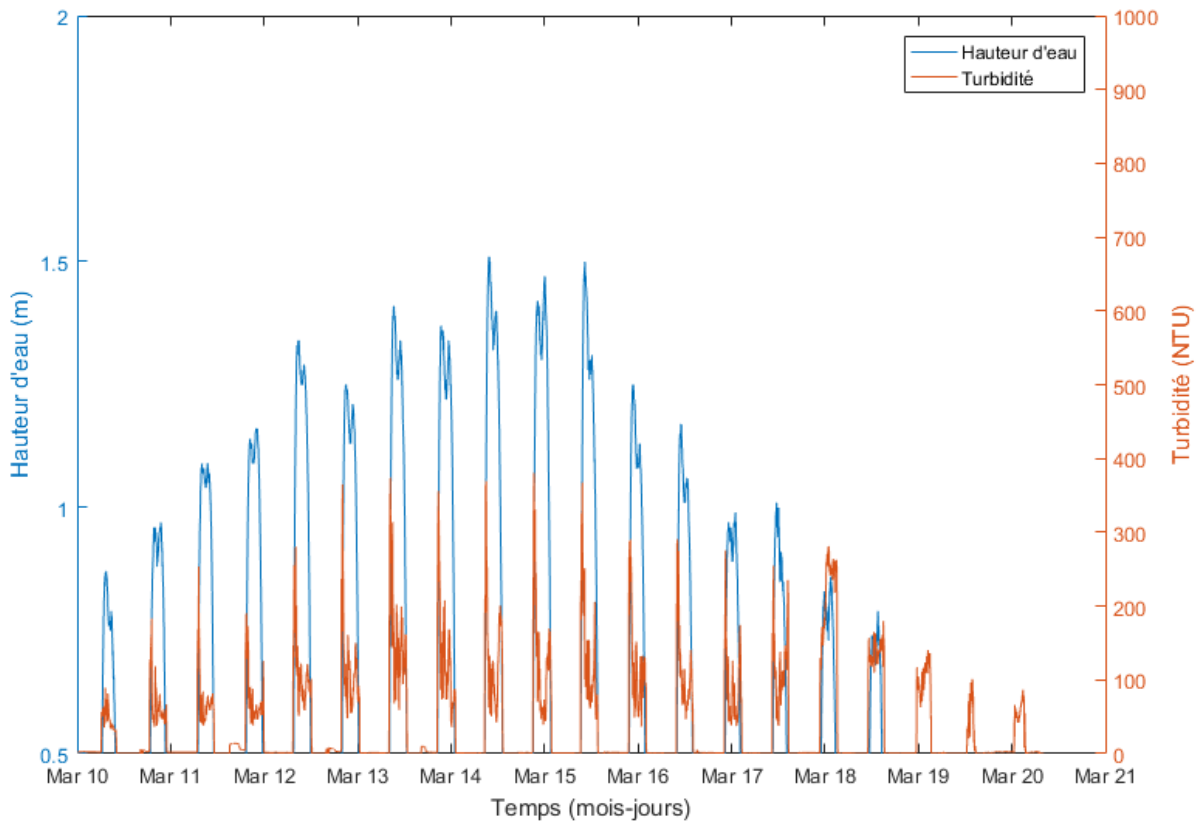


Figure 48 Evolution de la hauteur d'eau (en bleu) et de la turbidité (en orange) sur la vase à l'embouchure

La tendance observée sur les profils de turbidité est à mettre en lien avec les profils de vitesse. Seule la VE a été instrumentée concernant la vitesse du courant (Figure 49). Les deux pics de turbidité correspondent dans chaque cas à un pic de vitesse de courant. Le pic le plus important a lieu au moment du flot, celui du jusant étant de plus faible intensité. Ce déséquilibre entre le flot et le jusant explique l'accrétion qui a lieu sur la vase : les particules amenées lors du flot se déposent et ne peuvent être remises en suspension du fait de la faible vitesse du jusant. Ces particules apportent au sédiment de la matière organique particulaire qui est dégradée dans le sédiment et qui induit la libération de nutriment (C, N, P) dans l'eau interstitielle (Boynton et al., 1980).

La Figure 49 permet aussi d'observer le phénomène de double-plein qui caractérise la marée dans la Baie de Seine. Il est ici atténué du fait de la modification de l'onde de marée par la morphologie de l'estuaire mais la baisse des vitesses de courant entre les deux hauteurs maximums de la marée est observable.

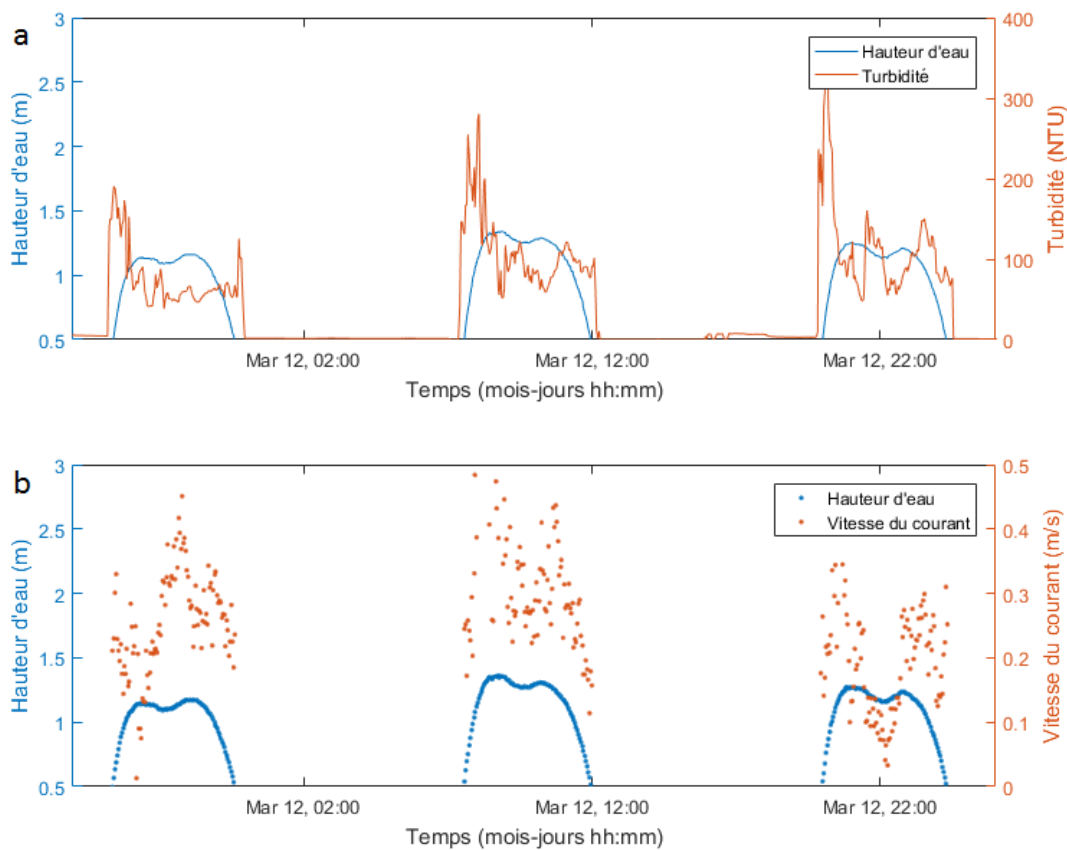


Figure 49 Comparaison entre l'évolution de la turbidité et de la vitesse du courant pour la vasière d'embouchure.

d) Conclusion : fonctionnement hydrodynamique des deux vasières étudiées

Bien que situées sur le même fleuve les deux vasières comparées dans cette étude sont très différentes du point de vue hydrodynamique. La VF présente un marnage deux fois plus important que la VE avec un temps d'émersion beaucoup plus court. La VF est en érosion sur la période d'enregistrement tandis que la VE est en accrétion. Leur position amont/aval explique en partie ces différences. Leurs fonctionnements sont complètement inversés : la VF est une vasière de stockage temporaire qui s'érode à l'étiage (Deloffre et al., 2005b). La VE est une vasière d'accrétion où l'érosion a lieu lors des tempêtes (Guézennec et al., 1999). Leur situation géographique vis-à-vis du chenal est aussi différente : la VF est située proche du chenal principal et est donc soumise au phénomène de batillage qui perturbe la sédimentation des berges, la VE surplombe le chenal principal et en est séparée par une microfalaise de 1.5 mètre. Cela a pour conséquence un marnage deux fois plus important à la VF que la VE. Nous allons étudier l'impact de cette hydrodynamisme sur la biogéochimie des sédiments de ces vasières.

3) Analyse biogéochimique des sédiments sur les deux sites d'étude

L'analyse des carottes sédimentaires et des paramètres hydrodynamiques et physiques sont complétés par l'analyse biogéochimique des sédiments sur les deux sites d'étude. Celle-ci est réalisée à l'aide d'outils d'échantillonnage insérés directement dans le sédiment (section 2.f du chapitre Matériel et Méthodes).

a) Evolution de la concentration dans l'eau interstitielle en fonction de la profondeur (D1D et DET)

i) Dialyseurs 1D

L'utilisation des dialyseurs 1D (D1D) permet d'obtenir les profils de concentration avec la profondeur pour les sites d'études de la VF et de la VE (Figure 50).

(1) Les profils de concentration en ammonium

Les profils de concentration en ammonium (NH_4^+) pour les deux sites sont différents. Pour la vasière d'embouchure (Figure 50 a), la concentration en NH_4^+ est très faible et inférieure au seuil de détection ($<1,1 \mu\text{mol/L}$) dans la colonne d'eau et dans les six premiers centimètres du sédiment. Elle augmente ensuite de façon régulière pour atteindre $365 \mu\text{molN/L}$ en profondeur. On observe que la variabilité des concentrations augmente avec la profondeur comme le montre l'élargissement des barres d'erreur.

Concernant la VF (Figure 50 b), la concentration est de $40 \mu\text{molN/L}$ dans la colonne d'eau ainsi qu'à l'interface eau-sédiment. Elle augmente rapidement dans les 5 premiers centimètres du sédiment où elle atteint $470 \mu\text{mol/L}$. A partir de cette profondeur l'augmentation de concentration est moins importante et se fait de manière linéaire jusqu'au bas du profil à -30 centimètres où les concentrations en ammonium atteignent alors $1300 \mu\text{molN/L}$. La variabilité entre les trois dialyseurs peut être appréciée grâce aux barres d'erreur sur les profils de concentration, il indique que les concentrations sont peu variables pour chaque profondeur.

Les valeurs de concentration en NH_4^+ observées pour la VF sont jusqu'à 10 fois supérieures dans la colonne d'eau et 2,5 fois supérieures à -30 centimètres que pour la VE. L'évolution en profondeur est aussi différente : à l'interface eau-sédiment la concentration pour la VF augmente de façon abrupte alors que pour la VE le NH_4^+ est absent des premiers centimètres du sédiment.

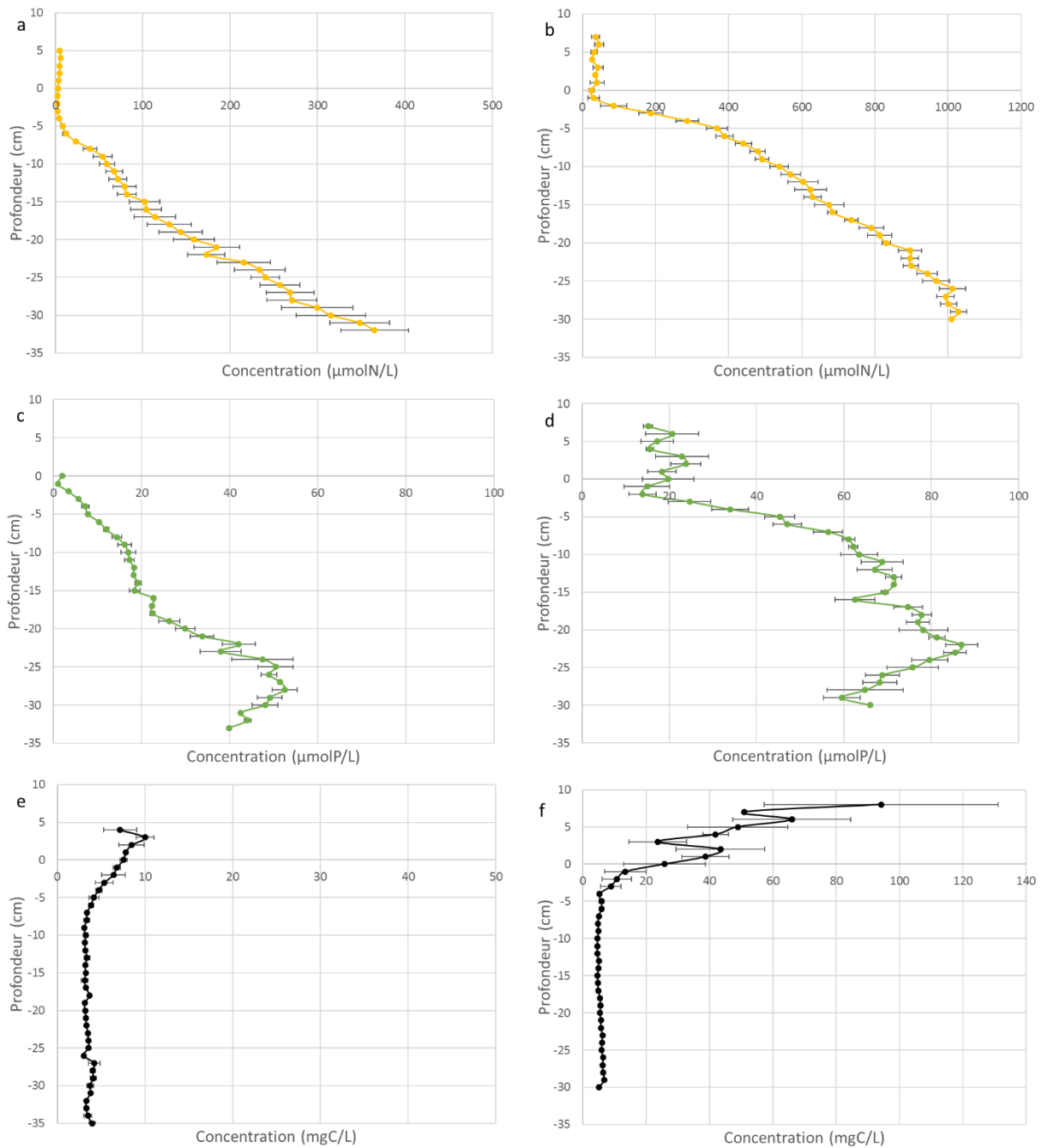


Figure 50 Profils de concentration en nutriments en fonction de la profondeur pour la vasière d'embouchure (a, c, e) et pour la vasière fluviale intertidale (b, d, f) concernant l'ammonium (en orange), les phosphates (en vert), le carbone organique dissous (en noir).

(2) Les profils de concentration en phosphate

La concentration en PO_4^{3-} pour la VE (Figure 50 c) présente une concentration très faible à l'interface eau-sédiment et inférieure au seuil de détection ($<0,65 \mu\text{mol/L}$). Elle augmente ensuite

linéairement jusqu'à -15 centimètres dans le sédiment pour atteindre 20 $\mu\text{molP/L}$. A partir de cette profondeur la concentration augmente de façon plus faible jusqu'à -28 centimètres dans le sédiment où elle commence à diminuer légèrement. La variabilité (barres d'erreur) est assez faible et n'augmente légèrement que vers -20 centimètres dans le sédiment.

La concentration en phosphate (PO_4^{3-}) sur la VF (Figure 50 d) présente une concentration de 15 à 25 $\mu\text{mol/L}$ dans la colonne d'eau. Elle augmente ensuite rapidement à l'interface dans les dix premiers centimètres où elle passe de 15 $\mu\text{mol/L}$ à 60 $\mu\text{mol/L}$. L'augmentation est alors plus lente jusqu'à -22 centimètres où elle atteint son maximum sur le profil (87 $\mu\text{mol/L}$) avant de diminuer et présenter une concentration de 60 $\mu\text{mol/L}$. La variabilité des concentrations augmente avec la profondeur comme le montre l'élargissement de la barre d'erreur.

La concentration en PO_4^{3-} est plus forte pour la VF mais l'écart est moins important que pour l'ion NH_4^+ . La variabilité est plus grande au niveau de la VF alors qu'elle est assez stable à la VE dans les 20 premiers centimètres.

(3) Les profils de concentration en carbone organique dissous (COD)

Sur la VE, le profil de concentration en carbone dissous dans le sédiment est quasi-vertical traduisant des concentrations assez faibles (Figure 50 e) avec des valeurs entre 2 et 4 mgC/L . La concentration entre l'interface et -9 centimètres montre un profil décroissant. Les valeurs de COD sont plus fortes à l'interface et dans la colonne d'eau qu'en profondeur. La variabilité des concentrations entre les dialyseurs est faible même si elle augmente près de l'interface.

Sur la VF, la concentration en COD dans le sédiment est stable et faible entre -5 et -30 centimètres (Figure 50 f) avec une valeur moyenne de 5 mgC/L . La concentration augmente fortement entre -5 centimètres et l'interface eau-sédiment pour représenter jusqu'à 5 fois la concentration dans le sédiment. Dans la colonne d'eau les valeurs de COD présentent des concentrations fortes mais la variabilité est importante entre les trois dialyseurs.

Même si les valeurs sont relativement plus faibles à la VE qu'au niveau de la VF, les quantités de COD présentes dans le sédiment sont peu importantes. Le profil de concentration est le même pour les deux vasières avec un profil décroissant entre la colonne d'eau et les premiers centimètres du sédiment. Les concentrations en COD dans la colonne d'eau sont beaucoup plus fortes pour la VF que la VE avec des valeurs pouvant être 4 fois supérieures dans les 5 premiers centimètres. Plus en profondeur, les concentrations sont stables et ne varient pas et l'écart entre les deux vasières est plus faible.

1. Gradient de concentration en N et P

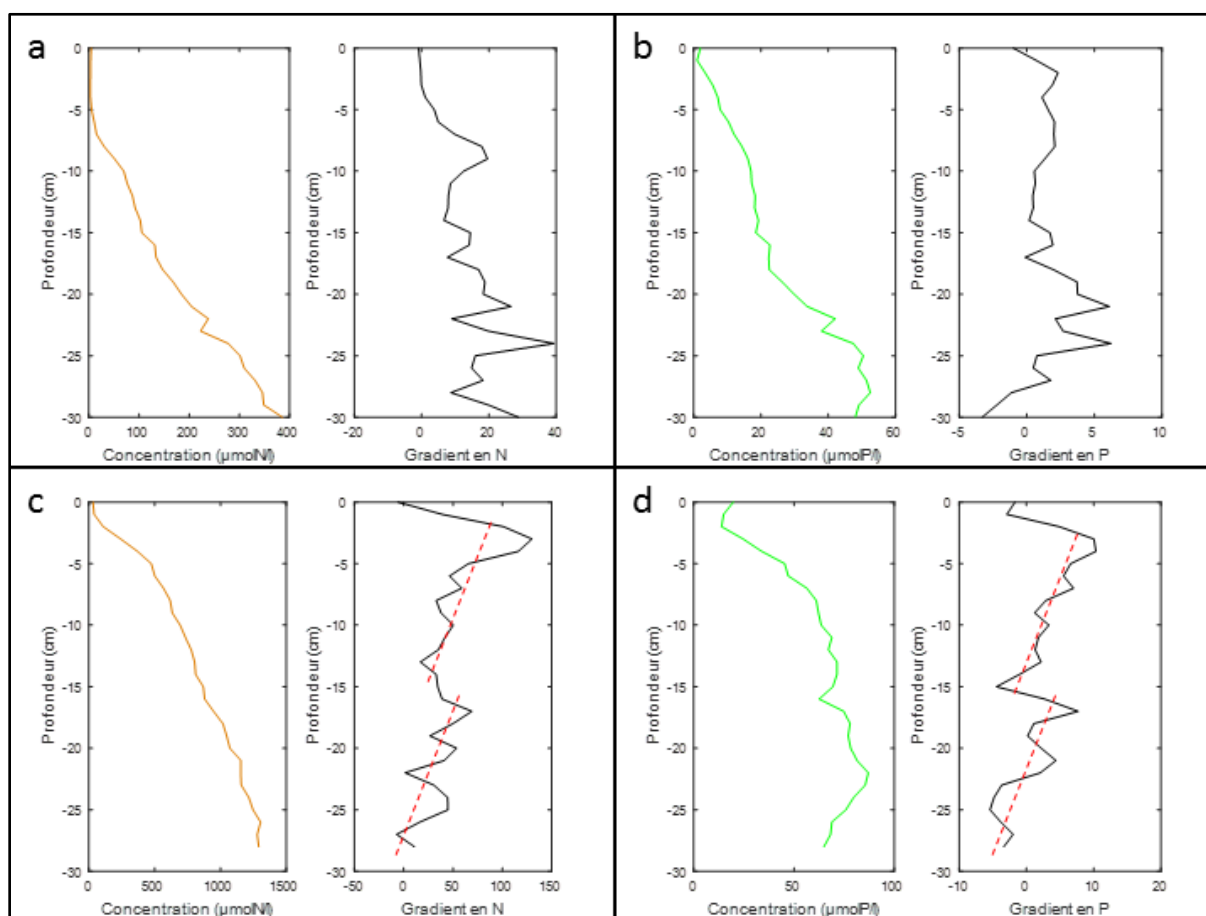


Figure 51 Comparaison entre les valeurs de concentration mesurées dans le sédiment (en orange et vert) et le gradient de concentration associé (en noir) pour la vasière d'embouchure (a et b) et la vasière fluviale intertidale (c et d).

L'utilisation des gradients de concentration permet de connaître à quelle profondeur les flux sont les plus importants (Figure 51).

Sur le profil d'ammonium de la VE (Figure 51 a et c) les gradients de concentration augmentent de façon progressive avec la profondeur, on observe tout de même des pics à -9 et -24 centimètres. Ils correspondent à un changement rapide de la porosité (Figure 37 d). Les gradients de PO_4^{2-} sont nuls dans les 15 premiers centimètres du sédiment (courbe verticale) puis ils augmentent à partir de -18 centimètres jusqu'à -25 centimètres pour ensuite diminuer.

Les gradients de concentration en NH_4^+ à la VF présentent un profil différent. Ils augmentent dans les -5 premiers centimètres puis diminuent graduellement sur le reste du profil. Cette décroissance s'effectue en deux parties identifiables (figurées par deux droites rouges discontinues sur la figure). Le premier segment se situe entre -5 et -15 centimètres, le deuxième entre -15 et la fin du profil. La transition entre les deux segments est marquée. On retrouve le même schéma pour la concentration

en PO_4^{2-} en fonction de la profondeur. L'ordre de grandeur de ces gradients est en revanche relativement plus faible que pour le NH_4^+ . Dans les deux cas la pente de la droite reste la même ce qui indique une augmentation progressive de la concentration avec la profondeur et que la concentration varie à -15 centimètres de façon plus rapide localement. Comme pour la VE, la rupture de pente des gradients s'observe sur la Figure 37 et correspond à un changement rapide de porosité.

ii) Variation spatiale des concentrations en phosphate et en fer obtenues avec les DET

(1) La vasière d'embouchure

Les profils 2 dimensions pour le fer dissous et les phosphates ont été obtenus simultanément au retrait des dialyseurs du sédiment (Figure 52). Les DET ont été mis en contact du sédiment pendant une marée le temps de s'équilibrer. Le temps d'équilibration est estimé grâce à la formule de Davidson et al (1991).

À la suite d'un problème de contamination des réactifs utilisés pour révéler les concentrations en phosphates, une analyse quantitative des concentrations est impossible car l'intensité de la couleur est faussée. Une analyse visuelle qualitative reste possible. Il est important de noter que la figure concernant le phosphate a été retouchée dans la partie haute de l'image afin de faire disparaître cette contamination. L'image originale est visible en annexe 3.

Le profil de concentration en fer est inférieur à la limite de détection entre l'interface et les 5 premiers centimètres du sédiment, la concentration augmente ensuite et présente une répartition relativement uniforme sur toute la hauteur. Concernant le phosphate la répartition est moins homogène mais on observe toujours le décalage entre l'interface eau-sédiment. On remarque que les ions ferriques et phosphates sont situés à la même distance dans le sédiment de l'interface eau-sédiment. On ne semble pas distinguer de terriers d'espèces benthiques.

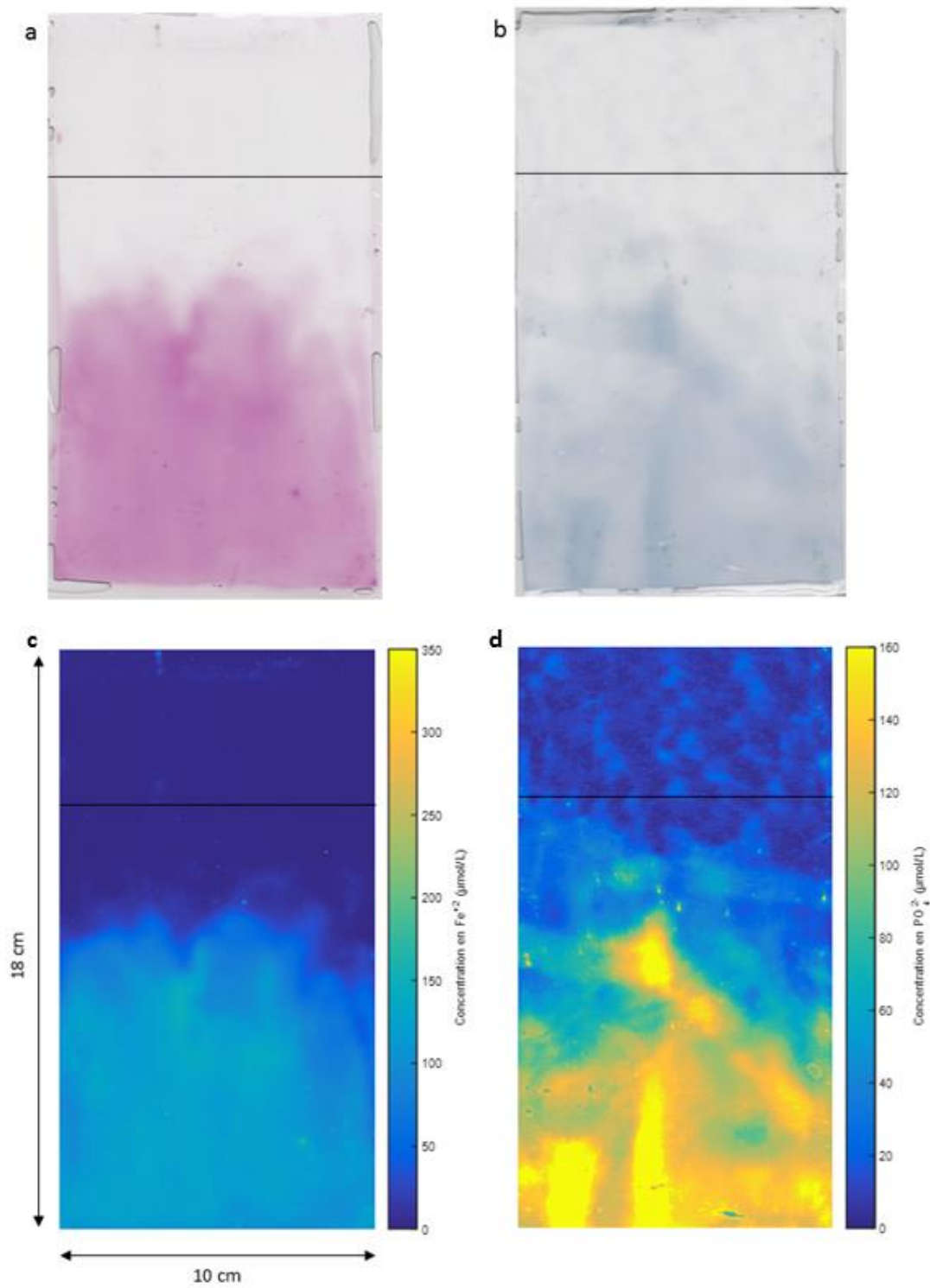


Figure 52 Images vraies (a et b) et fausses (c et d) couleurs des concentrations en 2 dimensions obtenues sur la vasière d'embouchure (a et c) Profil de Fe^{2+} (b et d) Profil de PO_4^{2-} . Le trait noir sur les images représente l'interface eau-sédiment.

(2) La vasière fluviatile intertidale

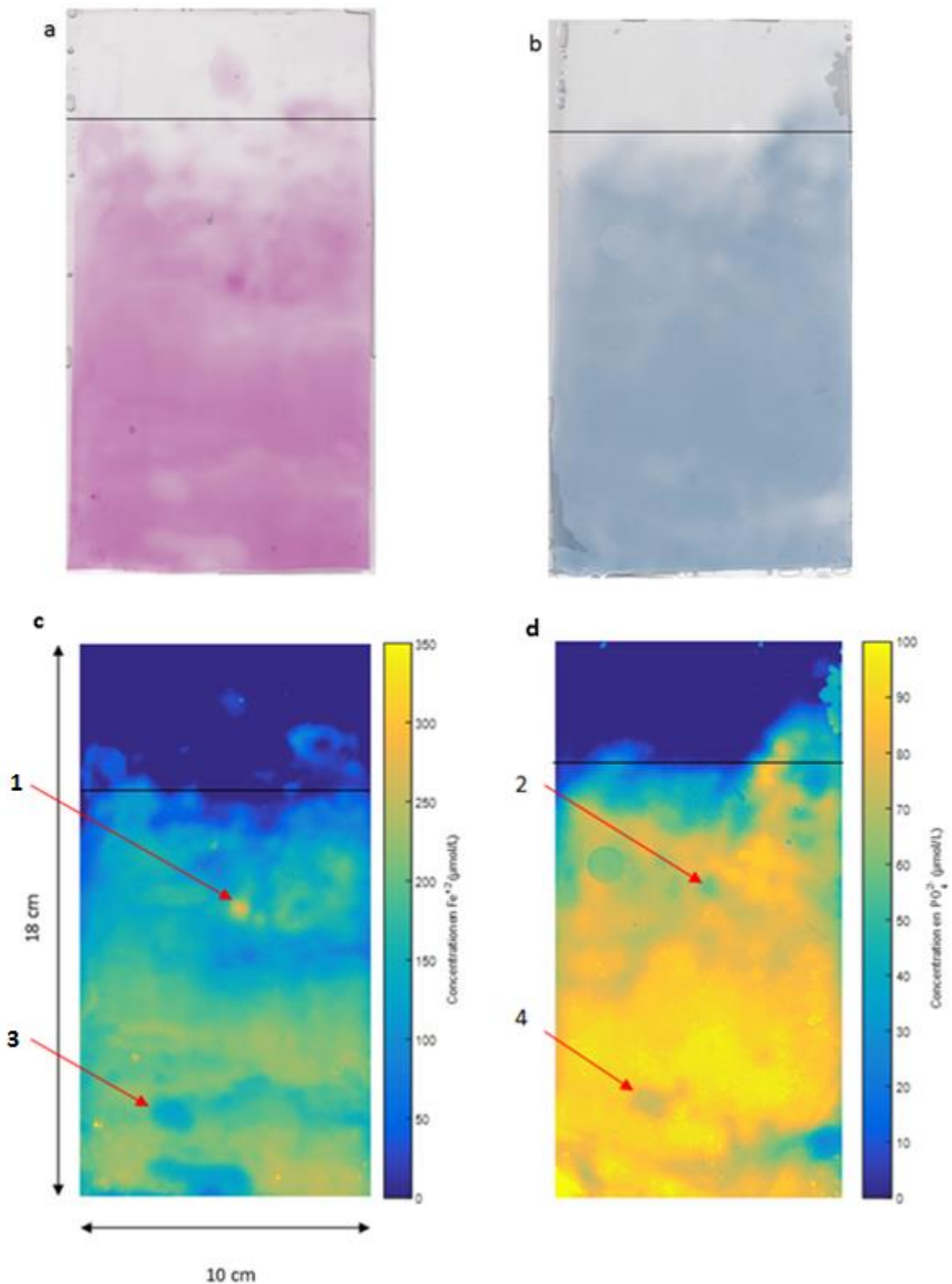


Figure 53 Images vraies et fausses couleurs des concentrations en 2 dimensions obtenues sur la vasière fluviatile intertidale (a et c) Profil de Fe²⁺ (b et d) Profil de PO₄²⁻. Le trait noir sur les images représente l'interface eau-sédiment.

La Figure 53 représente les concentrations en fer dissous et en phosphate. Elles ont été obtenues dans les mêmes conditions que pour la VE.

Sur l'image représentant la concentration en fer en fonction de la profondeur (Figure 53 a et c), on observe une répartition inégale des concentrations avec un pic de forme circulaire situé à la moitié de l'image (flèche rouge 1 sur la figure). La concentration en fer augmente régulièrement avec la profondeur entrecoupée par des zones de concentration plus faible.

Les concentrations en phosphate dans le sédiment sont présentées sur la Figure 53 (b et d). La répartition est aussi variable spatialement. La concentration augmente de façon régulière en profondeur sur le profil. Le pic circulaire de la figure précédente est aussi présent mais il représente ici une diminution locale de la concentration en phosphate (flèche rouge 2 sur la figure).

Dans le bas du profil une autre formation circulaire est commune aux deux images (flèche 3 et 4 sur la figure). Dans ce cas elles représentent une diminution locale à la fois pour le fer et les phosphates.

b) Interprétation des résultats

Les résultats montrent que les deux vasières présentent des profils de concentration en nutriments très différents qui s'expliquent par les processus qui ont lieu sur les deux vasières.

La faible concentration en NH_4^+ au-dessus de la Discontinuité de Potentiel Redox (DPR) au niveau de la VE s'explique par deux phénomènes : la présence de dioxygène et la salinité de la colonne d'eau. La salinité varie au cours du temps sur la VE (Figure 3). L'eau salée agit sur les sites d'adsorption ou sites d'échanges cationiques du sédiment qui sont saturés, le sédiment perdant ainsi sa capacité à adsorber le NH_4^+ . Cela provoque ainsi une augmentation de la quantité d'ammonium relarguée sous forme de flux (Seitzinger et al., 1991). La présence d'organismes benthiques à l'interface entraîne l'oxygénation du sédiment par remaniement mécanique. Le NH_4^+ est transformé en NO_3^- dans cette partie oxygène du sédiment par les bactéries présentes dans le milieu ce qui a pour conséquence des faibles concentrations en NH_4^+ dans la partie supérieure du sédiment (Boudreau et Jørgensen, 2001). On remarque nettement la zone oxygène du sédiment sur les profils DET (Figure 52) dans laquelle les concentrations en Fe^{2+} et PO_4^{3-} sont très faibles à nulles.

Ces deux processus s'appliquent aussi au PO_4^{3-} . Dans les premières centimètres oxygènes du sédiment les oxydes de fer et le P réagissent et s'oxydent ce qui conduit à l'obtention de complexe P-FeOOH (Ingall et Jahnke, 1997). Les ions phosphates libérés lors de l'oxydation de la MO sont ainsi adsorbés et retenus empêchant leur diffusion dans l'eau surnageante. La réduction de FeOOH

contrôle ainsi le relargage du PO_4^{2-} (Gunnars et Blomqvist, 1997). En dessous de la DPR (repérée par le changement de signe de l'Eh) dans des conditions anoxiques les oxydes de fer sont réduits ce qui provoque la libération du PO_4^{3-} dans l'eau interstitielle (McManus et al., 1997; Sundby et al., 1992) et une augmentation des concentrations en PO_4^{3-} avec la profondeur. Cette DPR est plus fine pour le PO_4^{3-} que pour NH_4^+ .

La diminution du pH à l'interface est aussi expliquée par la production de gaz carbonique et la réoxydation de métabolites tels que NH_4^+ ou Fe^{2+} lors de la dégradation oxyde de la MO (Van Cappellen et Wang, 1996). La formation de NO_3^- et $\text{Fe}(\text{OH})_3$ et la réduction de l'oxygène et des nitrates proches de la zone de discontinuité de potentiel redox s'accompagnent du relargage de H^+ ce qui entraîne un minimum local de pH (Zhu et al., 2006)

Concernant les PO_4^{3-} , l'effet de la salinité sur l'adsorption varie selon les auteurs. Soit elle favorise l'adsorption (Bally, 2003; Santschi, 1995) soit elle la diminue (Zhang et Huang, 2011) quand le gradient de salinité augmente. Etant située à l'embouchure de l'estuaire de Seine la salinité sur la vase varie en fonction de la marée entraînant ainsi un changement rapide de la salinité. Ceci montre le rôle complexe des processus qui agissent sur l'adsorption (Bally, 2003).

Sur la VF, la rapide augmentation du profil de NH_4^+ avec la profondeur (Figure 50) s'explique par le phénomène d'érosion-dépôt qui a lieu sur la vase (Deloffre 2005b). La concentration initiale dans le sédiment était à l'origine linéaire et débutant à zéro mais l'érosion a arraché cette partie du profil mettant au contact de l'interface une concentration déjà élevée en NH_4^+ . Par diffusion ce profil abrupt s'est atténué. On observe le phénomène semblable concernant le profil de PO_4^{3-} dont la concentration à l'interface commence à $14 \mu\text{mol/l}$ alors qu'elle est proche de zéro pour la VE.

On observe pour le sédiment de la VF plusieurs autres corrélations entre le profil de concentration, la porosité et la carotte du sédiment. La seconde passée sableuse (-23 centimètres) est corrélée avec un changement de pente de la concentration en PO_4^{2-} . A -16 centimètres dans le sédiment une diminution locale de la concentration est corrélée avec un changement abrupt de porosité. De plus la première passée sableuse (-10 centimètres) est caractérisée par une augmentation rapide de la porosité et d'une diminution locale de la variabilité de la concentration en phosphate. Enfin à l'interface le changement de pente de la concentration est corrélé par une augmentation rapide de la porosité mais aussi par la présence de sable.

En observant les gradients de concentration pour la vase fluviatile intertidale (Figure 51) on remarque que le changement abrupt de porosité correspond pour les gradients de concentration en NH_4^+ et PO_4^{3-} à deux séries de gradients décroissants séparées par une augmentation rapide de

gradient à -16 centimètres (lignes pointillées rouge sur la figure). Pour les gradients de concentration de la VE on n'observe pas une telle séparation franche. Les gradients peuvent donc renseigner sur l'histoire du sédiment et la dynamique du milieu.

Les deux sites bien que différents ont un point commun concernant la forme des profils de concentration en COD (Figure 50). Les deux vasières sont marquées par une accumulation de MO réfractaire par reminéralisation de la MO qui a lieu à l'interface eau-sédiment. Ce processus est réalisé par les bactéries présentes dans le milieu qui transforme la MO particulaire en MO dissoute (Burdige et Zheng, 1998). Au cours de la diagénèse précoce la MO labile est rapidement minéralisée, la MO réfractaire restante est progressivement enfouie dans le sédiment par sédimentation (Middelburg, 1989).

Enfin au vu des différences de concentrations dans la colonne d'eau et le sédiment, on observe que les deux sédiments étudiés sont sources d'ammonium et de phosphate pour la colonne d'eau et donc vont potentiellement venir enrichir le milieu aquatique. En revanche ils sont un puits pour le carbone dissous. Cette situation est en relation avec la saison à laquelle les sédiments sont étudiés. En effet au printemps l'apport en COD au sédiment est peu important (Wang et al., 2012). Concernant sa concentration dans la colonne d'eau elle est plus importante au niveau de la VF que de la VE car la concentration en COD diminue progressivement au sein de l'estuaire du fait de son rôle purificateur (Herman et Heip, 1999) et aussi car la VF est une vasière de stockage temporaire des sédiments (Deloffre et al., 2005b).

c) Comparaison de plusieurs méthodes d'échantillonnage de l'interface eau-sédiment

Une comparaison de méthode d'échantillonnages a été réalisée afin de montrer quelles sont les différences principales entre les dialyseurs 1D, les dialyseurs 2D et les DET. Pour cela une campagne de terrain réalisée en mars 2016 est utilisée. Lors de cette campagne trois dialyseurs 1D et 2D (pour les D2D seuls deux sont présentés) ont été introduits dans le sédiment au niveau de la vasière d'embouchure sur le même site que celui utilisé en 2017.

Sur la Figure 54 sont représentés les profils de concentrations issus des dialyseurs 1D et sur la Figure 55 les profils de concentration issus de dialyseurs 2D. Les profils du D1D concernent dans chaque cas une rangée de logettes sur les deux que possède le dialyseur, l'autre ayant été utilisée pour des analyses complémentaires. Le profil de concentration avec la profondeur est similaire à celui des données de 2017 avec une concentration faible en nutriments à l'interface eau-sédiment qui augmente avec la profondeur à partir de -6 centimètres. Concernant le profil en ammonium il augmente linéairement avec la profondeur. Pour les phosphates il présente dans un premier temps une augmentation de la concentration puis une diminution autour de -25 centimètres sauf pour le profil f qui montre un pic de concentration très prononcé à -14 centimètres dû la présence probable des restes d'un organisme benthique.

La Figure 55 représente les profils deux dimensions obtenus grâce aux D2D. Les profils sont filtrés à l'aide d'un filtre Savitzky-Golay (Savitzky et Golay, 1964) pour estimer les logettes manquantes dû à la présence des vis dans le cadre du dialyseur. Les concentrations en ammonium (Figure 55 a et c) augmentent avec la profondeur, sur la Figure 55 c l'augmentation est moins visible du fait de la présence d'un pic de concentration entre -20 et -30 centimètres. Le profil de concentration en phosphate est plus hétérogène (Figure 55 b et d) et plusieurs niches de concentration élevée sont présentes : entre -14 et -16, -23 et -26 et à partir de -29 à -36 centimètres pour la Figure 55 b, entre -22 et -26 centimètres pour la Figure 55 d. Sur les profils on observe que les concentrations en ammonium et phosphates sont corrélés, la répartition spatiale générale est commune aux deux éléments. Des pics de concentrations sont situés aux mêmes niveaux pour les deux éléments : niveau -33 centimètres pour les figures a et b, niveau -22 à -26 centimètres pour les figures c et d.

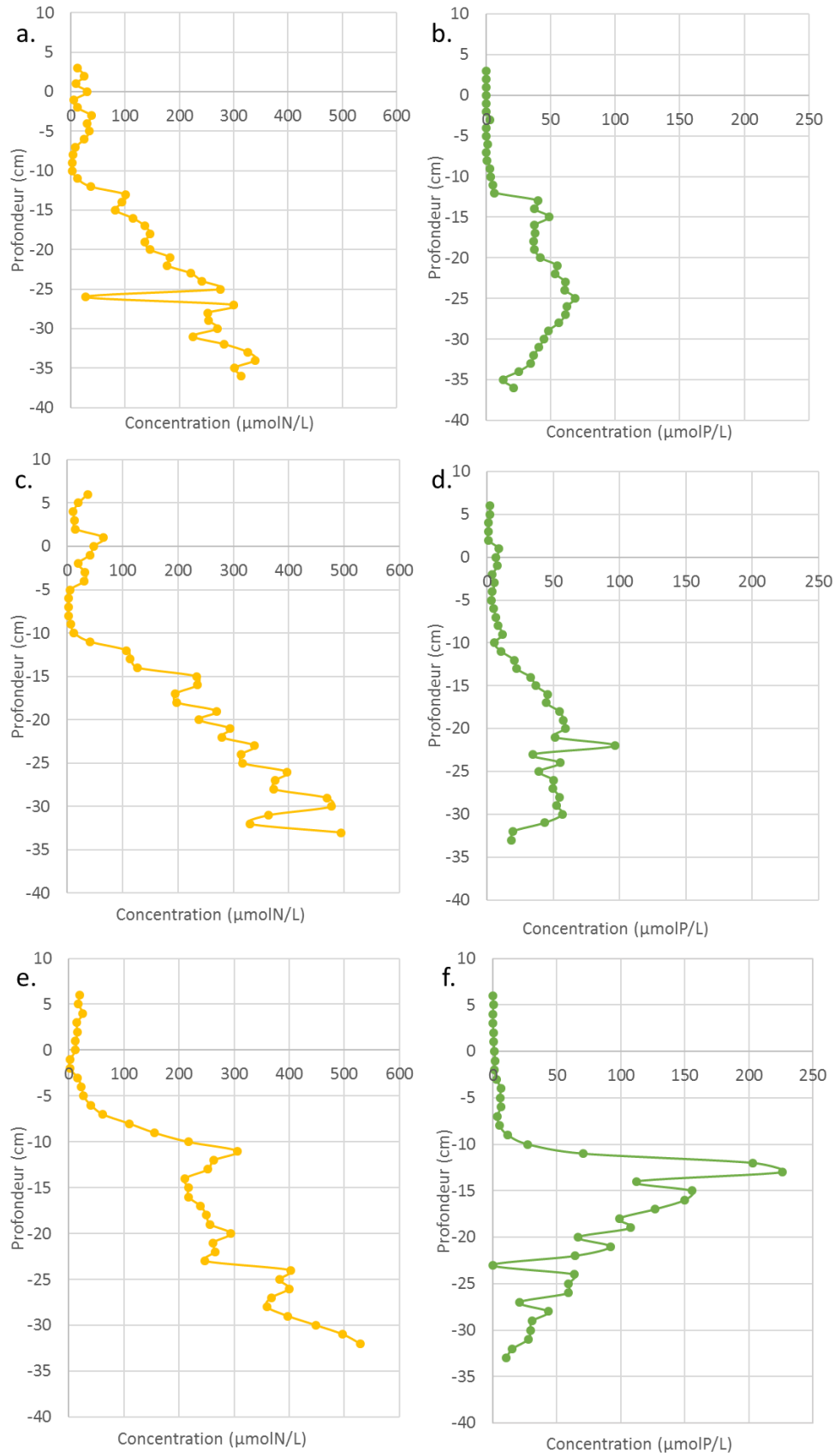


Figure 54 Profils de concentration pour trois dialyseurs implantés sur la vasière d'embouchure en 2016. Les profils représentent l'ammonium (a, c, e) et les phosphates (b, d, f) dans l'eau interstitielle.

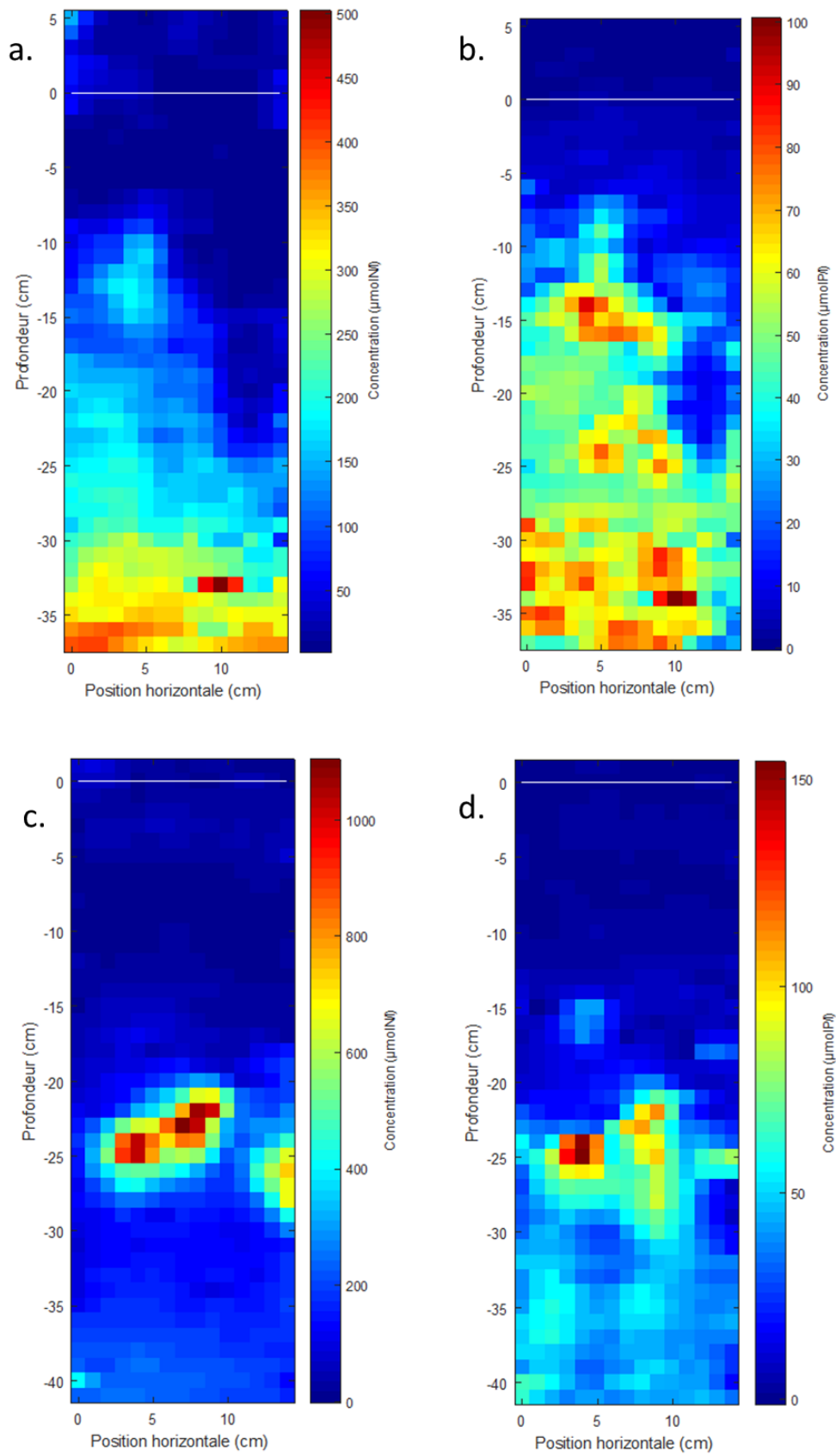


Figure 55 Profils deux dimensions en ammonium (a et c) et en phosphates (b et d) pour deux dialyseurs implantés sur la vase d'embouchure. Le trait blanc représente l'interface eau-sédiment.

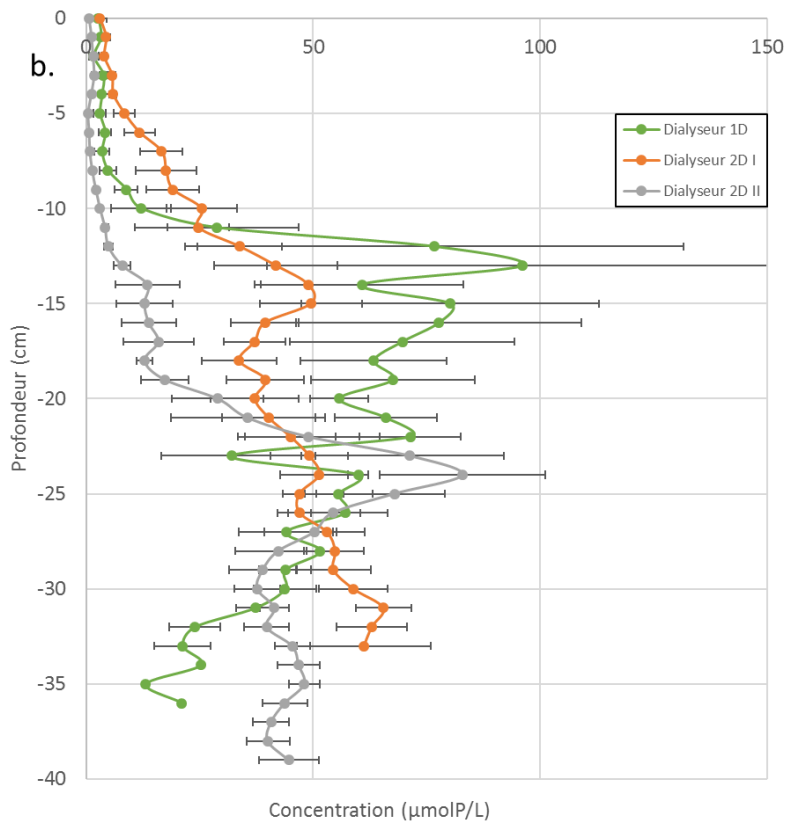
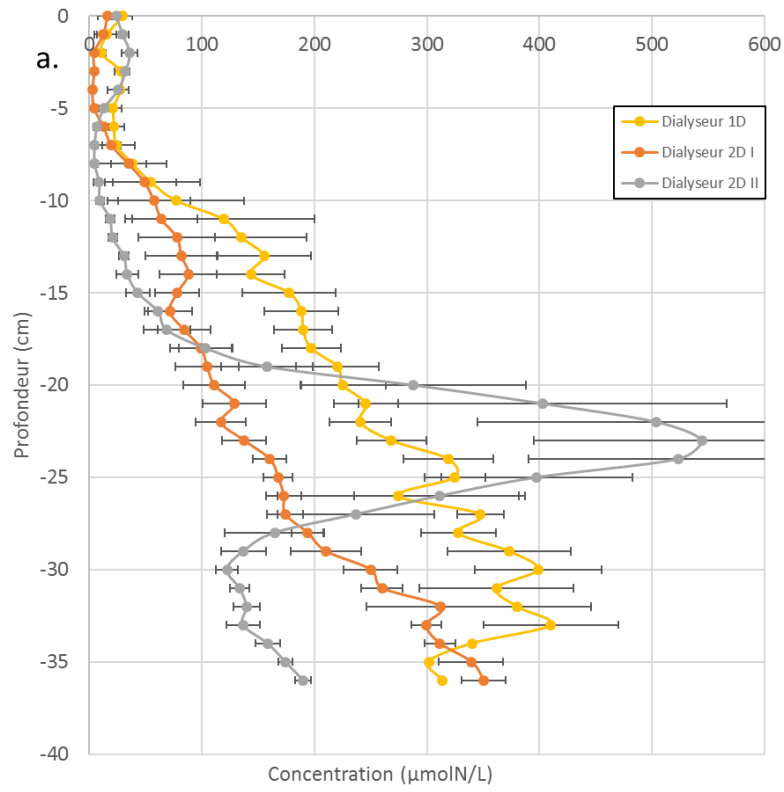


Figure 56 Comparaison des profils moyens de concentration en ammonium (a) et en phosphates (b) entre les dialyseurs 1D et 2D

La Figure 56 permet la comparaison entre les profils 1D et 2D dans le sédiment. Les profils 1D sont obtenus en faisant la moyenne de trois dialyseurs disposés dans un périmètre d'un mètre carré. Les profils 2D sont obtenus en faisant la moyenne de l'ensemble des logettes d'un niveau pour un dialyseur. Afin d'estimer la variabilité des profils obtenus l'écart-type est ajouté en barre d'erreur. Concernant les profils d'ammonium (Figure 56 a), les écarts entre les courbes augmentent avec la profondeur. Les concentrations sont plus fortes pour le D1D sauf pour les niveaux -20 et -30 centimètres où la courbe du D2D II observe un pic. Les écarts sont significativement différents car les barres d'erreur ne se recoupent pas. Concernant les profils de phosphates (Figure 56 b) ceux-ci se recoupent plusieurs fois le long des profils de concentration. Le profil de concentration du D1D est supérieur entre -10 et -20 centimètres avant de diminuer et devenir plus faible que les profils des D2D.

On observe une grande variabilité de concentrations sur l'ensemble des profils obtenus et il ne semble pas y avoir de différences majeures entre les méthodes des D1D et des D2D en termes de profils verticaux. On note tout de même que la largeur de la barre d'erreur pour les dialyseurs 1D est plus importantes que pour les dialyseurs 2D, ce qui montre que les concentrations sont plus variables que pour les D2D.

L'atout majeur des D2D est la possibilité d'obtenir des profils 2 dimensions du sédiment et d'observer les micro-niches au sein du sédiment. La contrepartie de cette meilleure résolution est le temps d'échantillonnage et analyse de chaque logette qui rend beaucoup plus long l'obtention des résultats. L'avantage du D1D est justement que son temps d'analyse est beaucoup plus court. L'inconvénient est que la résolution obtenue est plus faible. L'utilisation de l'une ou l'autre des méthodes dépend en fait de l'objectif fixé de l'étude : pour obtenir une estimation de la qualité du sédiment de façon globale et des bilans de flux à l'échelle d'une vasière, des D1D est la méthode la mieux indiquée. Pour obtenir des informations quant à la répartition spatiale des concentrations en nutriments, leur covariation au sein du sédiment et l'hétérogénéité du sédiment (Lewandowski et al, 2002), la méthode des D2D est la plus indiquée. L'alternative à cette méthode est la méthode des DET car leur implantation sur le terrain est plus aisée et le temps d'équilibration beaucoup plus court (quelques heures contre plusieurs semaines) (Cesbron et al., 2014) permettant de rester sur site car la pose et la récupération se fait le même jour. L'association de la méthode des DET avec la congélation à l'azote liquide, dès le retrait du sédiment, permet de fixer les concentrations dans le gel et de retarder leur révélation lors du retour au laboratoire.

Conclusion du chapitre III

Les résultats obtenus dans ce chapitre montrent que les deux sites d'étude choisis sont très différents concernant leur dynamique physique, chimique ou biologique.

La vasière d'embouchure est impactée par les courants de marée et le vent. Sa position haute par rapport au chenal l'isole de l'influence du courant du fleuve. Lors des marées de faible hauteur d'eau elle est totalement émergée pendant plusieurs jours augmentant l'influence du cycle diurne par rapport à la température sur l'interface eau-sédiment. Le profil du sédiment est homogène en termes de texture, ceci est lié à la présence d'organismes benthiques tels que des bivalves ou des vers polychètes marins qui fouillent le sédiment. La bioturbation contribue en revanche à l'hétérogénéité chimique du sédiment : l'oxygénation résultant du remaniement du sédiment impacte la dynamique des nutriments. En présence d'oxygène, la minéralisation de la matière organique se fait de façon plus rapide augmentant ainsi la quantité de nutriments libérée. Cependant la présence d'oxygène entraîne aussi l'adsorption des ions ammoniums et phosphates sur les particules du sédiment les rendant moins disponibles pour être diffusés.

La vasière fluviale intertidale est impactée par le courant du fleuve et la marée lors des périodes d'étiage. Sa situation au bord du chenal l'expose à l'action des vagues créées par le passage des bateaux (le batillage) entraînant une érosion plus marquée. Le profil sédimentaire sur la vasière est hétérogène en fonction de la profondeur et est lié au cycle d'érosion/dépôt. Des unités sédimentaires de texture fine sont entrecoupées par des unités sédimentaires présentant une texture plus grossière. La texture bulleuse (présence de cavités au sein du sédiment) permet de poser l'hypothèse de la formation de méthane dans le sédiment qui se concentre dans des cavités avant d'être libéré à l'interface. L'activité des organismes benthiques sur cette vasière est inexistante, le sédiment n'est donc pas remanié dans les premiers centimètres. Cette dynamique physique et biologique se retrouve au niveau chimique. Comme le sédiment n'est pas remanié de façon constante par la bioturbation, les nutriments sont présents dans l'eau interstitielle à l'interface eau-sédiment. Leur profil de concentration avec la profondeur est perturbé par la présence d'unités formées par le cycle érosion/dépôt notamment les phosphates.

A côté de ces spécificités propres à chaque site, cette étude a permis de mettre en avant le comportement de la chaleur sur les deux vasières et comment elle interagit avec l'hydrodynamisme et le cycle diurne. Lors d'une marée basse diurne le rayonnement solaire frappe directement la vasière ce qui entraîne le réchauffement des premiers centimètres du sédiment. Ce phénomène est amplifié par la coloration sombre du sédiment qui permet de capter une quantité importante de

chaleur. Lors d'une marée basse nocturne, le sédiment se refroidit en libérant de la chaleur du fait d'une température plus élevée que la température de l'air ambiant. A marée haute, la température journalière stable de la colonne d'eau agit en fonctionnant comme un stabilisateur de la température du sédiment. Ces variations de température au cours du temps ont un impact sur la diffusion, la minéralisation de la matière organique, la croissance du phytoplancton et l'assimilation des nutriments par les bactéries du sédiment (Yu et al., 2011; Robador et al., 2016).

Ce phénomène thermique s'ajoute aux phénomènes chimiques, hydrodynamiques et biologiques qui aboutissent à une grande hétérogénéité au niveau des vasières. Cette étude a permis de la caractériser :

- *L'hétérogénéité* que nous appellerons *sédimentaire*, où l'interprétation des résultats est faite à partir des carottes sédimentaires,
- *L'hétérogénéité physique* qui est caractérisée à partir de phénomènes physiques sur la vase (ici la température et la variation de hauteur d'eau et donc de pression)
- *L'hétérogénéité biogéochimique* liée à la concentration en nutriments dans l'eau interstitielle du sédiment.

Ceci contribue à faire des vasières des milieux extrêmement variés et dynamiques où de nombreux facteurs agissent dans ce fonctionnement.

Cette hétérogénéité biogéochimique est appréciée grâce aux méthodes d'échantillonnage passif du sédiment. Différents types d'échantillonneurs existent, leur utilisation dépend de l'objectif recherché. Pour obtenir une estimation globale de la qualité et des flux à l'échelle d'une vase le dialyseur 1D est à privilégier (Bally, 2003) car le temps d'analyse des échantillons est court par rapport aux dialyseurs 2D. En revanche si l'objectif est de connaître la répartition spatiale des concentrations en nutriments dans l'eau interstitielle, les dialyseurs 2D sont mieux adaptés (Lewandowski et al., 2002). L'inconvénient de la méthode des dialyseurs est le temps d'équilibration qui est de plusieurs semaines et le grand nombre d'échantillons pour les D2D. L'alternative à ces méthodes est la méthode des DET qui permet la pose et la récupération le même jour (Cesbron et al., 2014).

CHAPITRE IV

INFLUENCE DES PARAMETRES PHYSIQUES SUR LA DIFFUSION DES NUTRIMENTS A L'INTERFACE EAU-SEDIMENT

CHAPITRE IV INFLUENCE DES PARAMETRES PHYSIQUES SUR LA DIFFUSION DES NUTRIMENTS A L'INTERFACE EAU-SEDIMENT

Ce chapitre présente l'influence des paramètres physiques (température, porosité, coefficient de diffusion) sur la diffusion des nutriments (ammonium et phosphate) à l'interface eau-sédiment. La diffusion est étudiée dans deux directions de l'espace (Figure 57) :

- Verticalement grâce à l'utilisation de profil de température du sédiment au cours du temps
- Horizontalement à l'interface entre le sédiment et un dialyseur 1D (D1D) afin d'estimer l'équilibration de cet échantillonneur d'eau interstitielle

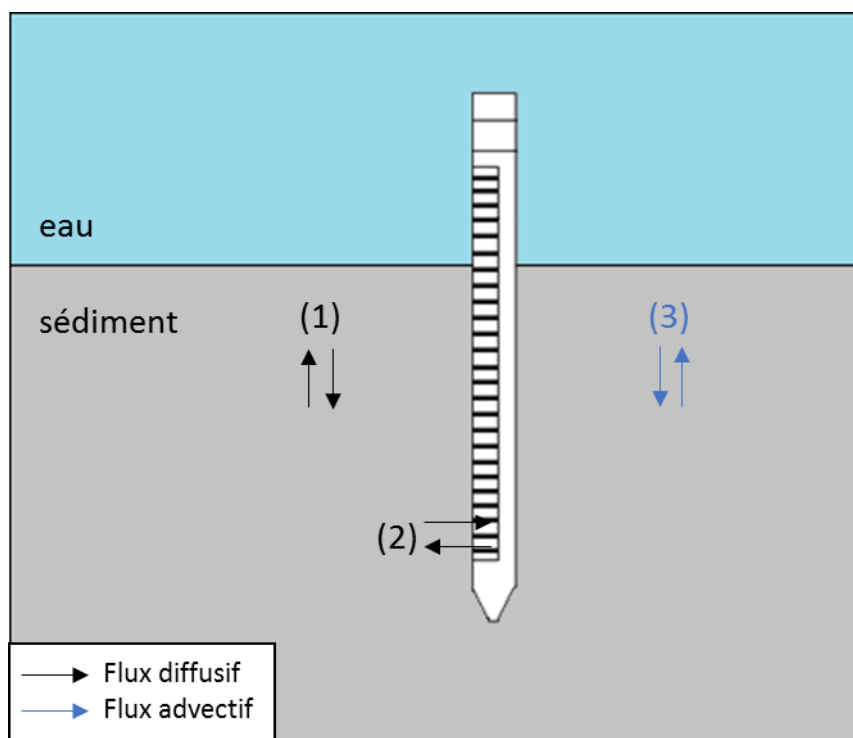


Figure 57 Schéma des modèles utilisés dans ce manuscrit : (1) modèle de diffusion verticale au sein du sédiment, (2) modèle d'équilibration du dialyseur, (3) modèles d'advection

Pour atteindre cet objectif deux modèles numériques ont été développés. Ils se basent sur les équations de diffusion de Fick (Fick, 1855). Le premier pour étudier la diffusion entre l'interface eau-sédiment et les 20 premiers centimètres du milieu poreux pour les deux sites d'étude grâce à l'utilisation de profils de température au cours du temps. La concentration est fixe au cours du temps. Le second pour estimer le temps d'équilibre entre le sédiment et les logettes d'un D1D en se basant sur des données issues de la vasière d'embouchure. La concentration évolue au cours du

temps. Ces deux modèles sont liés à la température par le coefficient de diffusion, les flux obtenus le seront donc aussi.

La première partie expose le comportement diffusif vertical des ions ammonium et phosphate dans le sédiment ainsi que les flux potentiels obtenus en sommant ces flux de façon journalière. La seconde présente les résultats du modèle d'équilibre du dialyseur et discute de l'influence des différents paramètres sur le calcul des flux.

Le chapitre est conclu d'une part en exposant les facteurs prédominants sur la diffusion dans les vasières et d'autre part en présentant les améliorations nécessaires à apporter aux modèles de diffusion.

1) Rôle du cycle diurne de la température sur la dynamique des flux de diffusion des nutriments

Le premier modèle est un modèle de diffusion simple dont le but est d'étudier l'impact d'un forçage physique (la température) sur les flux diffusifs à l'interface eau-sédiment. Il est basé sur les équations de Fick et utilise en entrée les profils de température en fonction du temps obtenue *in-situ* (campagne terrain de mars/avril 2017). Les variables forçantes du modèle sont la concentration en nutriment en fonction de la profondeur (basées sur les résultats des D1D), la porosité (obtenue grâce aux carottes prélevées). Ce modèle est de type stationnaire : il n'y a pas d'apports de nutriment en fonction du temps. Le terme source n'est donc pas pris en compte afin d'observer seulement la contribution de la diffusion dans les flux de nutriment.

a) Comportement diffusif de l'ammonium au sein du sédiment

Les flux d'ammonium sont comparés à la variation de température au cours du temps pour la VF (Figure 58 a) et la VE (Figure 59 a). L'évolution de la température sur la vasière est décrite en détail dans le chapitre III (section 2.a).

Les flux diffusifs en ammonium, pour la VF (Figure 58 b), sont faibles à l'interface puis ils augmentent progressivement et deviennent maximum à -3 centimètres de profondeur. Les flux diminuent ensuite de nouveau pour atteindre leur minimum à -11 centimètres. Les flux réaugmentent enfin légèrement dans la fin du profil. Pour la VE (Figure 59 b), les flux sont nuls à négatifs dans les 5 premiers centimètres. Ils augmentent ensuite pour atteindre leur maximum à -9 centimètres puis ils diminuent de nouveau. Les flux atteignent leur minimum local à -14 centimètres puis augmentent de nouveau jusqu'à la fin du profil.

Temporellement les flux diffusifs suivent la même tendance que celle observée sur les profils de températures de la VF et de la VE (58a et 59b, respectivement). Concernant la VF (Figure 58 b), la première période du 24 mars au 2 avril est marquée par une faible modification au cours du temps de la diffusion en ammonium. Puis à partir du 2 avril on observe des pics de diffusion au cours de la journée et des diminutions pendant la nuit à marée basse entrecoupée par une période où la diffusion varie peu. En fixant la profondeur à -3 centimètres (maximum de diffusion) la différence entre le jour et la nuit peut atteindre 39% (2 avril). Dans la première période cette différence est beaucoup plus faible : 2% (27 mars). Pour la VE (Figure 59 b), les flux suivent aussi les mêmes variations que la température. L'évolution temporelle est moins marquée que pour la VF : on n'observe pas de pic de diffusion pour chaque marée basse diurne ni de diminution pour

chaque marée basse nocturne. Le profil de variation est plus atténué que pour la VF. Les plus fortes valeurs de diffusion sont observées entre le 24 et le 31 mars. La différence de diffusion entre un pic et une diminution atteint un maximum de 16% à -9 centimètres (27 mars) Les variations de température sont observables en profondeur jusqu'à -12 centimètres pour les deux vasières mais pas en surface pour la VE.

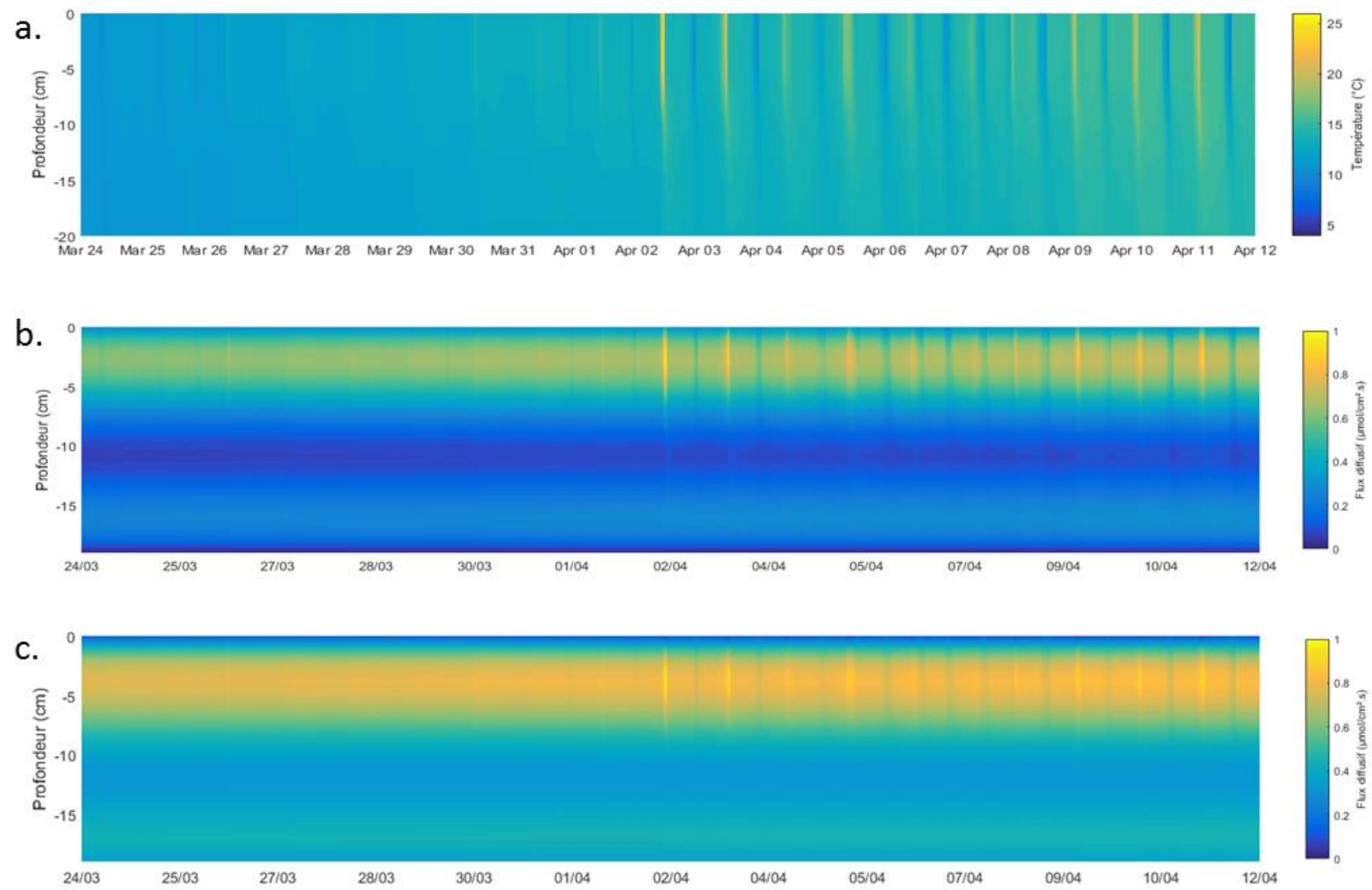


Figure 58 Evolution de la diffusion de l'ammonium (b) et des phosphates (c) au sein du sédiment de la vasière fluviale en relation avec la température du sédiment (a)

b) Comportement diffusif du phosphate au sein du sédiment

Le sens de variation du profil de diffusion des phosphates pour la VF (Figure 58 c) est semblable à celui de l'ammonium, on retrouve les mêmes augmentations et diminutions de flux. La différence principale est la valeur de la diffusion qui est $10e5 \mu\text{mol}/\text{cm}^2.\text{s}$ ce qui est plus faible que pour l'ammonium. La zone de diffusion maximum se situe entre -1 et -7 centimètres les valeurs les plus importantes étant à -4 centimètres. Dans la première période (du 24 mars au 2 avril) la différence entre la valeur maximale et minimale de diffusion est de 19%. Elle est de 30% dans la seconde période.

Pour la VE (Figure 59 c), le profil de phosphate est différent de celui de l'ammonium, il ne présente pas de zone à l'interface où la diffusion est nulle. Les valeurs de diffusion sont très faibles sur l'ensemble du profil. Verticalement les flux augmentent progressivement et atteignent leur maximum à -4 centimètres de profondeur. Les flux de diffusion diminuent ensuite pour atteindre un minimum à -13 centimètres avant de réaugmenter. Au cours du temps les flux présentent les mêmes variations que pour l'ammonium mais de façon beaucoup moins marquée. Les flux les plus importants ont lieu du 24 au 31 mars. Dans la première période (du 24 mars au 2 avril) la différence entre un pic et un creux de diffusion est de 19%. Il est de 30% dans la seconde période, ces valeurs sont identiques à celles obtenues pour l'ammonium.

On observe pour l'ammonium et le phosphate que la diffusion varie au cours du temps avec des pics de diffusion le jour et des baisses de diffusion la nuit. Comme pour la température ces variations dépendent du moment de survenue de la marée basse et du temps d'émersion, ce qui explique que ces pics de diffusion ne soient pas observés tous les jours de la même façon sur les deux vasières. On observe aussi que la diffusion est plus importante dans les dix premiers centimètres du sédiment (elle est décalée pour la VE du fait de la présence de la zone oxygénée à l'interface). Afin de mettre en évidence la variation diurne au cours du temps, les flux journaliers doivent être calculés.

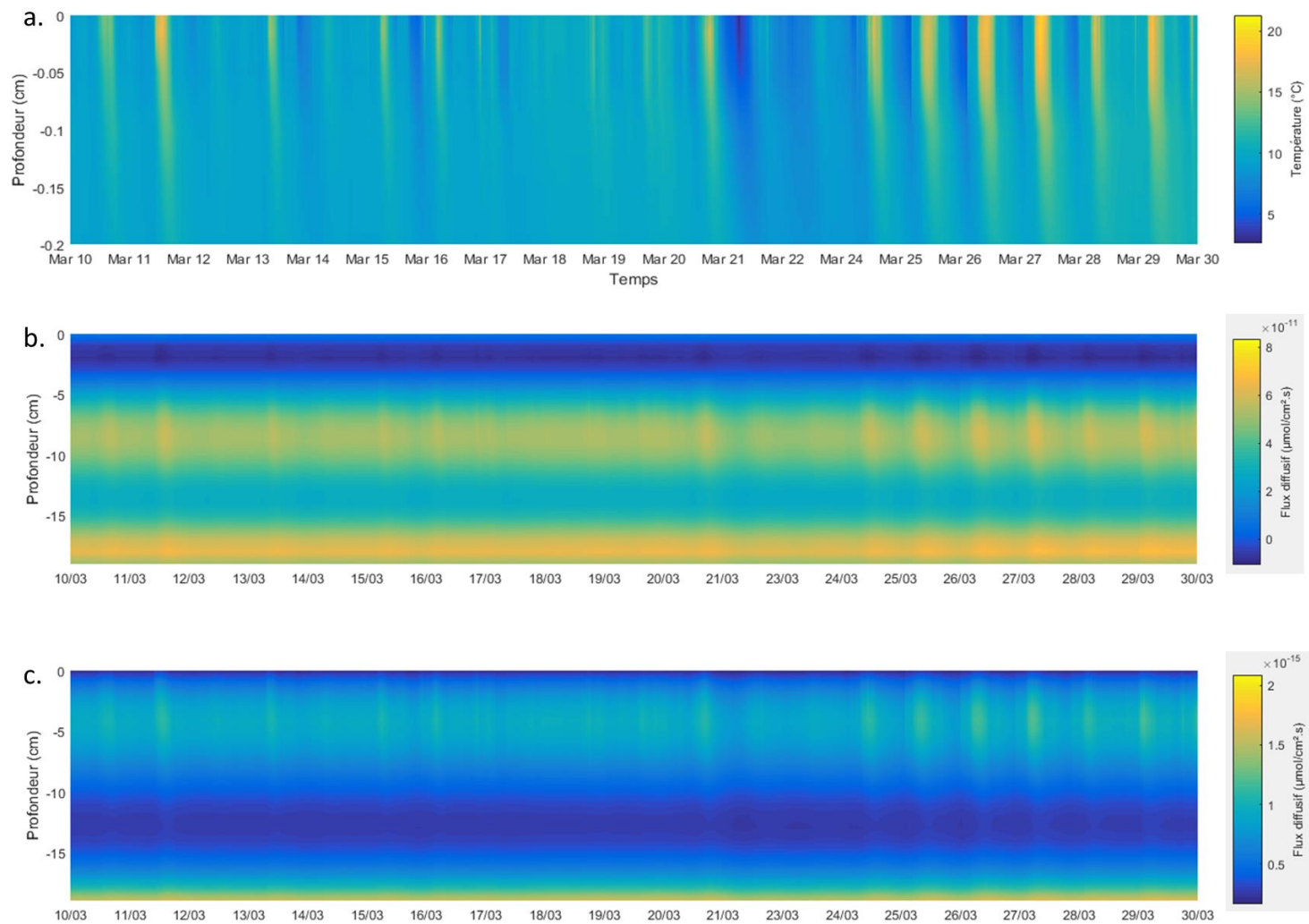


Figure 59 Evolution de la diffusion de l'ammonium (b) et des phosphates (c) au sein du sédiment de la vasière d'embouchure en relation avec la température du sédiment (a)

c) Flux journaliers associés au phénomène de diffusion

Afin d'apprécier l'influence de la température sur les flux diffusifs de façon journalière, les flux par seconde sont sommés pour obtenir les flux par jour. Sur chaque vasière, ce calcul est réalisé au niveau présentant la diffusion la plus importante : pour la VF le niveau choisi est -3 centimètres et pour la VE -9 centimètres.

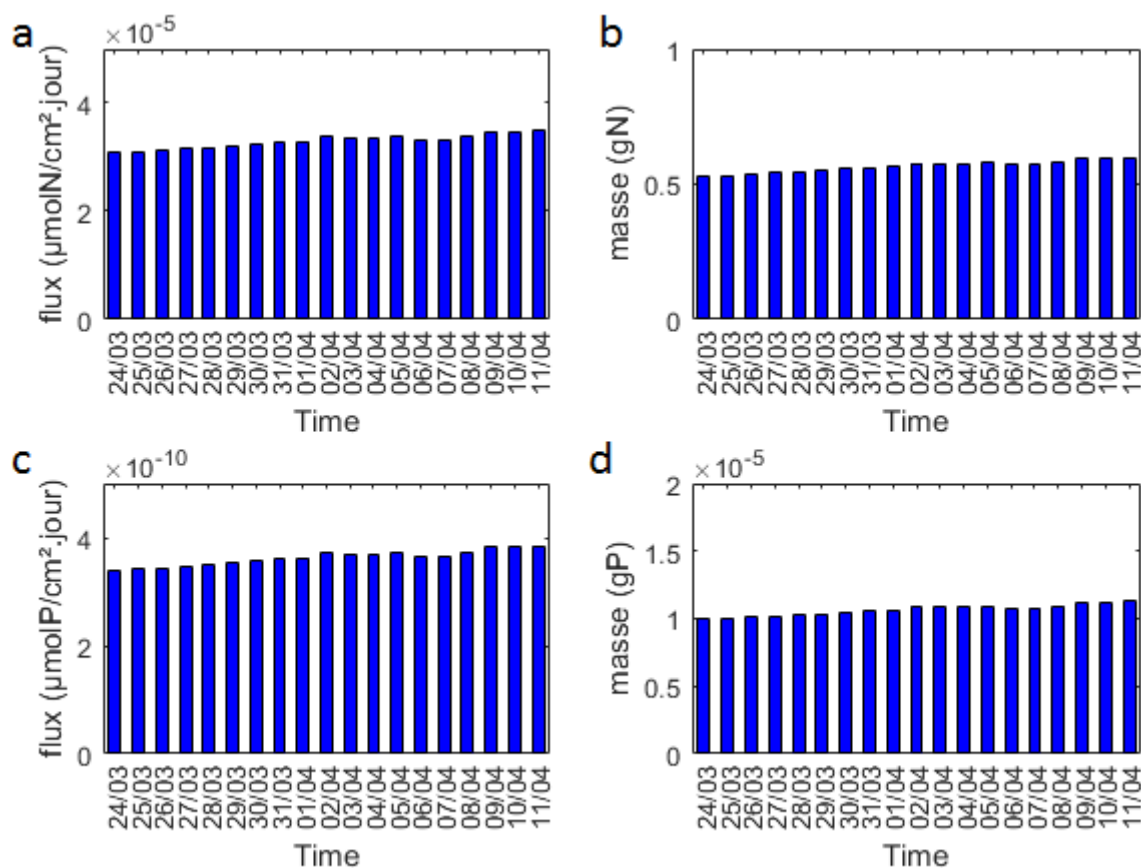


Figure 60 Flux diffusifs journaliers au niveau de la vasière fluviale intertidale en ammonium et phosphate (a et c) et les flux massiques associés en gramme (b et d)

Les résultats concernant la VF sont regroupés sur la Figure 60. Elle comprend les flux diffusifs journaliers (a et c) et les flux diffusifs rapportés à la surface de la vasière (9500 m²) (b et d). Les flux d'ammonium et de phosphate varient de la même façon au cours du temps seule la valeur absolue est différente. Cette différence est liée à l'écart de concentration entre les deux éléments. La quantité d'ammonium relarguée par jour est 10⁵ fois supérieure en ordre de grandeur. L'évolution au cours du temps des flux diffusifs est marquée par une augmentation progressive jusqu'au 2 avril puis ils diminuent jusqu'au 7 avant de réaugmenter jusqu'à la fin de l'enregistrement. Cette

augmentation progressive est en lien avec le réchauffement de l'air lié à l'arrivée du printemps et des températures plus clémentes.

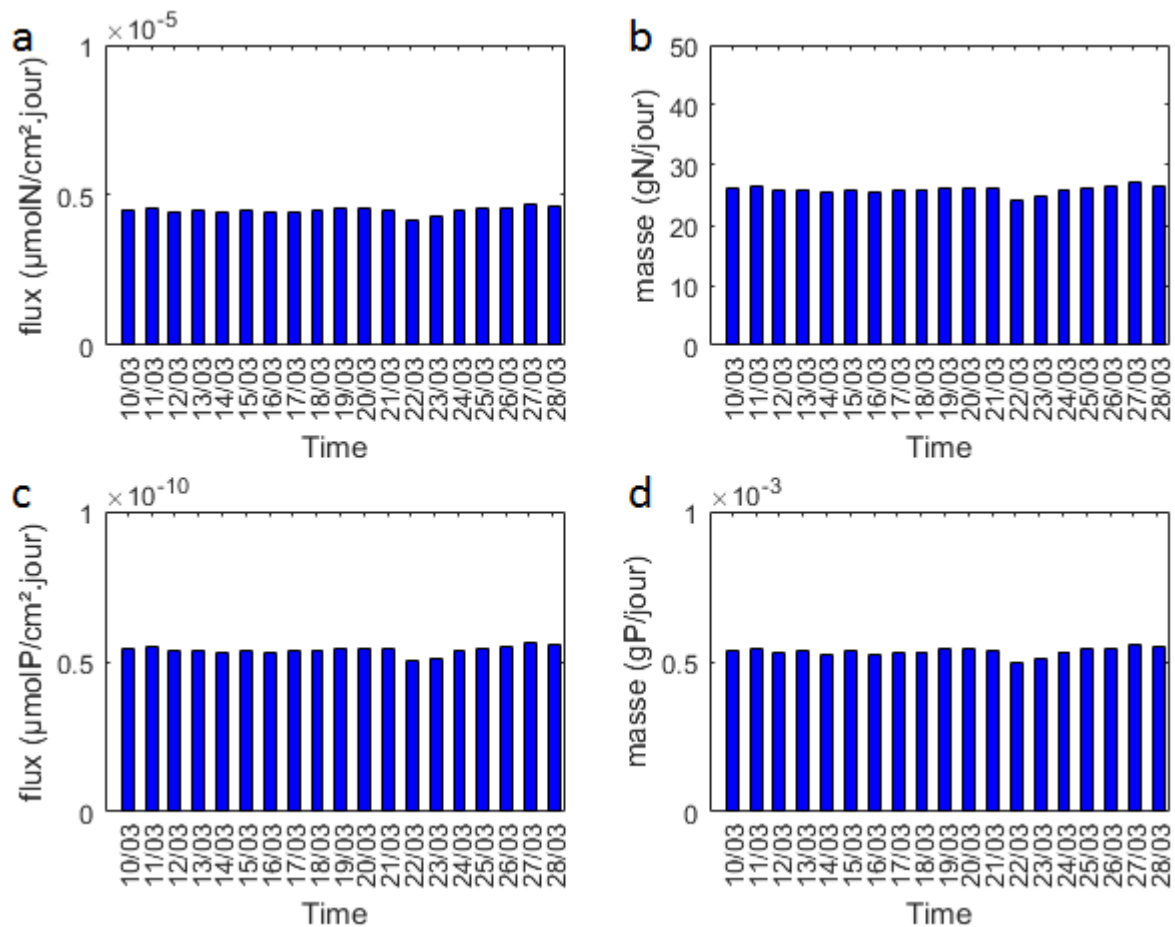


Figure 61 Flux diffusifs journaliers au niveau de la vasière d'embouchure en ammonium et phosphate (a et c) et les flux massiques associés en gramme (b et d)

Les flux journaliers au niveau de la VE (Figure 61) suivent une évolution différente. Ils sont relativement stables au cours de la période avec une baisse notable le 22 et 23 mars. Le NH_4^+ et PO_4^{3-} suivent la même tendance au cours du temps, comme pour la VF, la quantité de NH_4^+ diffusée est très largement supérieure à celle de PO_4^{3-} . L'ordre de grandeur est de 10^5 plus de NH_4^+ que de PO_4^{2-} . Le réchauffement lié à la saison printanière n'est pas retrouvé sur cette vasière.

d) Interprétation des résultats

Dans le sédiment le facteur principal de la diffusion est la température (comme défini dans la loi de Fick) dont on observe les pics sur les profils de diffusion. Ce paramètre est cependant modulé par les caractéristiques du sédiment : la porosité et le profil de concentration interviennent aussi en facilitant ou en retardant la diffusion. Les profils de porosité sont ceux des Figure 37 et Figure 39 du chapitre III pour respectivement la VE et la VF. A la VF, la porosité à l'interface est faible puis

augmente dans le sédiment, la concentration en ammonium et en phosphate est très faible à l'interface puis augmente. L'association de ces deux facteurs avec la température du haut du sédiment entraîne le pic de diffusion dans les premiers centimètres du sédiment. A la VE, les concentrations en ammonium étant très faibles dans les premiers centimètres on n'observe pas de diffusion. La diffusion augmente ensuite du fait des concentrations plus fortes et cela malgré une baisse de la porosité. Les concentrations en phosphate augmentant plus rapidement dans les premiers centimètres, la diffusion est maximum plus rapidement, même si elle reste faible du fait des concentrations peu importantes.

Ces résultats mettent aussi en avant que les flux de nutriments n'ont pas seulement lieu à l'interface eau-sédiment mais aussi à l'intérieur du sédiment. La présence de l'oxygène dans les premiers centimètres entraîne l'oxydation de l'ammonium (Boudreau et Jorgensen, 2001) et l'adsorption des phosphates (Gunnars et Blomqvist, 1997) ce qui déplace l'interface de diffusion de plusieurs centimètres dans le sédiment. Dans ce cas les nutriments n'ont pas de contact direct avec la colonne d'eau et ne sont donc pas diffusés au sein de celle-ci. On observe aussi que la zone de diffusion maximum couvre une épaisseur de 5 centimètres dans le haut du sédiment, ce qui permet d'apprécier l'étendue de la portion du sédiment soumis à ce phénomène. Plus en profondeur, la diffusion est plus faible.

Dans le chapitre III, il a été montré que la variation de température sur la vasière est liée à l'émersion du sédiment et surtout à la durée de la marée basse. La marée est donc un facteur important sur la vasière pour la diffusion car elle entraîne une augmentation de la diffusion à marée basse diurne et une diminution de diffusion à marée basse nocturne. La marée haute stabilise quant à elle la diffusion quand la vasière est recouverte. L'autre forçage important est la variation de la température avec la transition hiver-printemps. Comme on l'observe sur la Figure 60, les flux diffusifs augmentent de façon journalière avec le réchauffement de l'air ambiant. Sur la VE, ce phénomène n'est pas observé, ce qui peut être expliqué par le caractère exposé au vent de la vasière.

Enfin il faut noter que les flux massiques calculés sont des flux potentiels (Mozeto et al., 2001) omettant des paramètres tel que l'adsorption sur les particules et la bioturbation. Toutefois les profils obtenus laissent apparaître, surtout sur la VE, une zone à l'interface où les flux sont très faibles et qui indique un non relargage dans la colonne d'eau.

2) Relation entre la diffusion et les paramètres du sédiment dans l'équilibration d'un échantillonneur passif

Cette section présente l'article en cours de soumission au *Journal of Soils and Sediments* « Diffusion modeling approach for time equilibration dialysis porewater sampler (DPS) » écrit en collaboration avec Valérie Mesnage et Nicolas Lecoq du laboratoire Normandie Univ, UNIROUEN, UNICAEN, CNRS, M2C, 76000 Rouen, France.

Résumé

Afin d'évaluer la qualité des eaux dans un estuaire, les flux de nutriment à l'interface eau-sédiment doivent être mesurés. Dans ce but, nous avons développé une méthode in-situ : le dialyseur qui permet d'échantillonner l'eau interstitielle d'un sédiment. Il se compose d'une plaque de plexiglas de 30 centimètres de haut dans laquelle sont percées des logettes régulièrement espacées et recouverte d'une membrane de polysulfone perméable aux ions. Le dialyseur est verticalement inséré dans le sédiment. L'équilibration entre le dispositif et le sédiment peut être long et nécessiter entre 15 et 25 jours. Dans le but d'optimiser le temps d'équilibration du dispositif, nous avons développé un modèle de diffusion 1D qui considère les échanges entre le sédiment autour de la logette et le dialyseur. Les flux diffusifs de soluté dans le sédiment et la membrane perméable vers la cellule dialysante sont considérés dans la direction horizontale. Les paramètres pris en compte dans le modèle diffusif sont : (i) le coefficient de diffusion des nutriments (N, P), (ii) la tortuosité, (iii) la vitesse de perméabilité, (iv) la concentration initiale dans la direction verticale. La sensibilité du modèle par rapport aux paramètres physiques et chimiques du sédiment tels que la porosité efficace (ou tortuosité), la perméabilité de la membrane et la température du sédiment est évaluée. Une validation du modèle est effectuée avec des données obtenues à partir de sédiments constitués de vases estuariennes à l'embouchure de la Seine. D'un point de vue global, les résultats de la calibration du modèle 1D testés à partir des données terrain mettent en avant que l'équilibration du dialyseur n'est pas homogène sur les 30 centimètres de la colonne de sédiment. En effet, les résultats confirment une bonne corrélation entre les profils mesurés et modélisés sur l'ensemble du sédiment considéré à l'exception des 5 premiers centimètres, quels que soient les ions concernés (N ou P). Le modèle devrait donc être amélioré en prenant en compte plusieurs paramètres physiques qui impactent les premiers centimètres du sédiment surtout dans un écosystème aussi dynamique qu'un estuaire. Des paramètres biologiques devraient être aussi considérés tel que la bioturbation de la surface du sédiment et/ou l'activité des micro-organismes qui consomment les nutriments à l'intérieur de la logette. Il ressort que des paramètres tels que le taux de bioturbation

ou la densité bactérienne devraient être intégrés au modèle de diffusion dans le but d'estimer de façon plus précise les conditions environnementales.

Conclusion du chapitre IV

Dans ce chapitre la diffusion a été étudiée avec deux objectifs différents : (i) L'étude de la diffusion au cours du temps dans le sédiment en relation avec les variations de la température et (ii) L'estimation du le temps d'équilibre d'un échantillonneur passif en contact avec le sédiment.

Les différences majeures entre les deux modèles sont le sens dans lequel la diffusion est étudiée et l'évolution de la concentration au cours du temps. Le modèle de diffusion s'intéresse à la composante verticale tandis que le modèle d'équilibration s'intéresse à la composante horizontale. De plus le premier modèle considère une concentration invariante au cours du temps alors que le second considère une concentration qui évolue progressivement.

Le facteur commun prédominant aux deux modèles est la température. Ceci est lié au fait que les deux modèles se base sur l'équation de Fick qui stipule que la diffusion est fonction de la température. Ce phénomène est cependant modulé par plusieurs paramètres :

- La porosité qui augmente ou diminue en entraînant respectivement une augmentation ou une diminution des flux. Pour un profil de porosité décroissant avec la profondeur, l'équilibration est plus longue dans le bas du profil qu'au niveau de l'interface.
- Le coefficient de diffusion est aussi spécifique de l'espèce chimique considérée et ceci entraîne des comportements de diffusion différents : l'ammonium ayant un coefficient plus important diffuse plus rapidement dans le sédiment.

Ces caractéristiques communes aux deux modèles sont complétées par des spécificités propres à chaque méthode. Le modèle de diffusion appliqué à l'enregistrement des températures au cours du temps permet de mettre en lumière deux autres processus :

- Le cycle de marée qui intervient par la succession des phénomènes d'émersion/immersion. Le phasage/déphasage du cycle de marée avec le cycle diurne entraîne ainsi une augmentation ou une diminution de la température sur le sédiment qui en retour impacte la diffusion des espèces chimiques.
- La transition hiver-printemps qui joue aussi un rôle (observable sur le site de la VF), l'augmentation des températures au cours des mois de mars/avril est observé sur les flux de diffusion.

Le modèle d'équilibration met en avant que des gradients de concentration existent verticalement dans le sédiment et doivent être pris en compte pour estimer de façon adéquate la dynamique de d'équilibration.

Pour être optimisés les modèles devraient aussi intégrer des phénomènes tels que la bioturbation ou l'adsorption/désorption. Les modèles sont néanmoins pertinents et permettent de réduire les temps d'implantation dans la vase si les paramètres du sédiment sont connus de façon précise et d'apprécier les flux de nutriment à l'interface eau-sédiment. La modulation des paramètres du modèle permet aussi de l'utiliser dans des environnements différents tels que des mangroves tropicales (Sakho et al., 2013).

Il doit être noté que les flux calculés grâce à ce modèle sont des flux potentiels et non des flux réels. Les flux réels nécessitent d'intégrer le terme source de nutriments lors du phénomène de minéralisation de la matière organique ou les processus physiques tels que l'adsorption ou la bioturbation à l'interface eau-sédiment. Le but de ces modèles est donc de mettre en avant la part de la diffusion dans la dynamique des flux de nutriment.

La diffusion est donc un paramètre du sédiment ayant plusieurs implications au sein des vasières. Néanmoins son impact est limité par rapport à un autre phénomène ayant lieu dans le sédiment et dont la dynamique doit être prise en compte pour estimer de façon optimale les flux de nutriments : l'advection.

CHAPITRE V

DYNAMIQUE DE L'ADVECTION SEDIMENTAIRE DE DEUX VASIERES INTERTIDALES

CHAPITRE V DYNAMIQUE DE L'ADVECTION SEDIMENTAIRE DE DEUX VASIERES INTERTIDALES

Ce chapitre présente l'étude des phénomènes d'advection au sein du sédiment calculés avec des modèles intégrant en entrée des enregistrements spatio-temporels de la température dans le sédiment.

Ainsi, deux modèles d'advection ont été utilisés : les modèles VFLUX et 1DTempPro (section 3.b du chapitre Matériels et Méthodes). Ils sont basés sur l'équation de transport thermique. 1DTempPro est une interface graphique reprenant les équations d'écoulement et de transport thermiques développées pour le modèle VS2DH résolu par la méthode des différences finies. Les conditions aux limites sont appliquées aux thermomètres le plus haut et le plus bas du profil. VFLUX est un modèle analytique utilisant l'amortissement de l'amplitude et le changement de phase des signaux de température pour estimer des vitesses d'advection. Le signal température est filtré avant d'être injecté dans ce modèle. Les paramètres utilisés dans ces deux modèles sont la conductivité hydraulique, la conductivité thermique du sédiment, la capacité thermique du sédiment, la porosité et la dispersivité.

Le chapitre est divisé en trois parties. Dans les deux premières, le modèle VFLUX (section 1) et le modèle 1DTempPro (section 2) sont utilisés pour calculer les vitesses ainsi que les flux advectifs. Dans les deux cas sont aussi présentés les flux massiques en nutriment obtenus à partir des vitesses d'advection. Enfin dans la dernière partie (section 3) sont comparés les résultats obtenus grâce aux modèles d'advection et de diffusion verticale.

Le chapitre est conclu par un modèle conceptuel de la dynamique d'advection au sein d'une vasière intertidale.

1) Caractérisation de l'advection au sein de vasières intertidales obtenue grâce à une méthode de filtrage des profils de température

Le modèle choisi dans cette première partie est VFLUX. Il utilise en entrée les séries temporelles en fonction de la profondeur de la température mesurée sur les deux vasières. Les profondeurs investiguées sont les 20 premiers centimètres du sédiment. Pour chaque vasière les résultats sont présentés de façon spatiale et temporelle. Deux versions du modèle sont utilisées dans chaque cas : le modèle de Hatch (Hatch et al., 2006) et le modèle de McCallum (McCallum et al., 2012). La différence principale est l'indépendance de la méthode de McCallum par rapport au paramètre D_t qui correspond à la diffusivité thermique. Les paramètres du modèle sont donnés dans le Tableau 4.

a) Redressement des températures

Le modèle VFLUX ne peut pas travailler avec des données brutes de température car celles-ci sont bruitées. Elles sont donc filtrées pour extraire l'information d'intérêt à savoir la variation d'amplitude et de phase en fonction de la profondeur et du temps. Les profils de température bruts et filtrés sont présentés sur la Figure 62 (vasière fluviatile intertidale) et Figure 63 (vasière d'embouchure). Dans cette étude 4 thermomètres sont utilisés pour la VF et 5 pour la VE. Cette différence est liée à la sortie du sédiment du thermomètre le plus haut sur le profil à la VF lors d'un épisode d'érosion provoqué par le sillage d'un bateau (le batillage).

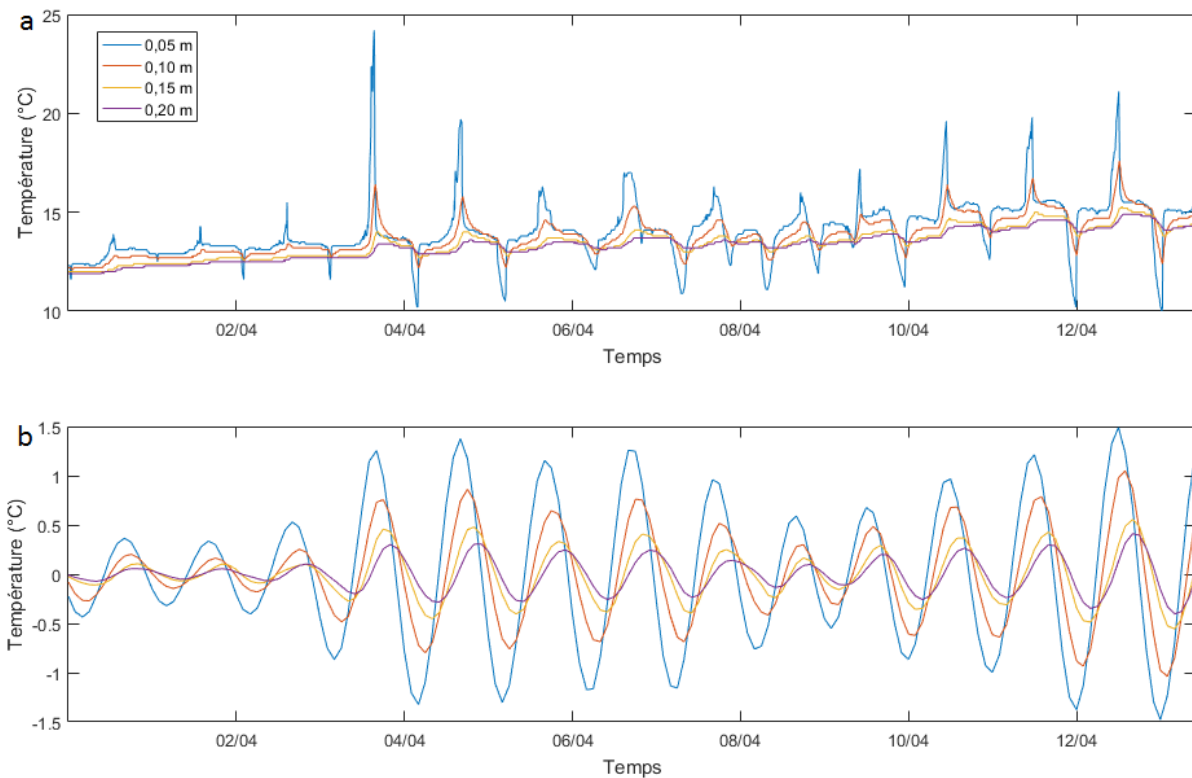


Figure 62 Profils de température bruts (a) et filtrés (b) à la vasière fluviale intertidale pour 4 profondeurs différentes (5, 10, 15, 20 cm).

Sur la Figure 62 sont représentées les températures brutes et filtrées pour la VF. Le filtrage des données enlève les variations hautes fréquences qui donnent un aspect crénelé aux courbes de températures et décompose le signal afin de retirer la tendance (très basse fréquence). Il a aussi pour effet d'atténuer les pics de chaleur comme on peut l'observer pour le 3 avril où le pic qui culmine à 24°C et qui devient plus petit que le pic suivant sur le profil filtré. Concernant l'amplitude de température journalière, elle varie au cours du temps. Ainsi au début de l'enregistrement sur les séries filtrées l'amplitude est de moins de 0,5 en valeur absolue pour devenir supérieure à 1 par la suite. La valeur maximale est de 1,5 le 12 avril.

Sur la Figure 63 sont représentées les températures brutes et filtrées pour la VE. On retrouve le même phénomène de lissage des données. L'amplitude des températures filtrées est plus importante que pour la VF. Elle varie au cours du temps et elle atteint 5,1 pour la journée du 27 mars.

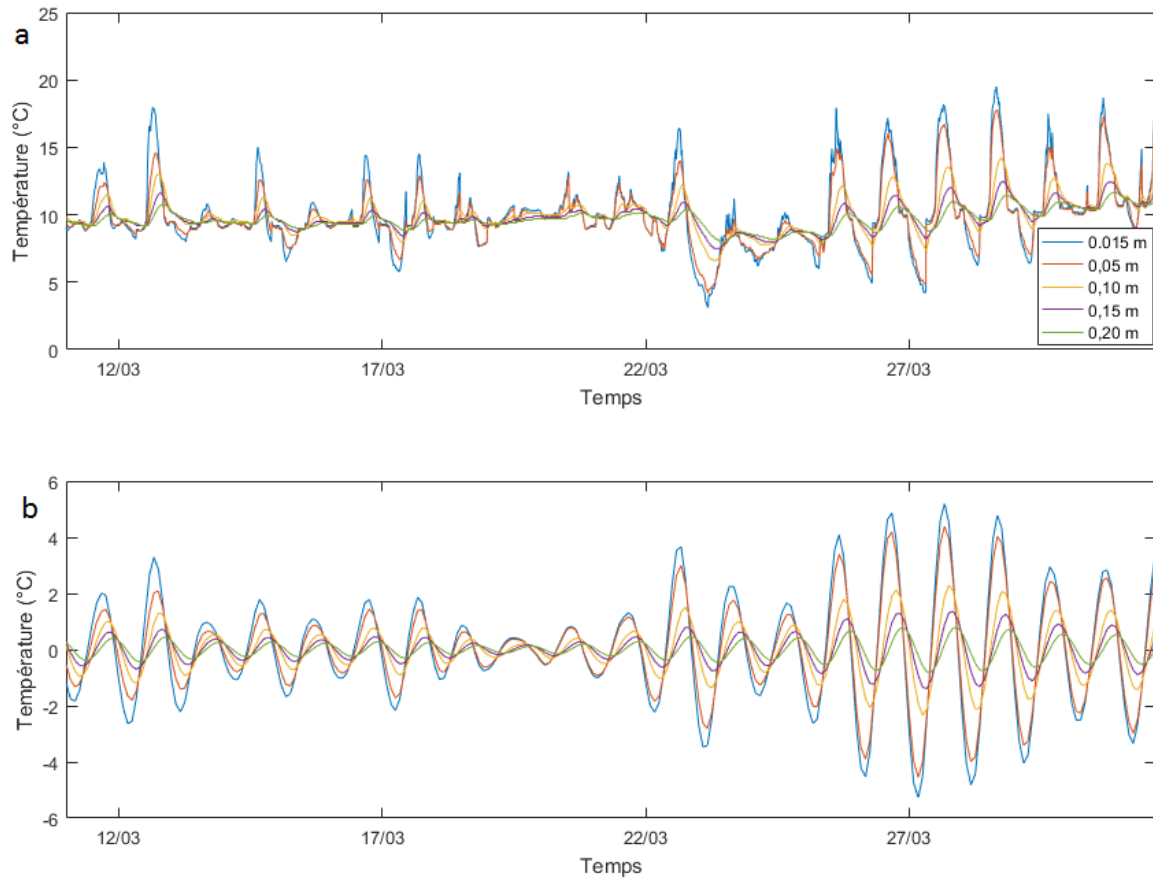


Figure 63 Profils de température brutes (a) et filtrés (b) à la vasière d'embouchure pour 4 profondeurs différentes (5, 10, 15, 20 cm).

b) Relation entre la hauteur d'eau, la température au niveau du sédiment et la vitesse d'advection

i) La vasière fluviale intertidale

Sur la Figure 64 sont représentées la hauteur d'eau au-dessus de la vasière, la vitesse d'advection dans le milieu poreux et la température à -2,5 cm de l'interface eau-sédiment. Les résultats couvrent la période allant du 2 au 10 avril 2017. La hauteur d'eau (Figure 64-a) présente un profil descendant au début de la chronique jusqu'au 6 avril puis remonte progressivement. Les vitesses d'advection calculées (Figure 64-b) diminuent aussi au début de la période jusqu'au 6 avril puis augmentent de nouveau. Le profil de température à -2,5 centimètres (Figure 64-c) présente des pics et des baisses de températures sur l'ensemble de l'enregistrement. On note une double diminution de la température le 6 et 7 avril.

Les vitesses d'advection des deux modèles présentent des évolutions similaires avec les mêmes ruptures de pente au cours du temps mais avec des pics plus prononcés pour le modèle de McCallum. Les vitesses calculées par le modèle de Hatch présentent au cours du temps plus d'inversion d'écoulement que le modèle de McCallum. Ces inversions sont mises en évidence par le changement de signe de l'advection. Pour le modèle de Hatch elle est positive au début de la journée du 3 et du 4 avril et du 8 avril jusqu'à la fin de la période de calcul. Concernant le modèle de McCallum, la vitesse d'advection est positive le 3 avril et le 9 avril. En mettant en relation ces trois graphiques on remarque que la hauteur d'eau sur le sédiment et la température au-dessus du sédiment sont reliées à la vitesse d'advection dans le sédiment. Au début de la période de mesure à la marée basse de nuit on observe une baisse de la valeur absolue de l'advection. A la marée basse de jour la vitesse d'advection augmente en valeur absolue. Ce phénomène est concomitant avec la baisse et l'augmentation de la température au-dessus du sédiment. Dans la moitié de la période de mesure la hauteur d'eau sur la vase diminue et la variation de vitesse d'advection est plus faible. Sur la fin de la période la hauteur d'eau réaugmente ainsi que la vitesse d'advection. On observe ces variations de vitesse surtout pour le modèle de McCallum, pour le modèle de Hatch ces variations sont plus faibles et sur une partie du profil les mouvements d'eau changent de sens. L'inversion de sens est surtout importante à partir du 8 avril (sens d'écoulement vers le sédiment).

Paramètre (unité)	Oissel	Vasière Nord
Conductivité hydraulique (m/s)	1.25e-6	3,75e-6
Porosité	0,65	0,66
Conductivité thermique du sédiment (W/(m °c))	1,34	1,67
Capacité thermique du sédiment (J/(m ² °C))	2,72e+6	2,55e+6
Dispersivité (m)	0,01	0,01

Tableau 4 Paramètres utilisés en entrée dans les modèles 1DTempPro/VFLUX pour la VF et de la VE.

ii) La vasière d'embouchure

Comme pour la VF les enregistrements de hauteur d'eau, de vitesse d'advection dans le sédiment et de température du sédiment à -2,5 cm sont mis en parallèle (Figure 65).

La période d'enregistrement s'étend du 12 au 26 mars 2017. La hauteur d'eau (Figure 65-a) augmente dans la première partie puis atteint un maximum le 15 mars et diminue jusqu'à disparition du cycle de marée le 21 mars. La vasière est alors constamment émergée. Le cycle de marée apparaît de nouveau le 25 mars entraînant l'augmentation de la hauteur d'eau. La vitesse d'advection (Figure 65-b) fluctue de nombreuses fois au cours de la période d'enregistrement concernant le modèle de Hatch et de McCallum. Les températures (Figure 65-c) fluctuent aussi au cours du temps, le cycle diurne est moins observable que pour la VF.

Pour ce site, le même comportement entre les deux modèles d'advection est observé : l'évolution au cours du temps est similaire avec des pics plus marqués pour le modèle de McCallum, et des inversions de sens de courant plus fréquentes pour le modèle de Hatch. On retrouve la même relation entre les paramètres : la vitesse d'advection diminue quand la marée est basse la nuit et elle augmente quand la marée basse a lieu le jour. Si la température est élevée au-dessus du sédiment juste avant cette marée basse alors la vitesse d'advection augmente en valeur absolue durant l'immersion.

La vitesse d'advection maximale en valeur absolue de $-4 \mu\text{m/s}$ est obtenue le 16 mars ce qui correspond à une journée avec une température supérieure à 20°C . Pendant la période où la marée est absente (du 20 au 24 mars) on observe un pic de vitesse d'écoulement d'eau (valeur absolue) dans le sédiment qui correspond à la journée du 21 mars avec un pic à 17°C , les températures des jours précédents et suivants sont plus faibles. Sur la fin de la période de mesure on observe une augmentation progressive de la vitesse d'advection en valeur absolue qui est concomitante à une augmentation de la température de l'air et du coefficient de marée.

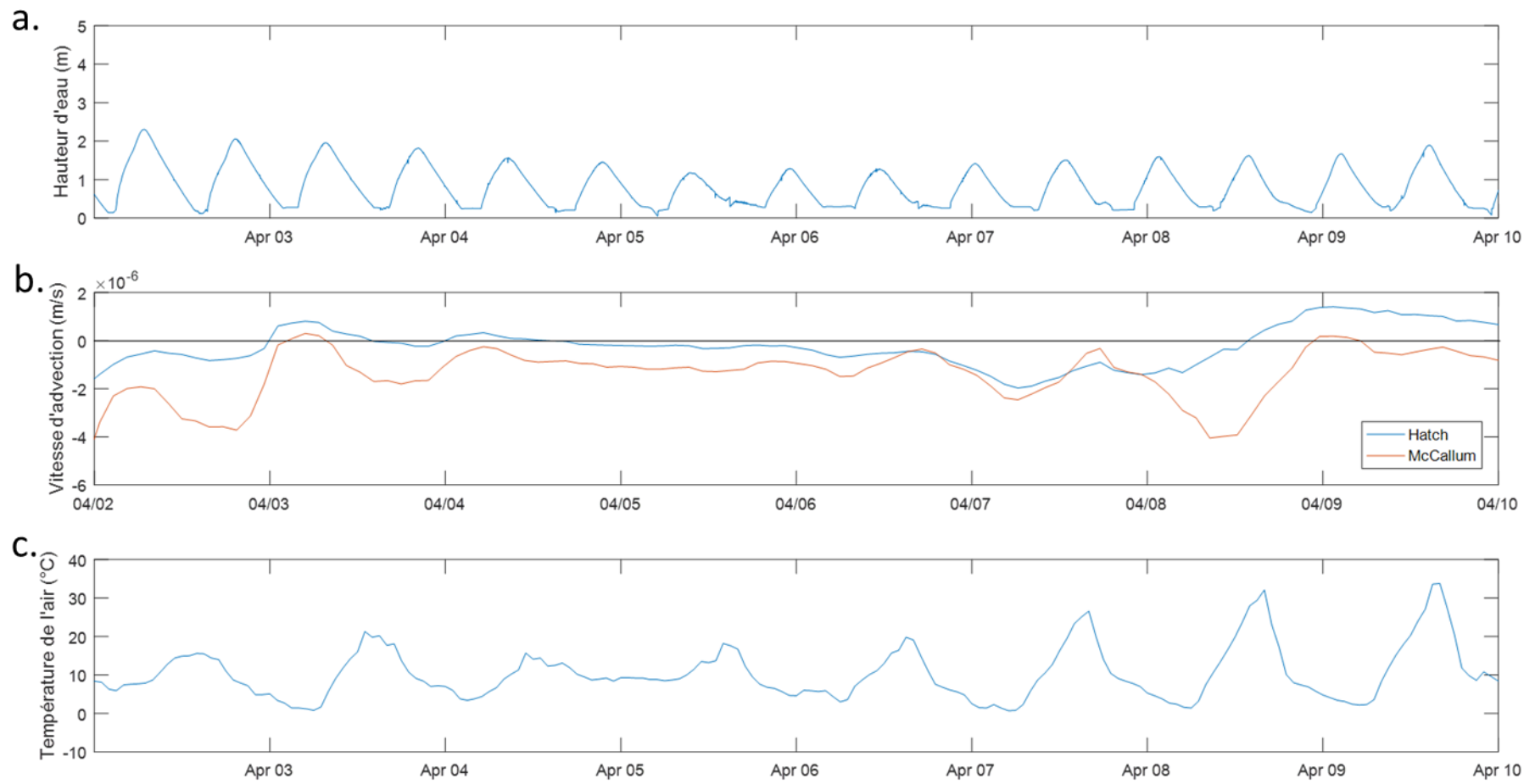


Figure 64 (a) Hauteur d'eau sur la vasière fluviale intertidale (b) Vitesse d'advection de l'eau interstitielle entre 0 et 20 cm (c) Température à 2,5 cm sous l'interface eau-sédiment

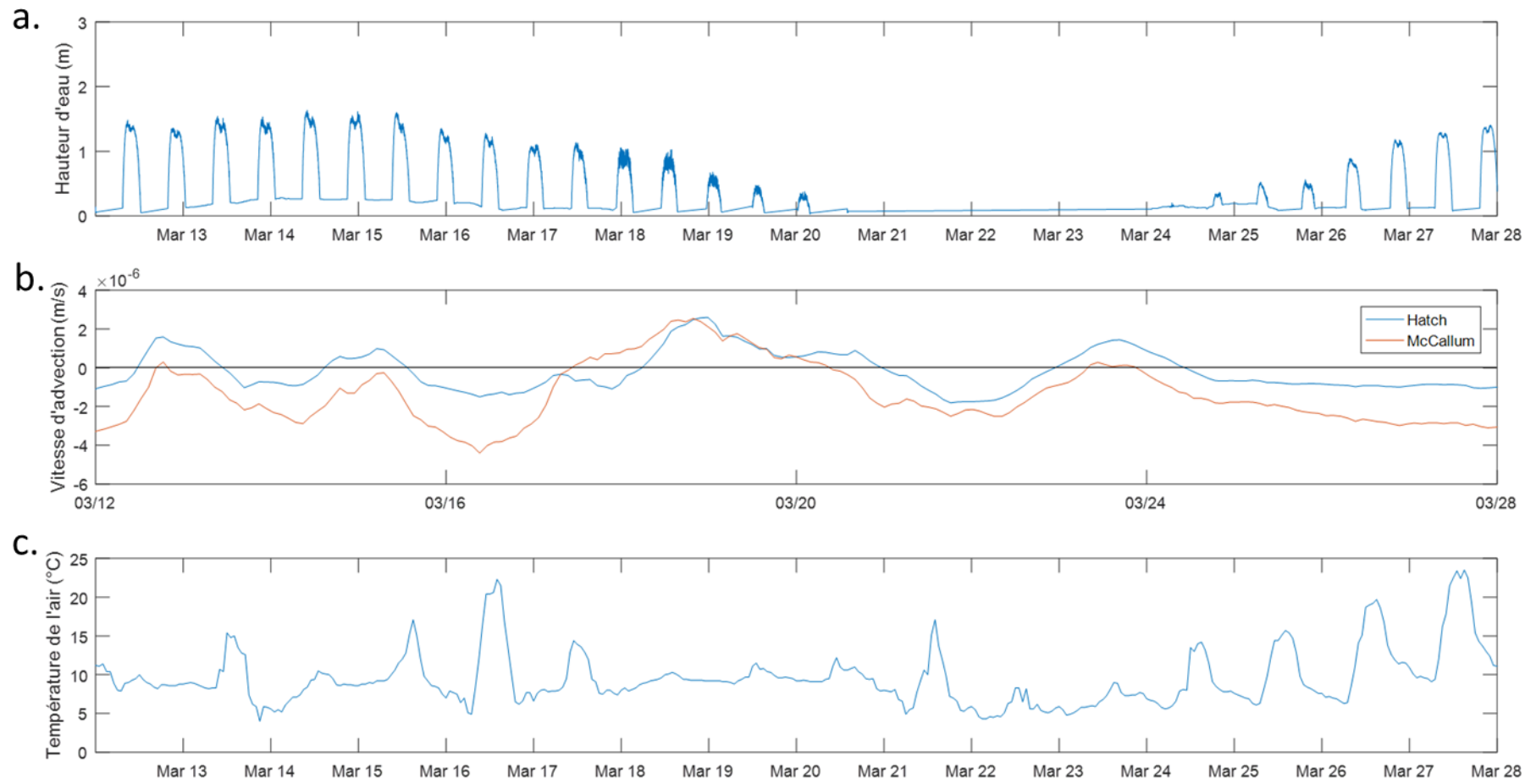


Figure 65 (a) Hauteur d'eau sur la vase d'embouchure (b) Vitesse d'advection de l'eau interstitielle entre 0 et 20 cm (c) Température à 2,5 cm sous l'interface eau-sédiment

c) Réponse du modèle aux changements de température au sein de la vasière

Au regard des résultats on remarque que les fortes augmentations de vitesse d'advection sont liées à un motif particulier dans les séries temporelles de température au-dessus du sédiment. Le motif qui est retrouvé à chaque fois est un pic de température diurne suivi d'une baisse de la température consécutive à l'augmentation du niveau d'eau pendant un cycle de marée. Les fortes diminutions de la vitesse d'advection en valeur absolue sont observées lorsque la marée basse a lieu la nuit entraînant ainsi une baisse de la température puis une ré-augmentation lors de la marée suivante. C'est donc l'amplitude de température qui joue un rôle prépondérant dans le calcul d'advection du modèle VFLUX. Il faut noter que le modèle de Hatch permet seulement de connaître la valeur absolue du flux et non le sens dans lequel il a lieu (Irvine et al., 2015).

d) Hypothèse de fonctionnement de la vasière au regard des résultats obtenus avec VFLUX

Les résultats obtenus avec VFLUX pour les deux vasières permettent de poser des hypothèses sur leur fonctionnement. Les augmentations d'advection négatives (entrant dans le sédiment) lors d'une marée basse de journée peut s'expliquer par l'augmentation de la chaleur à la surface du sédiment qui a pour conséquence l'apparition de phénomène de convection et ainsi un mouvement de l'eau vers l'extérieur du sédiment. Sa diminution pendant la nuit est explicable par l'effet inverse : le sédiment est exposé à la température de l'air qui est plus basse que celle de l'eau entraîne le refroidissement du sédiment. Dans ces conditions les vitesses d'advection tendent vers zéro. Ainsi c'est le cycle diurne couplé au cycle de marée qui provoque les écoulements advectifs observés.

e) Calcul de flux de nutriment obtenus à partir des flux d'advection calculés avec VFLUX

Les vitesses de flux advectifs et les profils de concentration en fonction de la profondeur sont utilisés en entrée dans le modèle afin de calculer des flux advectifs en nutriment au cours du temps. Ces calculs sont effectués pour les deux vasières choisies dans cette étude et pour deux ions : l'ion ammonium et l'ion phosphate. Dans chaque cas les flux issus du modèle de Hatch et de McCallum sont présentés. Chaque figure (Figure 66 à Figure 69) présente la hauteur d'eau au cours du temps assortie des profils de flux de nutriment calculés à l'aide du modèle VFLUX.

La Figure 66 présente les résultats du modèle advectif pour l'ammonium au cours du temps et la Figure 67 ceux pour les phosphates pour le site de la VF. En observant le profil d'advection verticale on remarque que les flux reflètent le profil de concentration avec la profondeur : la partie supérieure présente des flux très faibles avec une concentration proche de 0 à l'interface, celle-ci augmente progressivement avec la profondeur en valeur absolue. Au cours du temps on remarque une évolution des flux en fonction du cycle diurne et des marées avec des changements de direction de l'advection. Les flux positifs les plus importants sont obtenus avec le modèle de Hatch on les retrouve le 3 avril et sur la fin de l'enregistrement entre le 9 et 10 avril. Les flux négatifs les plus importants sont retrouvés sur le second modèle, ils sont présents tout au long de la période mais sont plus prononcés le 3 et le 8 avril.

Les mêmes simulations sont effectuées pour la VE concernant l'ammonium (Figure 68) et le phosphate (Figure 69). Verticalement on observe que sur les 10 premiers centimètres les flux en ammonium et de phosphates sont absents, il n'y a pas de flux entre le sédiment et la colonne d'eau surnageante. Sur les 10 centimètres suivants on observe des variations au cours du temps des flux. On remarque que les flux advectifs de la VE sont beaucoup plus faibles que pour le VF.

Au cours du temps l'advection ne varie pas en fonction de la hauteur d'eau mais en fonction du moment de la survenue de la marée basse et du temps d'émersion du sédiment comme il est montré dans la section précédente de ce manuscrit. Le facteur principal est le phasage/déphasage entre le cycle de marée et le cycle diurne. Spatialement le flux d'advection augmente avec la profondeur, plus la concentration est importante localement plus le flux d'advectif est élevé. Sur les deux sites, le flux advectif est absent à l'interface ce qui est en adéquation avec ce qui est relaté dans la littérature (Middelburg, 1989) : les flux d'ammonium et de phosphate sont bloqués dans les couches supérieures du sédiment par adsorption des éléments chimiques sur les particules du sédiment (non pris en compte dans le modèle). Les flux positifs obtenus avec le modèle de Hatch ne signifient pas forcément un flux en direction du sédiment car Hatch donne seulement la direction et non le sens.

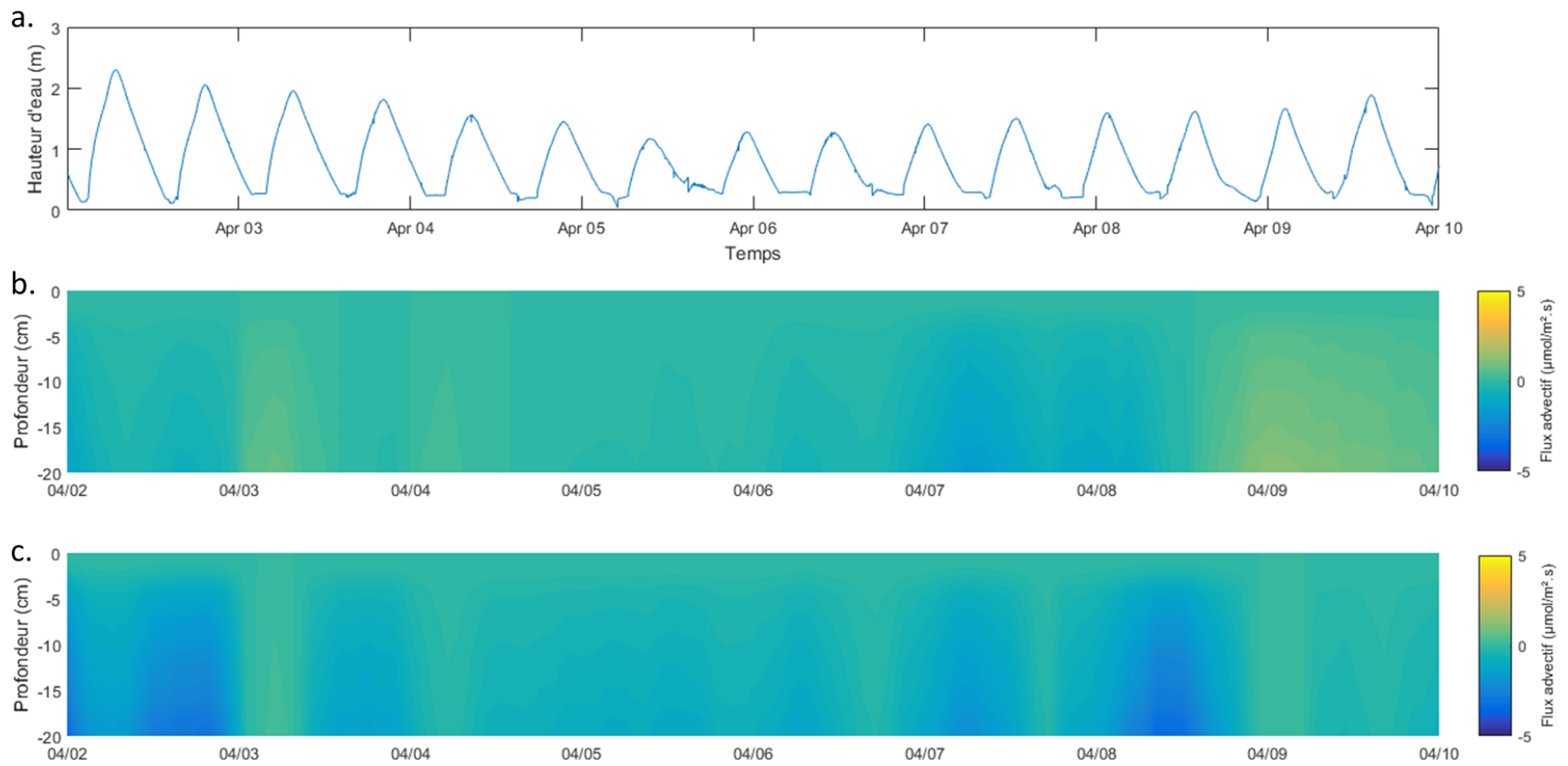


Figure 66 (a) Hauteur d'eau au-dessus de la vasière fluviale intertidale (b) Flux advectif d'ammonium calculés avec la méthode de Hatch (c) Flux advectif d'ammonium calculés avec la méthode de McCallum

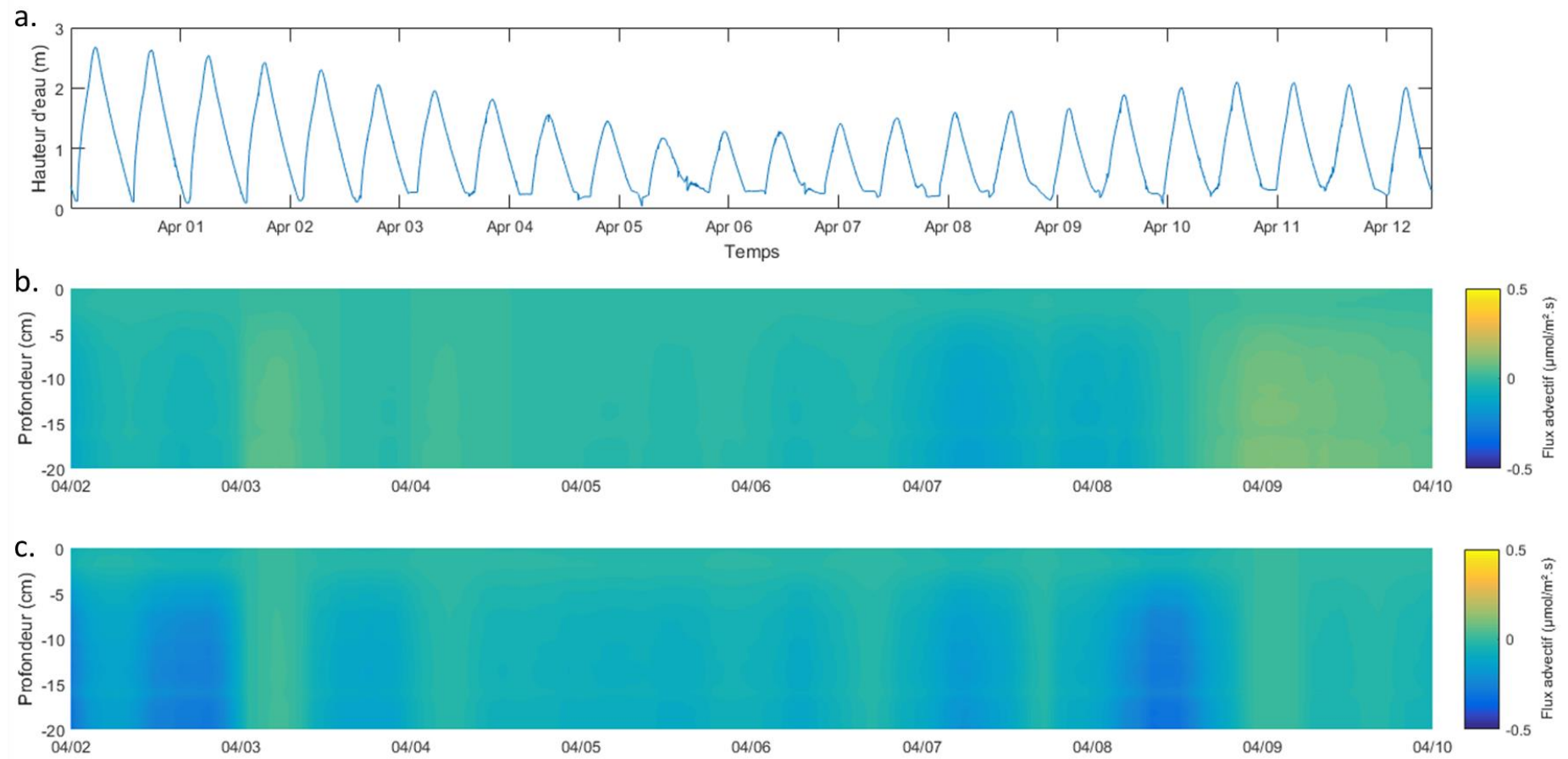


Figure 67 (a) Hauteur d'eau au-dessus de la vaseière fluviale intertidale (b) Flux advectif de phosphates calculés avec la méthode de Hatch (c) Flux advectif de phosphates calculés avec la méthode de McCallum

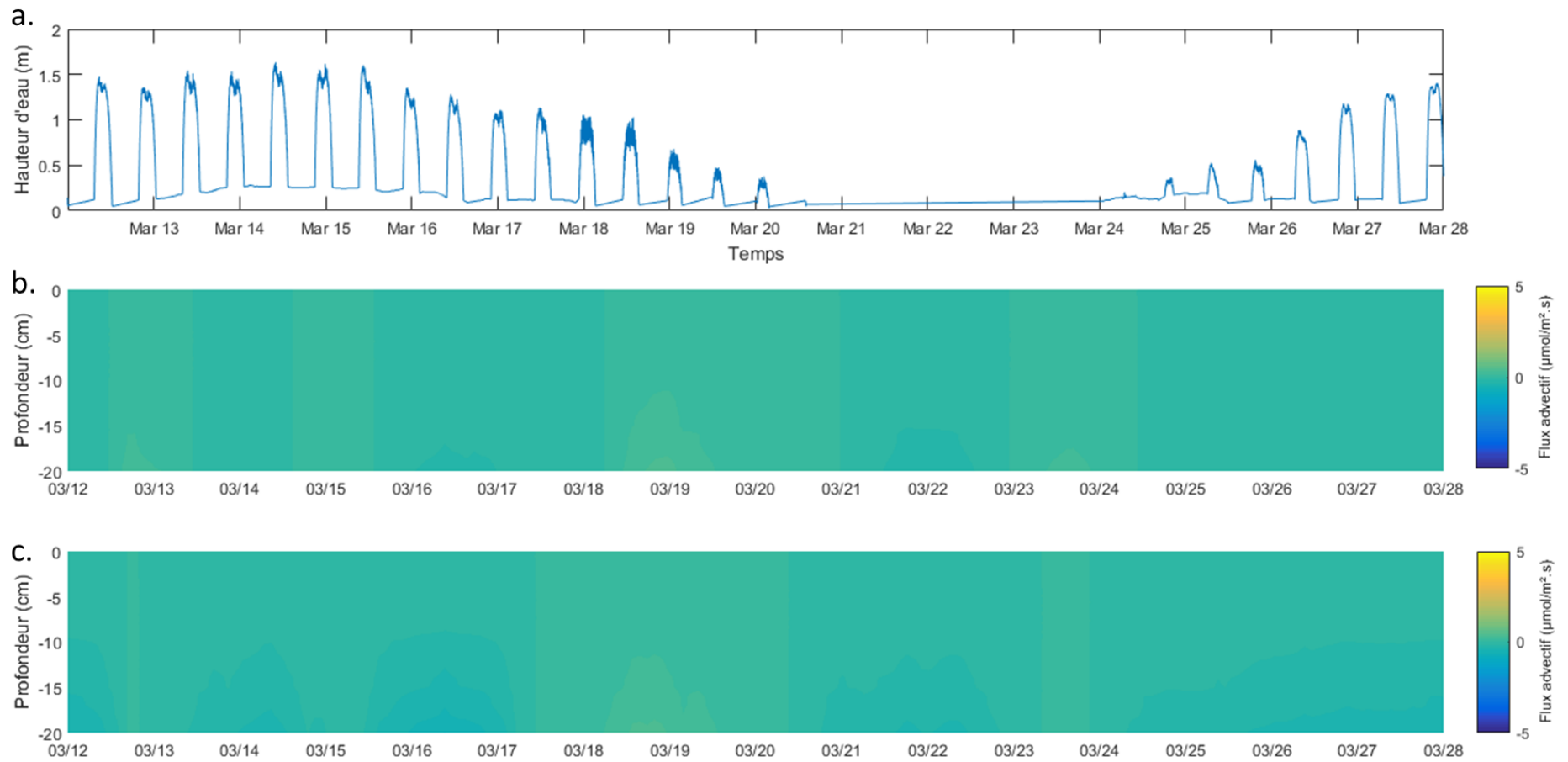


Figure 68 (a) Hauteur d'eau au-dessus de la vase d'embouchure (b) Flux advectif d'ammonium calculés avec la méthode de Hatch (c) Flux advectif d'ammonium calculés avec la méthode de McCallum

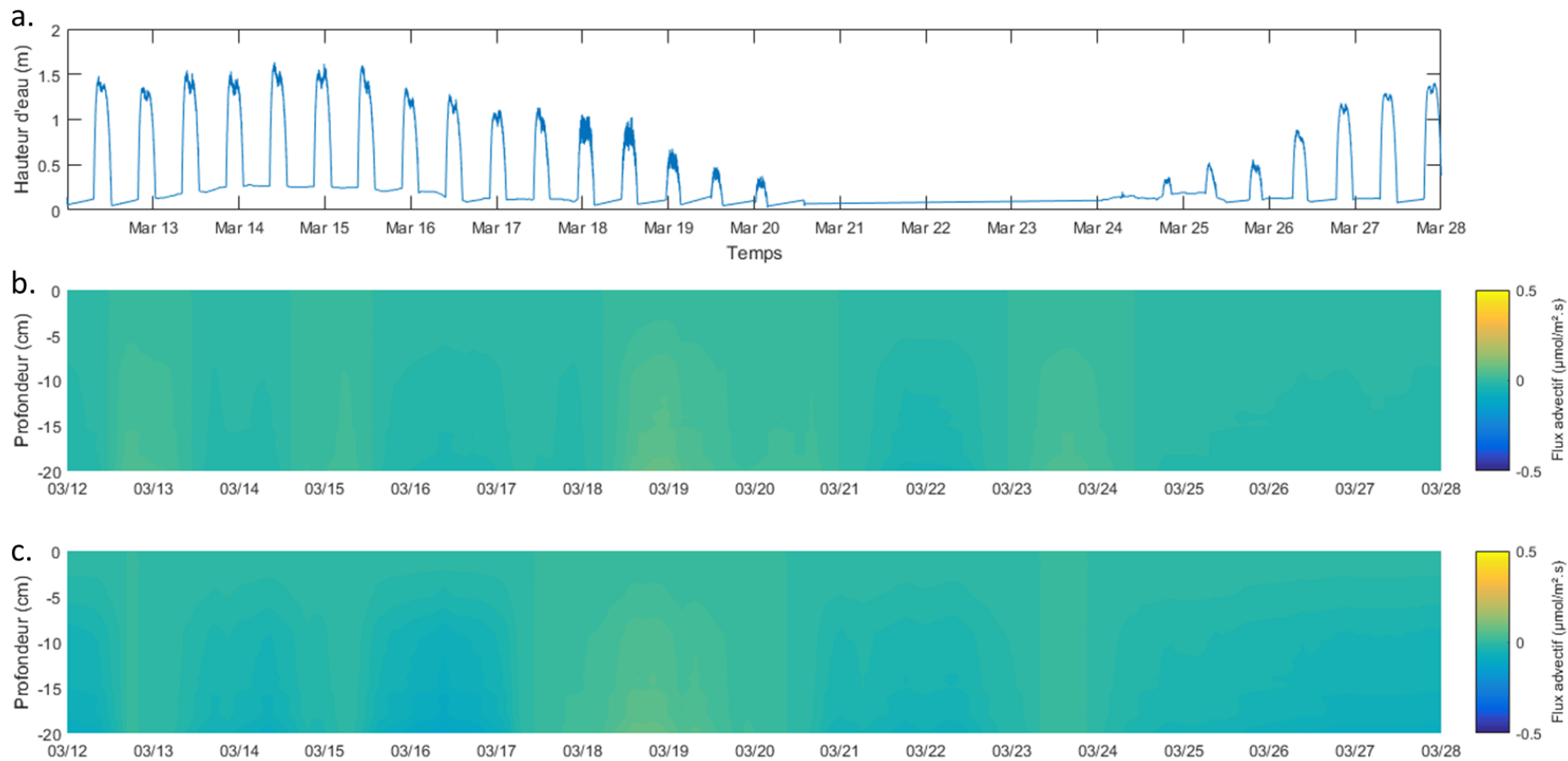


Figure 69 (a) Hauteur d'eau au-dessus de la vase d'embouchure (b) Flux advectif de phosphates calculés avec la méthode de Hatch (c) Flux advectif de phosphates calculés avec la méthode de McCallum

f) Estimation de la contribution des paramètres dans le calcul d'advection

Le modèle VFLUX possède une fonction qui permet d'estimer la contribution relative des paramètres introduits dans le sédiment. Pour cela des simulations sont réalisées en faisant varier individuellement chaque paramètre autour d'une valeur moyenne et de son écart-type (partie 3)b)iii)(6)). Il permet d'apprécier la sensibilité des paramètres par rapport aux résultats obtenus.

Dans cette partie seuls les résultats de la VF sont utilisés car l'influence des paramètres est la même pour les deux sites, seules les valeurs utilisées changent. La valeur moyenne intégrée pour chaque paramètre est celle observée sur le site d'étude, les valeurs minimum et maximum sont les valeurs observées dans le milieu naturel (Lapham, 1989).

Les modèles de Hatch et de McCallum sont présentés (Figure 70 et Figure 71). Les cinq paramètres variants sont étudiés : la porosité, la dispersivité thermique, la conductivité thermique, la capacité volumique thermique du sédiment et de l'eau.

Les variations sont différentes selon le modèle. Pour le modèle de Hatch le paramètre le plus variant est la conductivité thermique : l'écart entre la valeur minimale et maximale est plus large relativement aux autres paramètres. A l'inverse le paramètre le moins variant est la dispersivité thermique où les valeurs sont confondues. Les autres paramètres varient relativement peu. Concernant le modèle de McCallum à l'exception de la capacité thermique volumique du sédiment qui varie très légèrement on n'observe pas de différence pour les valeurs intégrées au modèle.

Ces résultats montrent la dépendance du modèle de Hatch par rapport aux paramètres du modèle. Ce modèle nécessite une connaissance plus précise des propriétés du sédiment afin d'obtenir des résultats pertinents de vitesse d'advection. Au contraire le modèle de McCallum est beaucoup moins exigeant en termes de paramètres notamment la dispersivité qui est totalement exclue du calcul de l'advection (Gordon et al., 2012). Pour un site d'étude où les caractéristiques du sédiment sont moins bien connues il est préférable de favoriser l'utilisation du modèle de McCallum.

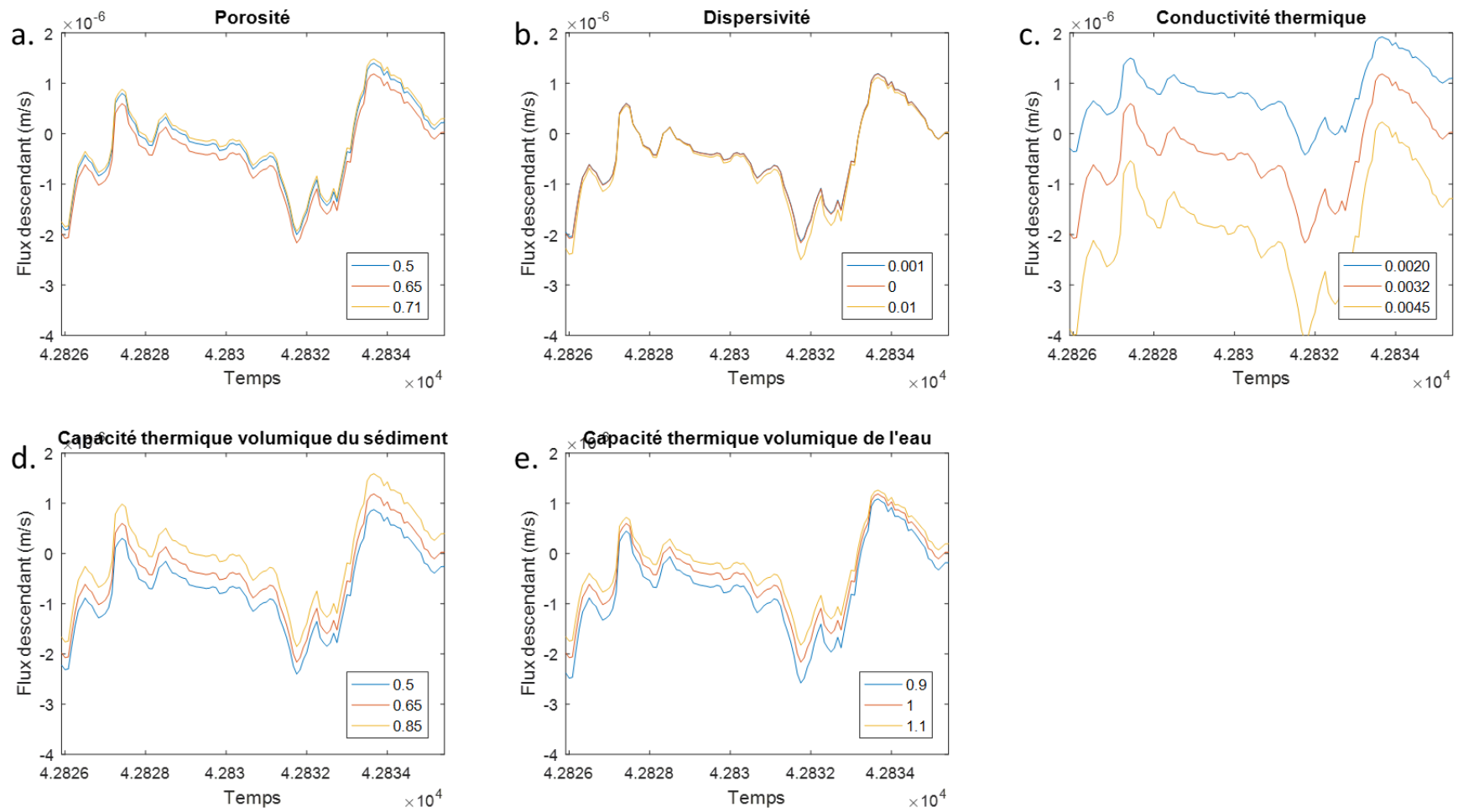


Figure 70 Evolution des calculs d'advection en fonction des valeurs de paramètres utilisées concernant le modèle de Hatch

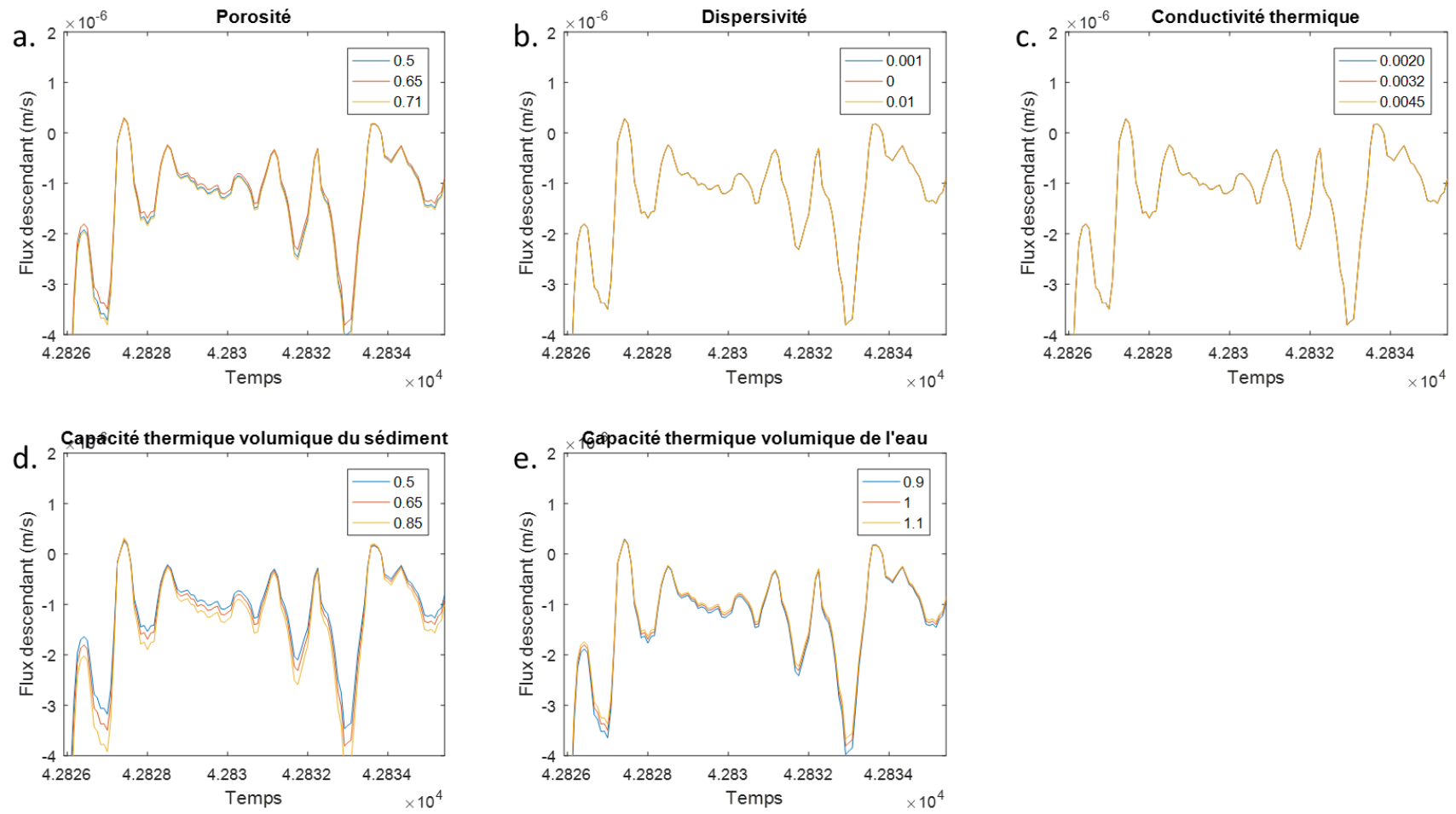


Figure 71 Evolution des calculs d'advection en fonction des valeurs de paramètres utilisées concernant le modèle de McCallum

g) Calcul du nombre de Péclet pour déterminer la contribution relative de la conduction par rapport à l'advection au cours du temps

Afin d'estimer la contribution de l'advection par rapport à la diffusion, le nombre de Péclet est calculé au cours du temps pour le modèle VFLUX (équation 16 section 3.b du chapitre Matériel et Méthodes). Il est donné dans chaque cas pour le NH_4^+ et le PO_4^{3-} , pour les modèles de Hatch et de McCallum.

Si le nombre de Péclet est inférieur à 1 la diffusion domine, s'il est supérieur à 1 l'advection domine. La distance caractéristique utilisée est $L=0.2$ m soit l'épaisseur du sédiment considérée pour le calcul de l'advection (équation 12).

La Figure 72 présente les résultats pour la vasière fluviatile intertidale. Le nombre de Péclet varie au cours du temps dans les 4 cas, il est globalement supérieur à 1 et il diminue lorsque l'advection

diminue. On observe que pour les deux modèles que le nombre de Péclet est supérieur pour les phosphates que pour l'ammonium.

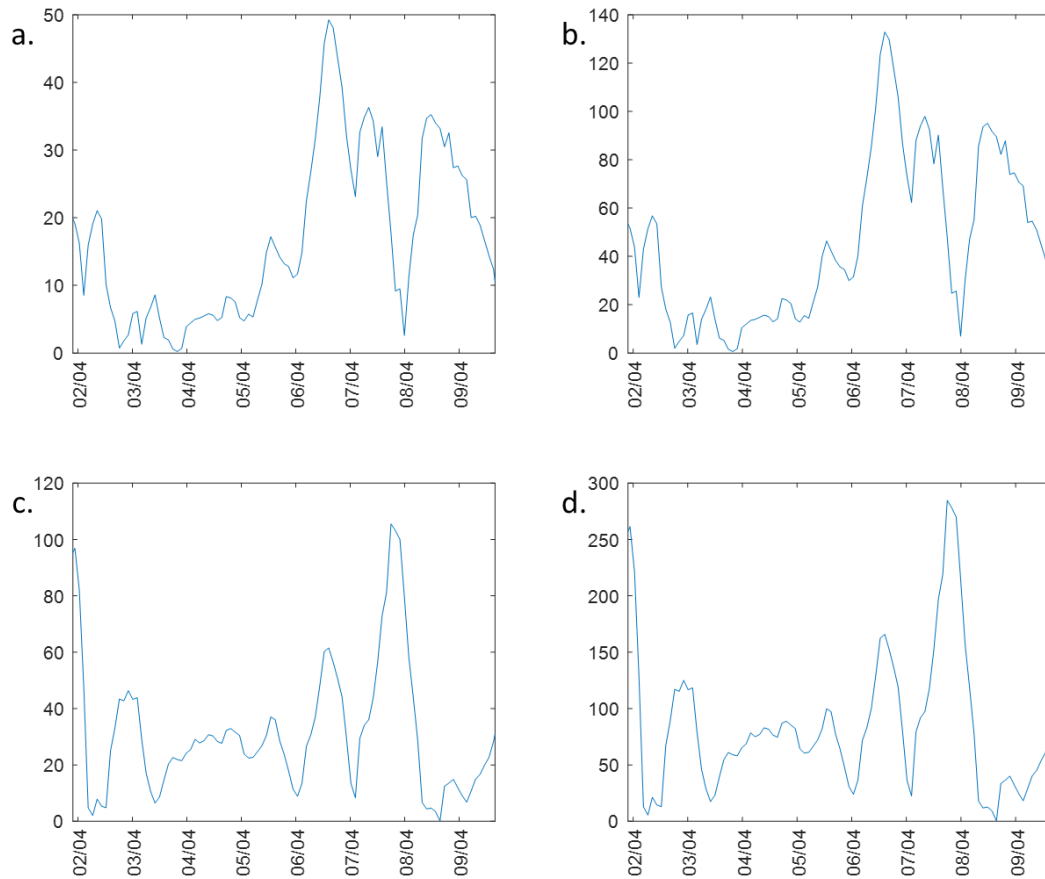


Figure 72 Evolution du nombre de Péclet au cours du temps pour la vase intertidale concernant le modèle de Hatch (A et B) et le modèle de McCallum (c et d). Dans chaque cas l'ammonium (a et c) et les phosphate (b et D) sont représentés

Sur la Figure 73 sont représentés les résultats pour la vase d'embouchure, comme pour l'autre site d'étude le nombre de Péclet varie au cours du temps et est globalement supérieur à 1. Là encore le nombre de Péclet est plus important pour les phosphates que pour l'ammonium.

Le résultat principal de ces différentes courbes est que l'advection est supérieure à la diffusion sur la quasi-totalité de la période temporelle étudiée, ceci signifie que l'advection est un phénomène d'importance sur les vasières qui doit être pris en compte. La diffusion est prépondérante lorsque la vitesse d'advection diminue (le 2 et 3 avril pour le modèle de Hatch, le 8 avril pour le modèle de McCallum).

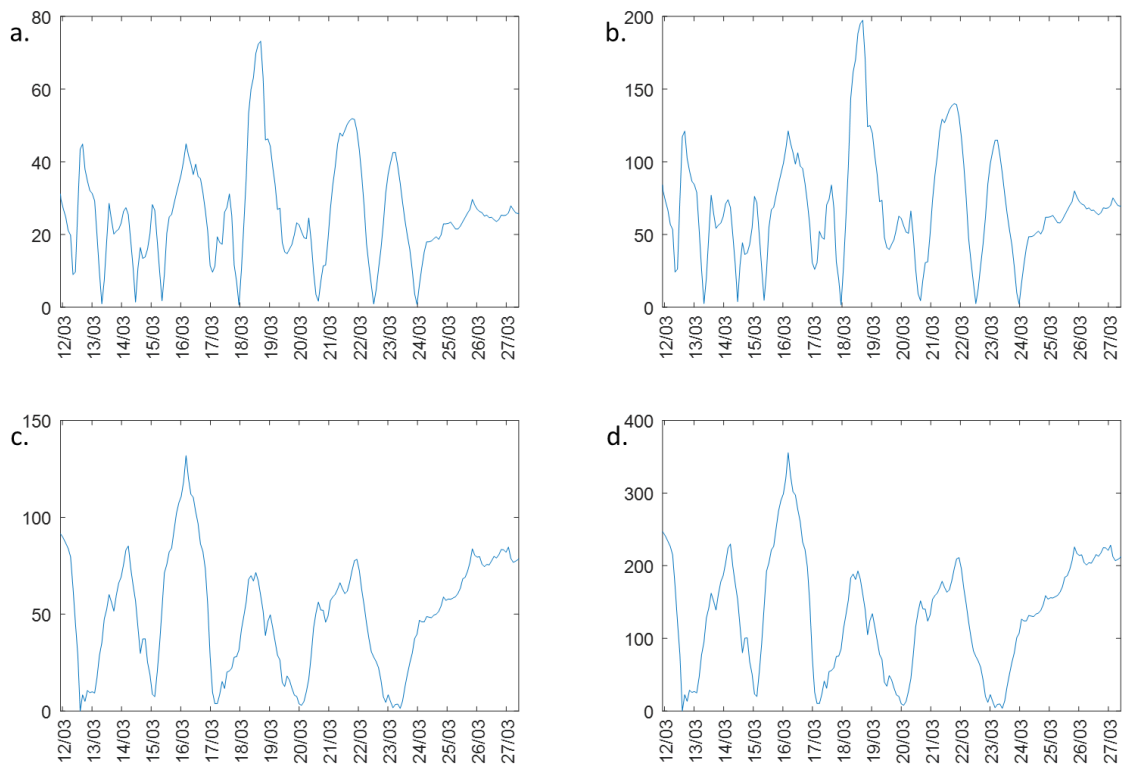


Figure 73 Evolution du nombre de Péclet au cours du temps pour la vasière d'embouchure concernant le modèle de Hatch (a et b) et le modèle de McCallum (c et d). Dans chaque cas l'ammonium (a et c) et les phosphate (b et d) sont représentés

h) Evolutions des flux sur les vasières de VF et VE

Afin d'estimer l'évolution journalière des flux advectifs, l'ensemble des flux simulés pour une journée sont additionnés. Les résultats sont donnés pour chaque site (VF ou VE), pour chaque nutriment étudié (NH_4^+ ou PO_4^{2-}) et pour les deux modèles considérés (Hatch ou McCallum). Pour obtenir une estimation en gramme des flux une valeur de la surface de la vasière provenant de celle mesurée dans la littérature lors de précédentes campagnes d'étude est utilisée (Lesueur et al,1999). Le niveau choisi dans le sédiment pour chaque site correspond au maximum de diffusion sur l'ensemble du profil considéré. A la VF il correspond à -3 centimètres et à la VE à -9 centimètres.

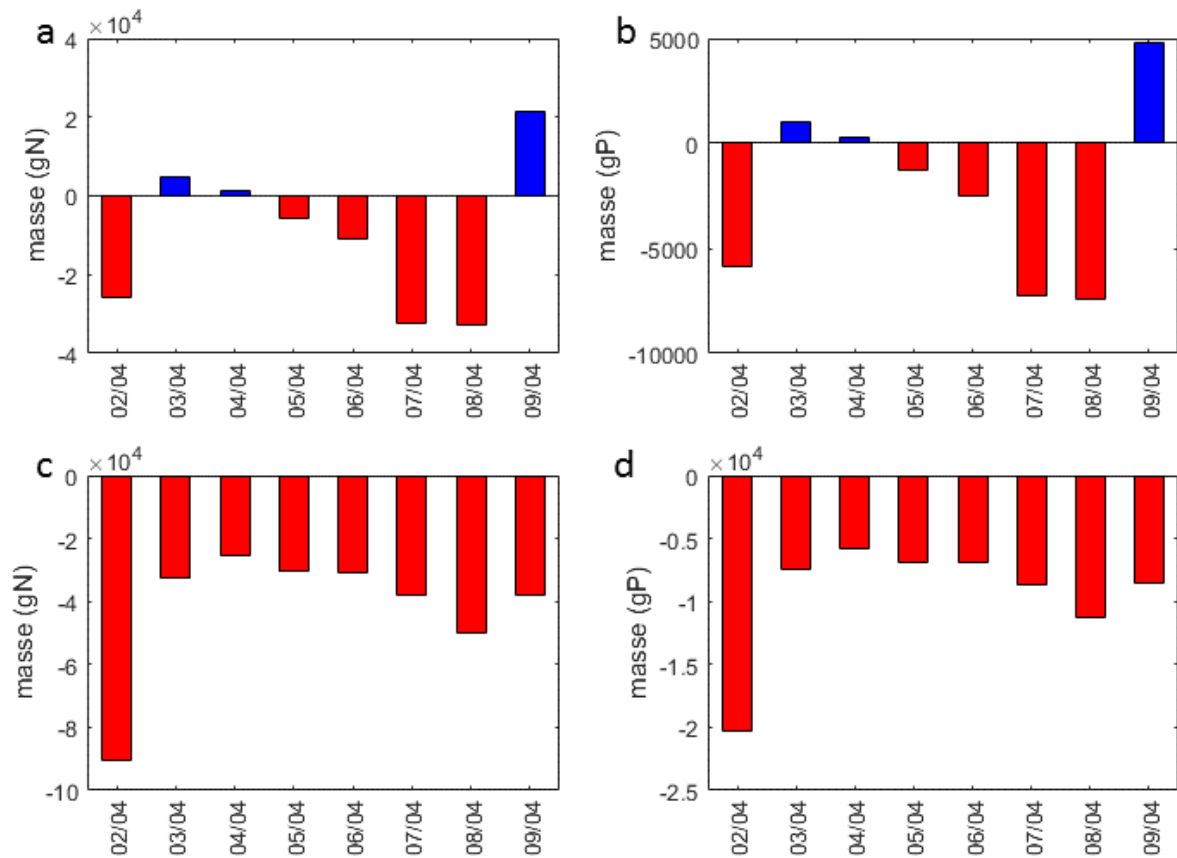


Figure 74 Flux journaliers sur la vasière fluviale intertidale calculés à l'aide du modèle de Hatch (a et b) et du modèle de McCallum (c et d). Dans chaque cas les flux d'ammonium et phosphate sont présentés

Sur la VF, les flux sont compris entre -33.000 et 20.000 g/jour d'ammonium (Figure 74-a) et -7200 et 4800 g/jour (Figure 74-b) pour les phosphates concernant le modèle de Hatch. Dans le cas du modèle de McCallum, les flux d'ammonium vont de -90.000 à -25.000 g/jour (Figure 74-c) et les flux de phosphate -20.000 à -5700 g/jour (Figure 74-d).

Sur la VE, les flux varient entre $\pm 1.500.000$ g/jour d'ammonium (Figure 75-a) et $\pm 1.600.000$ g/jour de phosphate (Figure 75-b) pour le modèle d'Hatch. Pour le second modèle les flux vont de -4.400.000 à 2.200.000 g/jour d'ammonium et -4.500.000 à 2.300.000 g/jour de phosphate. Une grande variabilité des flux journaliers est observée sur toute la période pour la VF ou la VE.

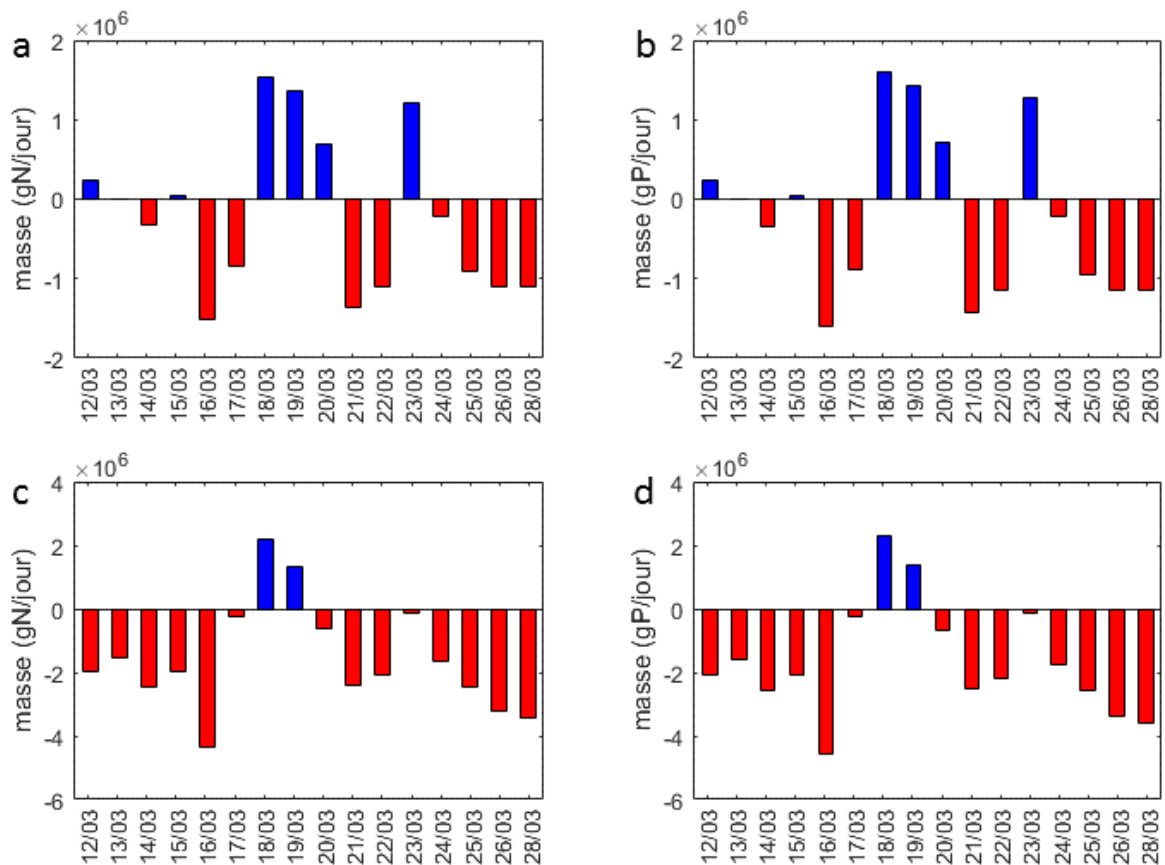


Figure 75 Flux journaliers sur la vase d'embouchure calculés à l'aide du modèle de Hatch (a et b) et du modèle de McCallum (c et d). Dans chaque cas les flux d'ammonium et phosphate sont présentés

Bien que les concentrations relevées à la VE soient plus faibles que pour la VF, les flux journaliers à la VE sont beaucoup plus importants du fait de l'étendue de la vase. Ainsi pour le modèle de Hatch le flux journalier maximum d'ammonium à la VE est plus de 44 fois le flux maximum relevé sur la VF, ceci étant dû à une surface totale de la VE 337 fois supérieur à la VF. Il faut noter que même si ces concentrations semblent importantes elles ne représentent pas celles effectivement relarguées dans la colonne d'eau car la présence d'oxygène dans les couches supérieures entraîne l'adsorption des nutriments. On parle ici de flux potentiels de nutriment et non de flux effectifs.

Les dynamiques advectives ne sont pas les mêmes en fonction du modèle utilisé : dans le cas du modèle de McCallum la majorité des flux sont dirigés vers l'extérieur du sédiment avec des masses de nutriment déplacées plus importantes, dans le cas de modèle de Hatch les flux sont plus faibles relativement et le nombre de jour où l'advection s'inverse (flux vers le bas) sont plus nombreux. On aura donc en fonction du modèle considéré une dynamique advective qui varie avec le temps.

2) Impact de la variation de la pression sur le sédiment lors d'un cycle de marée sur les échanges advectifs à l'interface

Le deuxième modèle utilisé dans cette étude est le modèle 1DTempPro (Voytek et al., 2014; Koch et al., 2016). Il nécessite de connaître la perte de charge au-dessus du sédiment afin de calculer la vitesse d'advection. Il utilise des profils de températures avec la profondeur non filtrée.

a) Calcul de la perte de charge nécessaire au modèle

La perte de charge n'ayant pu être calculée sur le terrain celle-ci est estimée grâce un perméamètre directement en laboratoire (Figure 33). Comme exposé dans la section Matériel et Méthode, la perte de charge sur la VE (Figure 33-a) varie de façon linéaire avec la hauteur de la colonne d'eau, sur la VF (Figure 33-b) elle varie de façon logarithmique. Ce comportement est en lien avec les caractéristiques différentes des sédiments et surtout la présence à la VF de poches de gaz sur toute la hauteur du sédiment considéré.

La perte de charge effective sur chaque site est obtenue en intégrant à l'équation spécifique de chaque sédiment calculée expérimentalement à la hauteur d'eau enregistrée au cours du temps. La courbe obtenue est représentée sur la Figure 76-b et Figure 77-b pour respectivement la VF et la VE. L'allure linéaire de l'équation pour la VE donne une perte de charge effective dans le modèle qui est simplement l'allure de la hauteur d'eau multiplié par un coefficient (Figure 76-b). La fonction logarithmique de l'équation de la VF donne à l'allure générale de la perte de charge effective un aspect cintré à mesure qu'augmente la hauteur d'eau (Figure 77-b). La perte de charge est plus importante à la VF que pour la VE.

Une fois la perte de charge connue elle peut être intégrée au modèle ainsi que les paramètres du sédiment afin de calculer les flux d'advection.

b) Relation entre la hauteur d'eau et l'advection au sein du sédiment

Les paramètres nécessaires au modèle sont au nombre de 5, ils sont regroupés dans le Tableau 4. Ceux-ci prennent en compte les caractéristiques physiques et thermiques du sédiment. Ce sont les mêmes que pour le modèle VFLUX. Les vitesses d'advection modélisées sont regroupées sur les Figure 76-c et Figure 77-c pour respectivement la VF et la VE. Pour VF le thermomètre situé à

l'interface n'est pas utilisé car il est en dehors du sédiment du fait de l'érosion, il y a donc 4 thermomètres utilisés. Pour la VE, l'ensemble des thermomètres sont utilisés soit 5 au total. Afin de pouvoir comparer les variations de températures observées et calculées par le modèle un test de similarité accompagne le calcul. Il prend la forme d'une moyenne quadratique (RMS) (Figure 76-d et Figure 77-d). Ce calcul est réalisé entre chaque paire de thermomètres considéré. Plus la valeur est proche de 0 est plus les températures simulées et observées sont proches.

Sur la VF, la moyenne quadratique globale est de 0,16 et varie 0,12 et 0,20 (Figure 76-d). La perte de charge calculée varie entre 0 à marée basse et 1 m pour la marée haute pour le coefficient de marée le plus élevé (le 31/03/17). La vitesse d'advection calculée par 1DTempPro est comprise entre 0 et 7.10^{-6} m/s, les plus fortes vitesses étant observées à marée haute de fort coefficient. La Figure 77 présente les résultats obtenus avec le modèle pour le site de la VE. Le RMS global de la simulation est de 0,36 et varie entre 0,53 et 0,21. Le score le plus élevé est obtenu entre les deux premiers thermomètres. La vitesse d'advection obtenue varie elle entre 0 et 9.10^{-6} m/s (Figure 77-b). On observe pour les deux sites que la vitesse d'advection varie au cours du temps en fonction du coefficient de marée et qu'elle est dirigée vers le sédiment (vitesse d'advection positive). Bien que la hauteur d'eau soit plus importante à la VF les vitesses d'advection les plus élevées sont relevées à la VE. On note que l'impact du changement de température sur les vitesses d'advection n'est pas discernable. La modélisation est meilleure pour la VF comme le montre la similarité plus grande entre les valeurs calculées par le modèle et celles observées.

Ces résultats issus de ce modèle montrent que le facteur principal provoquant des flux advectifs dans le sédiment n'est pas seulement la variation de la hauteur d'eau mais aussi les caractéristiques du sédiment qui autorisent une plus ou moins grande propagation de l'advection dans le sédiment. C'est donc l'association de la hauteur d'eau et des caractéristiques physiques du sédiment qui induisent l'advection selon ce modèle. Sur les deux sites le mouvement d'eau est dirigé vers le bas : il y a un apport d'eau au sédiment.

Afin d'apprécier l'impact des flux advectifs sur les flux de nutriments au sein du sédiment, les vitesses d'advection sont couplées aux concentrations en nutriments pour mettre en évidence comment les flux de nutriment varient dans l'eau interstitielle.

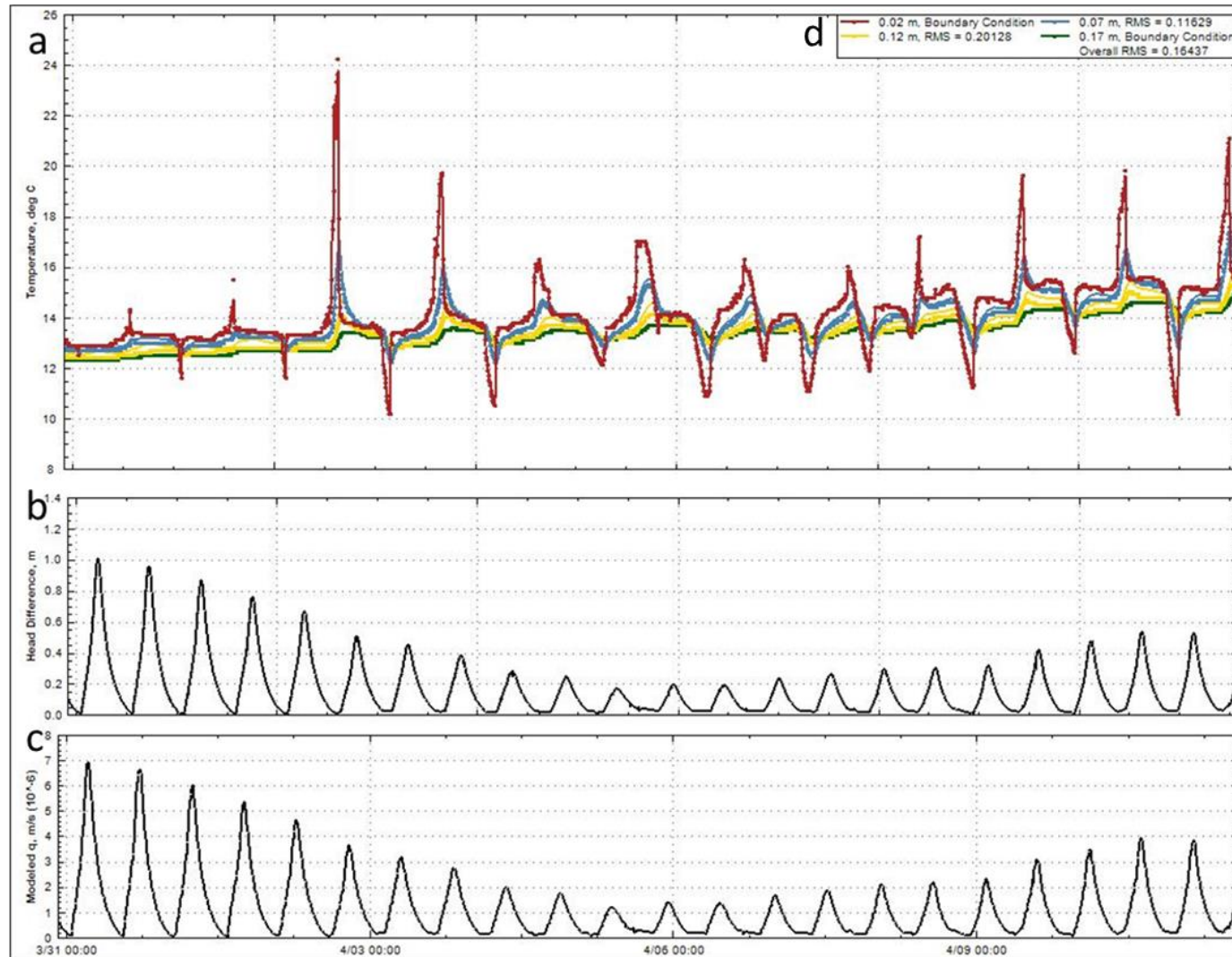


Figure 76 (a) Profils de température pour 4 profondeurs différentes pour la vase fluviatile intertidale introduits dans le modèle (b) Perte de charge au cours du temps (en mètre) (c) Vitesse d'advection modélisée par le modèle pour les 20 premiers centimètres (en m/s) (d) Légende incluant la moyenne quadratique (RMS)

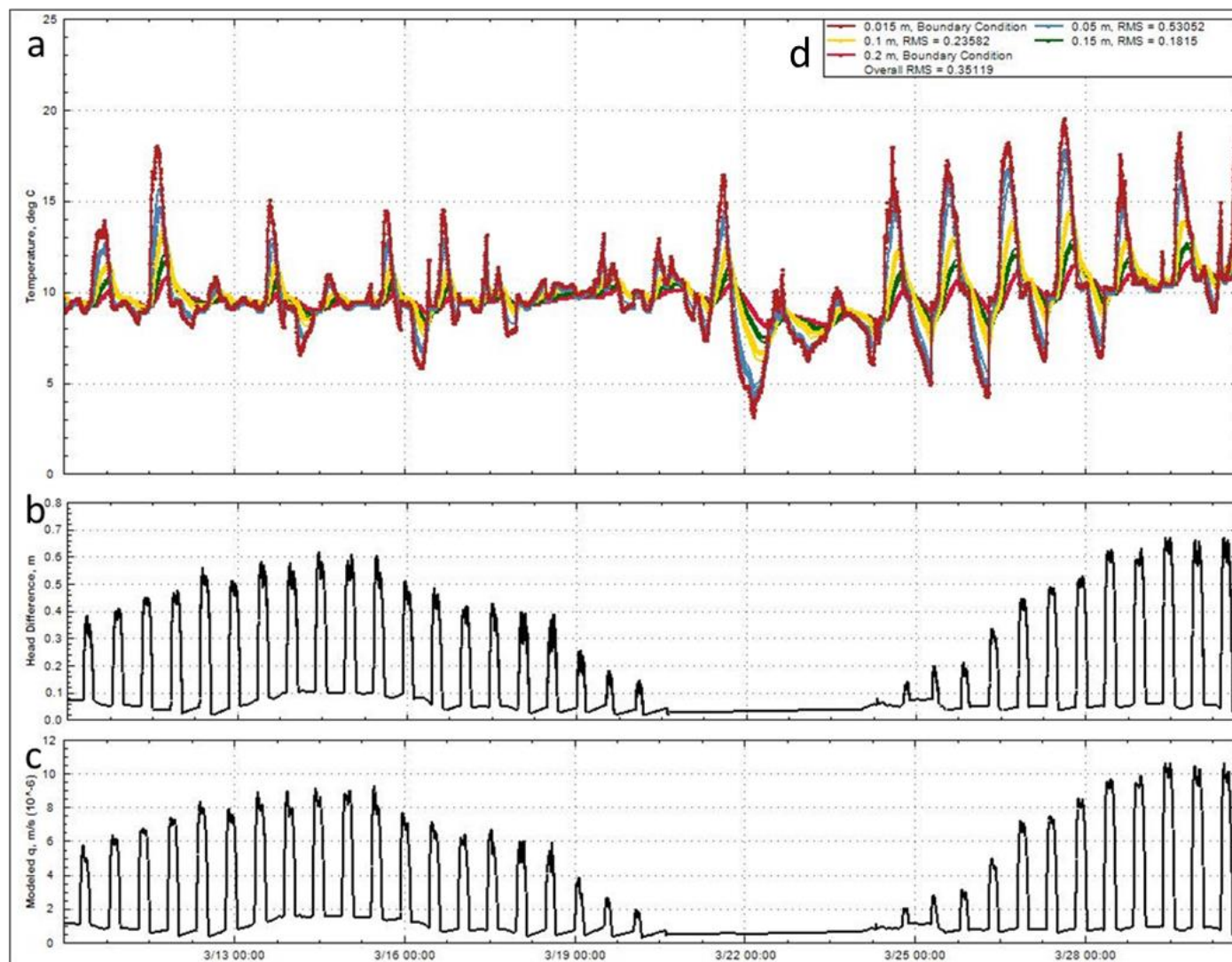


Figure 77 (a) Profils de température pour la vase d'embouchure introduits dans le modèle (b) Perte de charge au cours du temps (en mètre) (c) Vitesse d'advection modélisée par le modèle pour les 20 premiers centimètres (d) Légende incluant la moyenne quadratique (RMS)

c) Flux d'advection obtenus avec 1DTempPro pour les ions ammonium et phosphate

Les flux advectifs en un point de la vase sont calculés en considérant les concentrations obtenues à l'aide des dialyseurs 1D (section 3.a.ii du chapitre III). Dans ce modèle seule l'advection change, la concentration est fixée, l'objectif étant de voir la contribution des circulations d'eau dans le sédiment aux flux de nutriment. L'advection est considérée uniforme sur l'ensemble du sédiment étudié.

Les Figure 78-b et Figure 78-c représentent l'évolution des flux advectifs en NH_4^+ et en PO_4^{2-} au sein du sédiment en fonction de la profondeur et du temps, accompagnée de la variation de la hauteur d'eau sur la VF pour la même période (Figure 78-a). Les flux advectifs suivent les variations de la hauteur d'eau, leur intensité est d'autant plus forte que le niveau d'eau est important. Au niveau spatial les flux les plus importants se situent dans le bas du profil, du fait de la concentration plus élevée en NH_4^+ (Figure 78-b) avec la profondeur. Les flux de PO_4^{2-} (Figure 78-c) varient de la même façon au cours du temps mais pour des valeurs de flux plus faibles. On remarque que les flux sont positifs ils se dirigent donc dans le sédiment. Les flux maximum sont de $4,9 \mu\text{mol}/\text{m}^2.\text{s}$ et $0,46 \mu\text{mol}/\text{m}^2.\text{s}$ pour respectivement le NH_4^+ et les PO_4^{2-} .

Les Figure 79-b et Figure 79-c représentent les flux advectifs en NH_4^+ et PO_4^{2-} au niveau de la VE. L'évolution temporelle des flux suit comme pour la VF l'évolution de la hauteur d'eau au-dessus du sédiment. Le flux maximum est de 7000 et 4500 $\mu\text{mol}/\text{m}^2.\text{s}$ pour respectivement le NH_4^+ et le PO_4^{2-} . On retrouve en haut du profil de NH_4^+ une zone où l'advection est nulle du fait de l'adsorption des ions sur les particules du sédiment.

Le paramètre le plus important dans ce modèle est la perte de charge entre le haut et le bas du sédiment et donc la hauteur d'eau qui induit les mouvements d'advection. Les flux advectifs les plus forts se concentrent dans le bas du profil là où la concentration en nutriment est la plus forte et ils sont dirigés vers l'intérieur du sédiment.

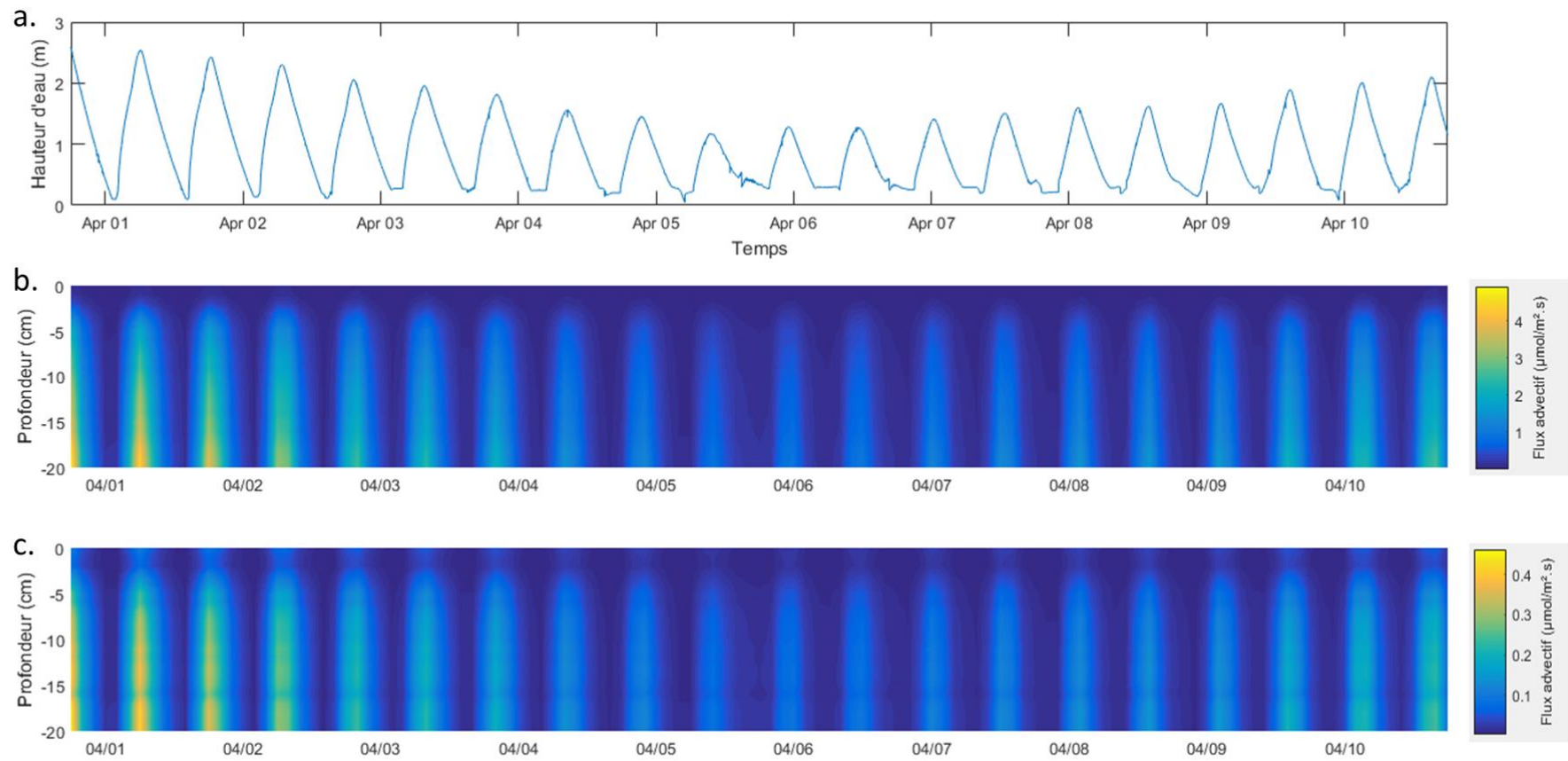


Figure 78 (a) Hauteur d'eau au niveau de la vasière fluviale intertidale, flux d'advection en ammonium (b) et en phosphate (c) en fonction de la profondeur et du temps

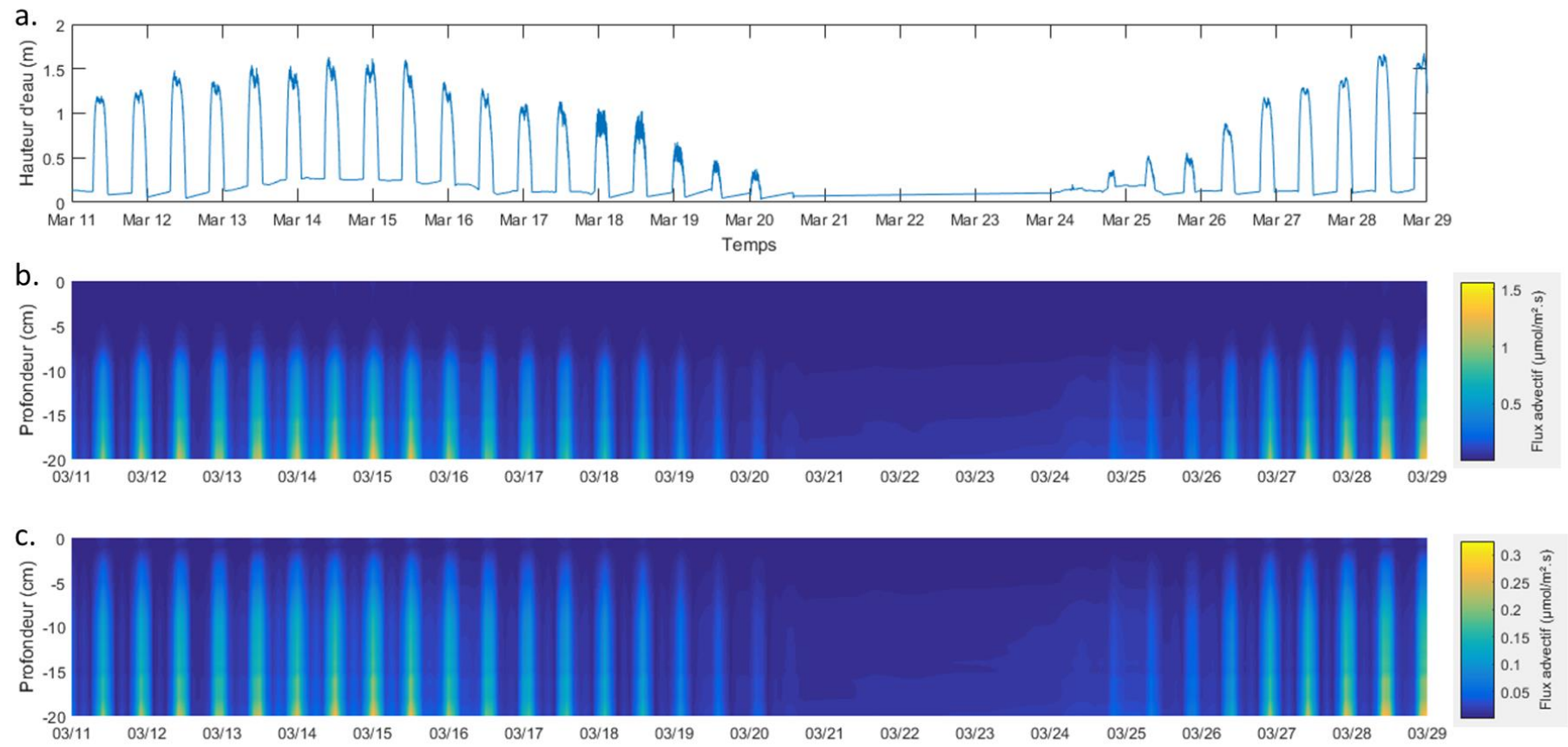


Figure 79 (a) Hauteur d'eau au niveau de la vasière d'embouchure, flux d'advection en ammonium (b) et en phosphate (c) en fonction de la profondeur et du temps

d) Calcul du nombre de Péclet pour déterminer la contribution relative de la conduction par rapport à l'advection au cours du temps

Comme pour le modèle VFLUX, le nombre de Péclet est calculé dans chaque cas considéré pour estimer la part relative de l'advection par rapport à la diffusion. La distance caractéristique utilisée est $L=0.2$ m soit l'épaisseur du sédiment considérée pour le calcul de l'advection.

Sur la Figure 80 sont représentées les courbes concernant la VF. On observe que le nombre de Péclet augmente en suivant le rythme des cycles de marée. A marée haute ce nombre est maximum et à marée basse il est minimum. Le nombre de Péclet est plus élevé pour les phosphates (Figure 80-b) que pour l'ammonium (Figure 80-a) où il est deux fois supérieur.

Les courbes concernant la VE sont représentés sur la Figure 81. Comme pour l'autre site d'étude le nombre de Péclet suit le rythme du cycle de marée. La contribution de l'advection dans le cas des phosphates (Figure 81-b) est plus importante que pour l'ammonium (Figure 81-a).

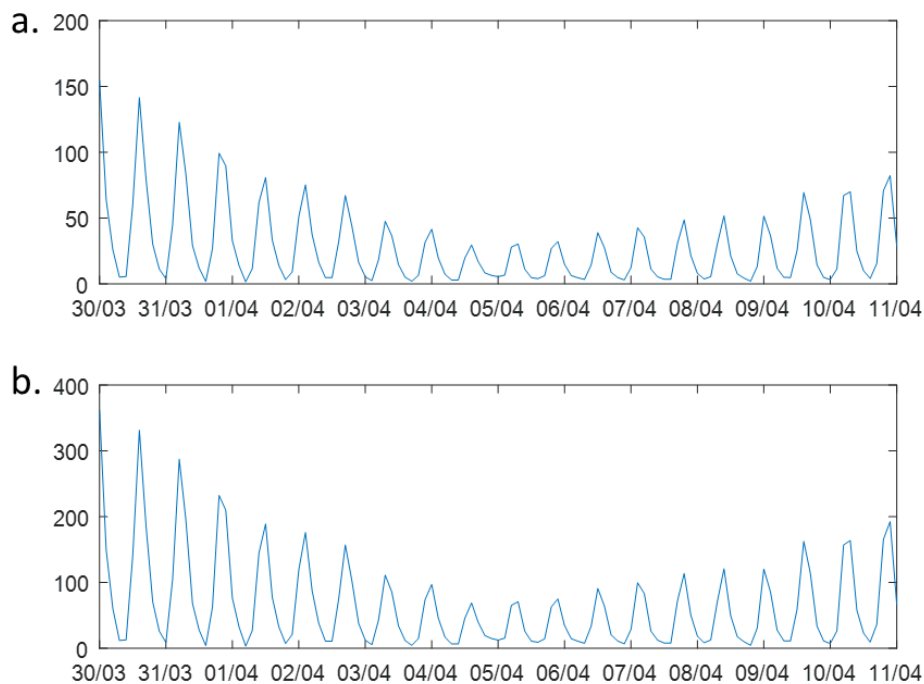


Figure 80 Evolution au cours du temps du nombre de Péclet pour la vase fluviatile intertidale concernant le modèle 1DTempPro pour les ions ammonium (a) et les ion phosphates (b).

Le phénomène d'advection est donc non négligeable par rapport à la diffusion concernant les vitesses d'advection calculées avec le modèle 1DTempPro. La contribution de la diffusion est plus importante à marée basse.

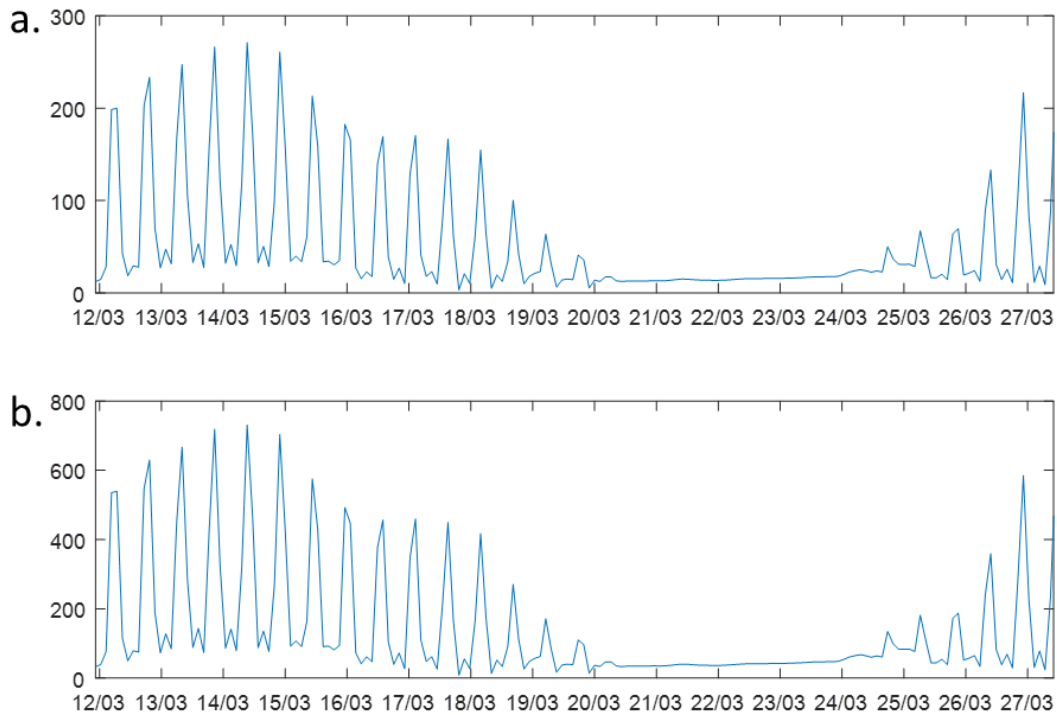


Figure 81 Evolution au cours du temps du nombre de Péclet pour la vasière d'embouchure concernant le modèle 1DTempPro pour les ions ammonium (a) et les ion phosphates (b).

e) Flux journaliers à l'échelle de la vasière obtenus grâce à 1DTempPro

Les flux advectifs instantanés sont additionnés afin d'obtenir les flux journaliers. Ils sont réalisés à -3 centimètres pour la VF (Figure 82) et à -9 centimètres pour la VE (Figure 83). Ils représentent la quantité massique totale en nutriment qui transitent pour la profondeur considérée.

Pour les deux sites d'étude la masse journalière en nutriment suit le profil de variation de la hauteur d'eau. Les flux de nutriments les plus forts ont lieu les jours où le coefficient de marée est le plus important. Les flux obtenus pour la journée de plus forte et de plus faible marée sont intégrés au Tableau 5. Les jours de flux massiques journaliers maximum correspondent au 2 avril à la VF et au 14 mars à la VE, les jours de flux massiques minimum correspondent au 5 avril à la VF et au 21 mars à la VE. Ce flux est rapporté à la surface de la vasière.

	Date	N (g)	P (g)
VF	2-Apr	4.10E+04	9283
	5-Apr	1.40E+04	3066
VE	14-Mar	4.20E+06	4.40E+06
	21-Mar	5.60E+05	5.80E+05

Tableau 5 Flux massiques minimum et maximum au niveau des deux sites d'étude

Les flux maximum entrant sur la vasière fluviale intertidale correspondent à 40 kg d'ammonium et 0,9 kg de phosphate en une journée. Pour la VE ils correspondent à 4000 kg d'ammonium et 480 kg de phosphate. En revanche les quantités massiques sont beaucoup plus importantes pour une amplitude élevée qu'une amplitude faible de hauteur d'eau : à la VF la quantité de nutriment qui circule (à -3 centimètres) est 3 fois supérieur, pour la VE elle est 7,5 fois (à -9 centimètres) supérieur entre l'amplitude minimum et maximum.

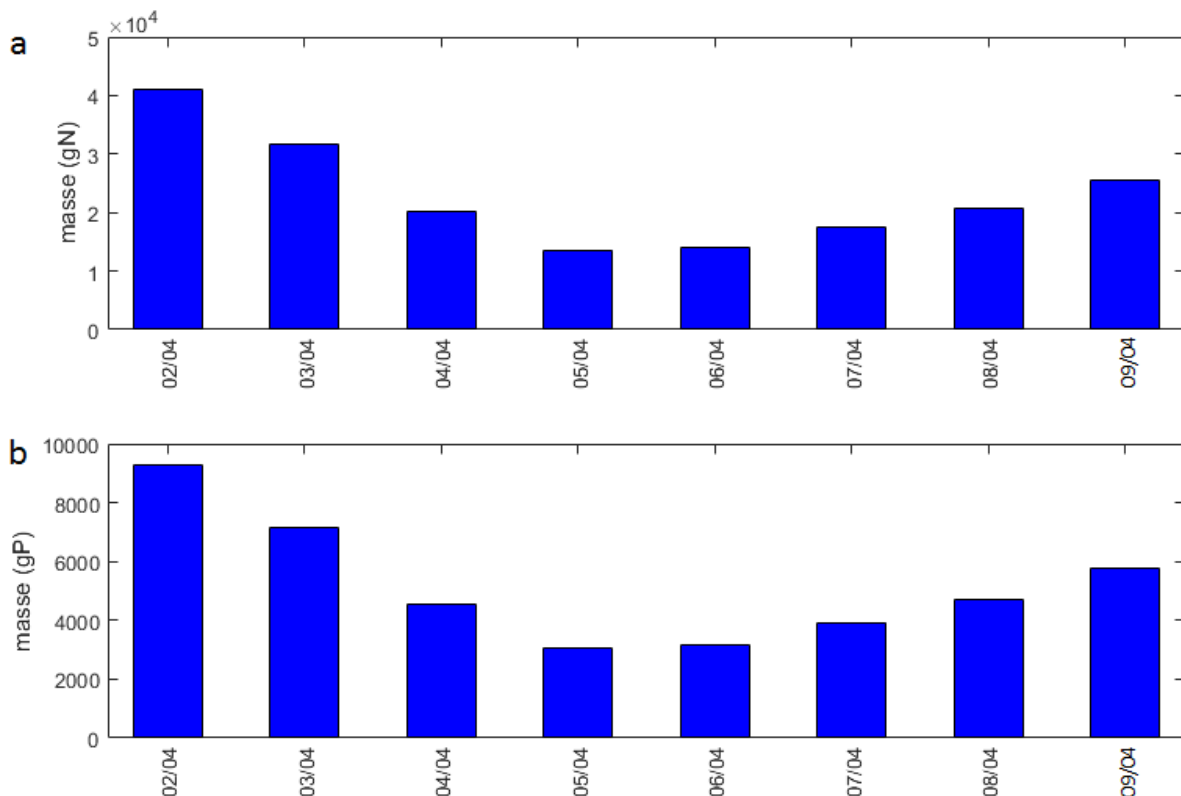


Figure 82 Flux massiques journaliers sur la vasière fluviale intertidale pour l'ammonium (a) et les phosphates (b)

Les flux massiques qui circulent dans le sédiment varie donc de façon importante en fonction de la hauteur d'eau selon le modèle 1DTempPro. Il y a de grandes disparités au cours du temps. Ce

qui pose la question de la représentativité des résultats donnés avec les D1D et les DET qui donne une vision à un instant t du sédiment. En faisant l'hypothèse que ces résultats sont réalistes, la grande variation spatio-temporelle des concentrations dans les sédiments estuariens peut être en partie expliquée par le phénomène d'advection (Zhang, 2014).

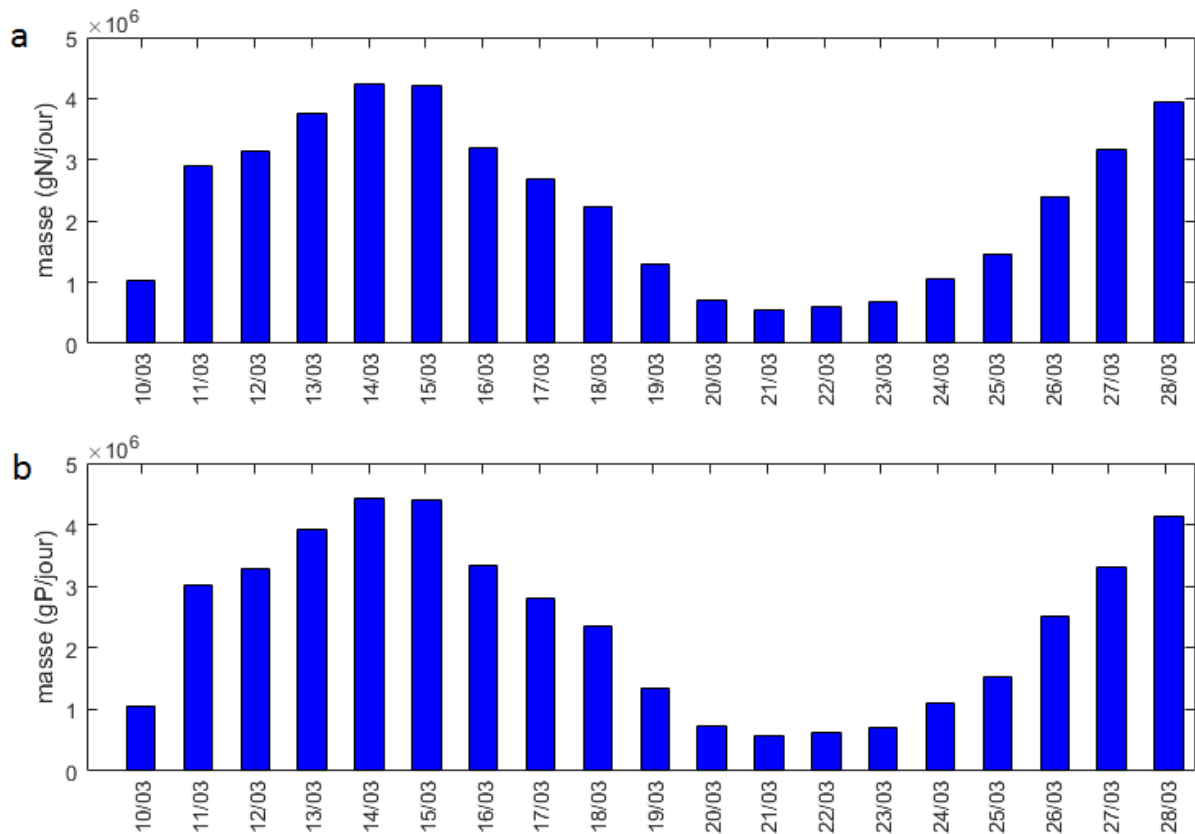


Figure 83 Flux massiques journaliers sur la vase d'embouchure pour l'ammonium (a) et les phosphates (b)

3) Comparaison des résultats obtenus avec les modèles d'advection et de diffusion

a) Variation des flux en nutriment sur les deux sites d'étude

Afin de comparer les flux totaux calculés avec les différents modèles d'advection et de diffusion, la somme totale des flux journaliers est additionnée et mise dans les Tableau 6 et Tableau 7.

Du point de vue général, les flux sont très variés selon la méthode utilisée que ce soit en termes de valeurs absolue ou bien de sens de flux. Les résultats issus de VFLUX donnent une sens de flux vers l'extérieur du sédiment alors que pour 1DTempPro elle est dirigée vers l'intérieur que ce soit sur la VE ou la VF. Pour la VF, c'est la méthode de McCallum qui donne les résultats les plus

élevés, ils sont du même ordre de grandeur que 1DTempPro mais de signe opposé. Pour la VE, 1DTempPro donne les valeurs de flux les plus élevés et celles-ci sont du même ordre de grandeur que McCallum mais de signe opposé, comme pour la VF.

	Vasière fluviale intertidale			
	Hatch	McCallum	1DTempPro	Diffusion
NH ₄ ⁺ (g)	-8.05E+04	-3.36E+05	1.84E+05	4,63
PO ₄ ³⁻ (g)	-1.82E+04	-7.58E+04	4.16E+04	3,73

Tableau 6 Comparaison des flux totaux obtenus avec les modèles VFLUX (Hatch et McCallum), 1DTempPro et le modèle de diffusion pour les ions ammonium et phosphate sur la vasière fluviale intertidale.

	Vasière d'embouchure			
	Hatch	McCallum	1DTempPro	Diffusion
NH ₄ ⁺ (g)	-4.99E+06	-3.28E+07	4.32E+07	492,71
PO ₄ ³⁻ (g)	-5.21E+06	-3.43E+07	4.52E+07	43,32

Tableau 7 Comparaison des flux totaux obtenus avec les modèles VFLUX (Hatch et McCallum), 1DTempPro et le modèle de diffusion pour les ions ammonium et phosphate sur la vasière d'embouchure.

Les deux méthodes montrant le plus de similarité sont donc McCallum et 1DTempPro mais leur sens d'advection sont opposés. Néanmoins ces deux méthodes sont différentes car l'advection dans 1DTempPro change de façon régulière avec la marée alors que l'advection dans le modèle de McCallum varie en fonction du phasage/déphasage de cycle diurne et de marée. Les implications des signe opposés sont aussi importantes car dans un cas la vasière est un puits à nutriment (1DTempPro) et dans l'autre cas elle est une source (VFLUX).

Concernant la diffusion, la quantité totale qui circule dans le sédiment est très faible par rapport à l'advection allant de 10⁵ à 10⁷ en fonction du site d'étude. Sa contribution est équivalente à l'advection que pour des vitesses de Darcy très faible.

b) Critiques et biais des modèles VFLUX/1DTempPro

Le modèle VFLUX nécessite de filtrer les données température pour être utilisable (Gordon et al., 2012), là où 1DTempPro utilise la température sans modification. Ceci a pour conséquence d'atténuer certains pics de chaleur qui sont ainsi lissés (voir section 3.b.iii du chapitre II). On remarque aussi que ce modèle est très sensible au phénomène de découverture de la vasière et au cycle jour nuit avec des vitesses d'advection qui suivent le phasage et déphasage de ces deux

phénomènes (Irvine et al., 2015). Le modèle VFLUX fonctionnant à l'aide du cycle diurne son utilisation dans un milieu estuarien peut avoir des conséquences sur les résultats. Le cycle de marée se surimprime au cycle diurne compliquant ainsi le signal température. De plus le modèle VFLUX à partir de la méthode de Hatch ne permet pas de connaître dans quel sens l'advection s'effectue et donc donne seulement une indication sur la présence ou non d'advection dans le sédiment (Rau et al., 2016). En revanche l'utilisation du modèle de McCallum possède l'avantage de donner des résultats qui varient moins en fonction des paramètres du sédiment ce qui permet de l'utiliser même sur un sédiment dont les caractéristiques du sédiment ne sont pas connues avec précision.

1DTempPro quant à lui nécessite de connaître la perte de charge pour fonctionner et donc d'avoir une information supplémentaire du milieu. Le modèle est aussi sensible aux paramètres utilisés pour les caractéristiques physiques et thermiques du sédiment. Une modification même faible entraîne un changement de la réponse du modèle et nécessite donc de connaître de façon précise les propriétés du sédiment étudié pour obtenir un calcul de vitesse d'advection pertinent (Gaona et al.). Ceci est contrebalancé par la possibilité de faire un test de similarité entre les valeurs calculées et simulées permettant ainsi d'estimer la pertinence des résultats du modèle. Ce modèle est aussi très contraint par la perte de charge comme le montre les résultats qui suivent de façon systématique la variation de la hauteur d'eau sur le sédiment. On obtient ainsi une direction d'advection unidirectionnelle qui ne change jamais de signe.

4) Conclusion du chapitre V : modèle conceptuel de la dynamique de la vase

En combinant les résultats obtenus à l'aide des trois modèles (diffusion + advection) et les profils de température il est possible de proposer un modèle conceptuel de fonctionnement des échanges de température et de l'advection/diffusion au sein des vases intertidales (Figure 84).

Lors d'une marée basse diurne, le rayonnement solaire frappe le sédiment de la vase qui se réchauffe, ce phénomène étant favorisé par la coloration sombre du sédiment (albédo faible). Cette élévation de température se transmet à l'intérieur du sédiment jusqu'à une profondeur limite (les dix premiers centimètres) et a pour conséquence une augmentation de la diffusion. Parallèlement l'élévation de température entraîne l'évaporation de l'eau présente dans les couches superficielles du sédiment ce qui provoque un mouvement d'advection vertical vers l'extérieur du sédiment (observés avec VFLUX).

Le recouvrement de la vase lors du cycle de marée suivante vient refroidir le sédiment, les mouvements verticaux disparaissent, la température baisse et donc la diffusion diminue. En revanche le poids de la colonne d'eau vient faire pression sur le sédiment, des mouvements verticaux descendants apparaissent (observés avec 1DTempPro). Si maintenant la marée basse suivante a lieu de nuit, la température de l'air plus fraîche entraînent un refroidissement du sédiment par rayonnement auquel cas aucune circulation d'eau n'est observée.

Ces mouvements d'eau à l'intérieur du sédiment entraînent avec eux les solutés présents dans l'eau interstitielle du sédiment. Ces flux sont non négligeables et surpassent nettement la diffusion lorsqu'ils sont présents. Les flux se faisant dans des sens différents en fonction de la marée et du cycle diurne la vase est alternativement puits et source de nutriment. Ce phénomène dépendant des conditions climatiques et saisonnières.

Cette vision assez générale est évidemment à nuancer en fonction des conditions observées un jour donné. Si la couverture nuageuse est importante et que des précipitations ont lieu, les phénomènes d'advection verticaux diurnes seront plus faibles. Ces phénomènes physiques s'ajoutent à ceux observés concernant la biogéochimie du sédiment (augmentation des flux de nutriment et de l'activité bactérienne reminéralisant la matière organique (Robador et al., 2016). Il ne doit pas être oublié aussi que d'autres phénomènes ont lieu lors de la marée tels que la remise en suspension des particules du sédiment qui a pour conséquence de libérer des nutriments dans la colonne d'eau (Caetano et al., 1997).

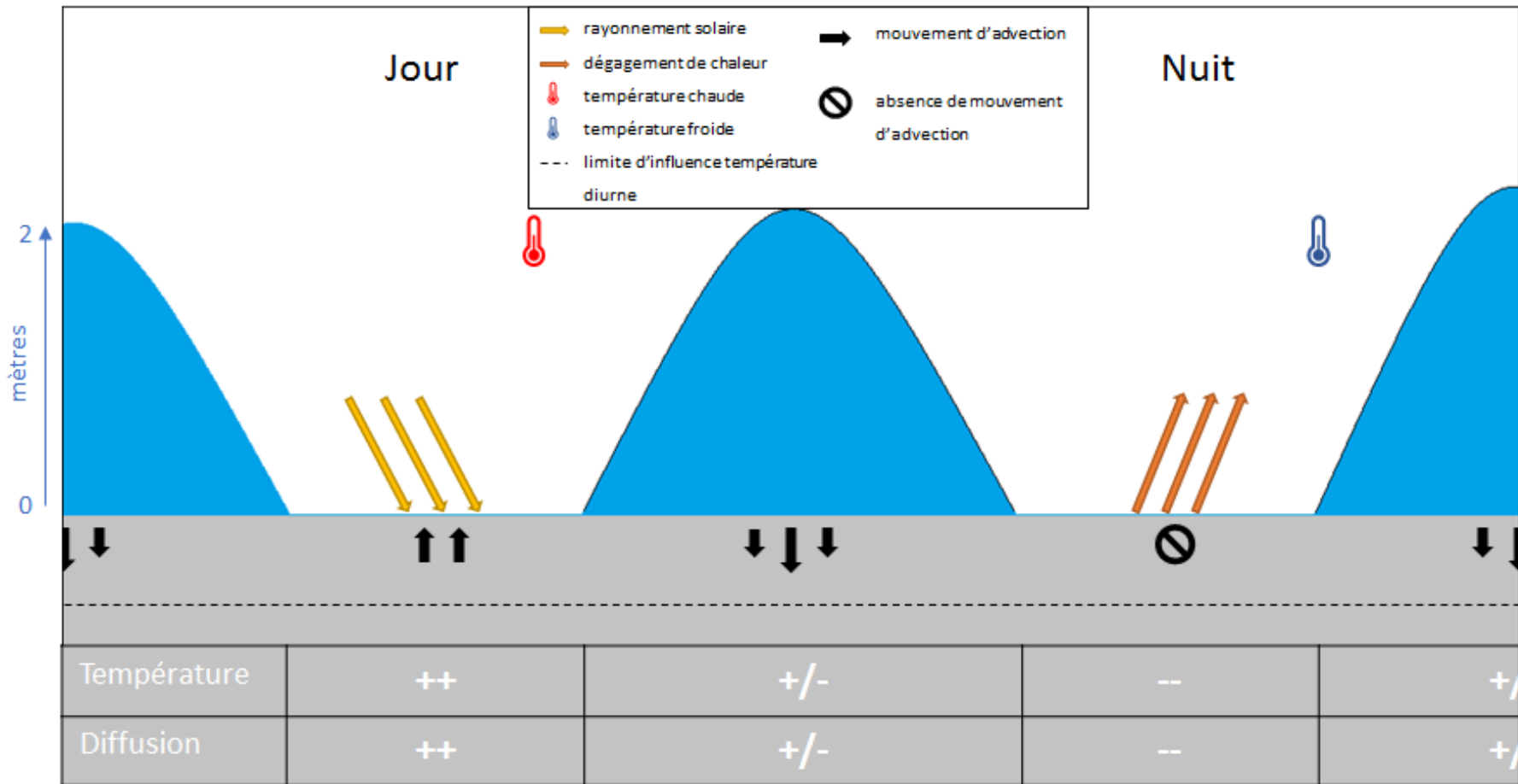


Figure 84 Schéma conceptuel de la dynamique de la chaleur et de l'advection au sein d'une vase intertidale

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

La combinaison des courants fluviaux et tidaux est à l'origine du régime hydrodynamique macrotidal de l'estuaire de Seine. Ceci impacte les processus hydrosédimentaires : ils aboutissent au dépôt et à l'érosion des sédiments au sein des vasières intertidales. La connaissance de ce milieu intertidal est importante car il joue un rôle écologique mais aussi biogéochimique par sa fonction épuratrice de la colonne d'eau.

Une des zones les plus importantes des vasières intertidales est l'interface eau-sédiment où se réalise les échanges en nutriment (C, N, P) entre le sédiment et la colonne d'eau surnageante. La compréhension du fonctionnement de cette interface en lien avec les facteurs hydrodynamiques et thermiques est donc primordiale afin d'estimer les flux d'un point de vue quantitatif (valeurs absolues) et qualitatif (direction et sens du flux) qui ont lieu.

Pour se faire une double approche sur deux sites d'étude a été mise en place :

- Une approche expérimentale de terrain et de laboratoire dont l'objectif est de connaître les caractéristiques biogéochimiques, physiques et hydrodynamiques des sédiments étudiés. Pour cela des échantillonneurs passifs (dialyseurs, DET) ainsi que des instruments de mesures autonomes en continu (Altus, courantomètre, turbidimètre, thermomètres) ont été implantés directement sur la vasière et des prélèvements de carottes ont été réalisés.
- Une approche numérique de modélisation consistant à utiliser les données obtenues sur le terrain pour les intégrer dans quatre modèles différents afin de calculer des flux diffusifs et advectifs. Les profils de températures sont utilisés en entrée afin d'obtenir une variation haute-fréquence des échanges à l'interface eau-sédiment

L'objectif final étant d'obtenir les valeurs des flux diffusifs et advectifs proche de l'interface eau-sédiment en utilisant les profils de température mesurés sur le terrain et de comprendre le fonctionnement de ce paramètre au sein des vasières intertidales.

La partie expérimentale a permis de décrire l'hétérogénéité sédimentaire, physique et biogéochimique du sédiment au sein de deux sites d'étude ayant des caractéristiques différentes. Le premier est le site de la vasière d'embouchure qui est impacté par la marée et le vent. Il présente un sédiment à texture homogène dont la partie supérieure est oxygénée par l'action des organismes benthiques bioturbateurs. Le second est le site de la vasière fluviale intertidale située en amont de l'estuaire. Il est impacté par les courants du fleuve, la marée et le batillage. Le sédiment présente

une texture hétérogène du fait de la dynamique d'érosion/dépôt et la bioturbation est absente du sédiment.

Les profils de température au cours du temps en fonction de la profondeur sur les deux sites d'étude renseignent sur le lien entre la marée et le cycle diurne. La dynamique de température à l'interface eau-sédiment dépend de la marée : si la marée basse a lieu le jour le rayonnement solaire atteint la surface du sédiment et entraîne son réchauffement. Au contraire si la marée basse a lieu la nuit, le sédiment est exposé aux températures plus froides de l'air et se refroidit sur la période d'étude considérée (transition hiver-printemps). La température constante à l'échelle journalière de l'eau lors de l'immersion agit comme un stabilisateur de la température de sédiment, le sédiment est alors maintenu à une température intermédiaire entre la marée basse de jour et de nuit.

Les échantillonneurs passifs pour leur part apportent une information sur les profils de concentration en fonction de la profondeur. Cette information est unidirectionnelle dans le cas d'un dialyseur 1D ou spatiale dans le cas des dialyseurs 2D et des DET. Ainsi l'information recueillie est différente. Un dialyseur 1D renseigne sur les concentrations moyennes obtenues sur la largeur de la logette permettant d'avoir une estimation de l'état du sédiment de façon globale. Les dialyseurs 2D et les DET apportent une information spatialisée supplémentaire qui permet d'observer les micro-niches de nutriment et les relations entre les espèces chimiques (fer et phosphates notamment). Leurs résolutions spatiales sont différentes : les D1D et D2D ont une résolution de l'ordre du centimètre, les DET une résolution submillimétrique.

En termes de concentrations en nutriment observés sur les vasières, la vasière fluviatile intertidale possède des concentrations plus fortes que la vasière d'embouchure. Néanmoins ces deux vasières présentent des profils classiques pour la saison d'étude : la quantité d'ammonium augmente régulièrement avec la profondeur et les phosphates commencent par augmenter puis les gradients de concentration s'infléchissent en profondeur. Les dialyseurs 2D et les DET permettent d'observer l'hétérogénéité latérale des concentrations au sein du sédiment.

La partie numérique de modélisation met en lumière le rôle des facteurs physiques dans les phénomènes de diffusion et d'advection. Dans ce manuscrit elle est étudiée selon deux axes spatiaux : verticalement pour apprécier les flux de nutriment (N et P) au sein du sédiment et horizontalement pour estimer le temps d'équilibration d'un des échantillonneurs passifs utilisé dans cette étude : le dialyseur 1D.

Dans les deux cas, il apparaît que le paramètre majeur de la diffusion est la température. Pour le modèle vertical elle induit des variations diurnes de la diffusion dans les premiers centimètres du

sédiment : elle augmente le jour et diminue la nuit quand la vase est exondée. Pour le modèle horizontal d'équilibration elle montre que l'équilibration se fait de façon plus rapide pour une température plus élevée. Ainsi l'équilibration est plus rapide en été qu'en hiver. Cette contribution de la température est logique car les deux modèles sont basés sur la loi de Fick dont une des variables est le coefficient de diffusion de l'élément d'intérêt.

Cette variable est cependant modulée en fonction de l'ion considéré : l'ion ammonium possède un coefficient de diffusion dans l'eau plus élevé que les phosphates il diffuse ainsi plus vite au sein d'un milieu poreux. Pour une période d'élévation de la température donnée le flux d'ammonium est donc plus important que le flux de phosphate.

La diffusion est aussi modulée par la porosité du sédiment. Elle est différente sur les deux sites d'études : sur la VF elle augmente avec la profondeur alors qu'elle diminue avec la profondeur pour la VE. Cette porosité variable entraîne une hétérogénéité de l'équilibration et des flux au sein du sédiment. En fonction de la profondeur le dialyseur est à un état d'équilibration différent au cours du temps. De même la diffusion verticale ne se fait pas à la même vitesse en fonction de la profondeur considérée.

Le modèle de diffusion verticale permet aussi de calculer des flux journaliers. Il montre que les flux varient de façon journalière. Ils sont en augmentation constante sur la VF ce qui est en relation avec l'augmentation des températures au début du printemps en revanche ce phénomène n'est pas observé à la VE où les flux sont relativement stables. Néanmoins ces calculs journaliers dénotent le caractère hétérogène des flux au cours du temps.

Pour être optimisés les modèles de diffusion devraient prendre en compte les phénomènes qui ont lieu à l'interface eau-sédiment tels que la bioturbation et l'adsorption de l'ammonium et du phosphate. Le premier phénomène est dû au remaniement du sédiment par les macroorganismes benthiques qui entraîne l'homogénéisation et l'oxygénation des premiers centimètres du sédiment. Le second phénomène est lié à l'affinité de l'ammonium et des phosphates pour les particules du sédiment en milieu oxygéné qui bloque la diffusion de ces éléments dans la colonne d'eau sus-jacente.

Bien qu'ayant un rôle important dans les processus à l'interface eau-sédiment, la diffusion est supplantée, lorsqu'il est présent, par le phénomène d'advection. Celui-ci correspond au déplacement des solutés par les mouvements d'eau interstitielle dans un milieu poreux.

Pour caractériser ces mouvements d'eau, cette étude compare deux modèles. Ils fonctionnent tous les deux en utilisant en entrée les enregistrements de température au cours du temps et en fonction

de la profondeur. La façon dont la température change au cours du temps permet d'estimer les mouvements d'eau interstitielle.

Le premier modèle utilisé est VFLUX. Il nécessite de filtrer les courbes de température afin d'extraire le bruit provoqué par les fluctuations journalières des températures mais aussi la tendance liée à la saison. Deux méthodes sont utilisées :

- La première dite de Hatch permet d'estimer la direction et la vitesse de l'advection à partir de l'amplitude ou le changement de phase du signal température mais ne permet pas de connaître le sens de l'écoulement.
- La seconde dite de McCallum permet d'estimer à la fois la direction et le sens de l'advection en utilisant simultanément l'amplitude et le changement de phase du signal température. De plus ce modèle est beaucoup moins dépendant des paramètres du sédiment et permet donc d'être utilisé sur un site dont les caractéristiques sont moins bien connues.

L'utilisation de l'amplitude rend ces modèles très dépendants du phasage-déphasage de la marée et du cycle diurne.

Le second modèle est 1DTempPro. Il fonctionne aussi grâce aux chroniques de température mais nécessite une information supplémentaire : la perte de charge (pression exercée sur le sédiment) pour obtenir la vitesse d'advection. Il a l'avantage de fonctionner sans filtration des courbes de température et il est possible d'estimer la pertinence des températures simulées et calculées grâce à un test de similarité. En utilisant la perte de charge, les résultats obtenus mettent en avant le rôle prédominant de la marée dans les calculs d'advection.

Les calculs des flux journaliers obtenus à partir des deux modèles montrent que le modèle de McCallum et 1DTempPro ont des ordres de grandeurs similaires mais de sens opposé pour les deux sites d'études. Ceux de Hatch sont inférieurs dans les deux cas. La comparaison de ces résultats avec ceux de la diffusion souligne le rôle prédominant, lorsqu'ils sont présents, des mouvements d'advection par rapport aux flux diffusifs. Cette dynamique est confirmée par le calcul du nombre de Péclet. Ces résultats exposent aussi que bien que présentant des concentrations plus faibles les flux potentiels à la VE sont plus importants du fait de sa superficie étendue à l'aval de la Seine.

Enfin les résultats ont permis de proposer un modèle conceptuel des vasières intertidales. Il met en avant le rôle des cycles d'inondation-exondation de la vasière et le cycle diurne dans les échanges thermiques mais aussi les flux d'advection à l'interface eau-sédiment. Ils soulignent l'intérêt d'une

double approche expérimentation-modélisation qui permet l'utilisation de données représentatives du milieu naturel.

Il faut toutefois noter que les résultats de cette étude doivent être poursuivis car ils représentent un seul mois de données en un point et ne peuvent donc pas être généralisés à l'ensemble d'une vasière ou sur un cycle hydrologique complet. Pour se faire une campagne de plus grande ampleur devrait être mise en place.

Ainsi les perspectives de ce travail s'ouvrent sur plusieurs suggestions :

Une campagne terrain sur un cycle hydrologique complet devrait être envisagée en gardant les deux sites d'étude et la double approche expérimentale-modélisation. Sur chaque site une radiale composée de plusieurs stations devrait être choisie en reprenant pour la VE celles choisies dans la campagne DyVa (2000-2003) et pour la VF ceux choisis par Deloffre et al. (2005a).

A chaque station des thermo-boutons seraient implantés à différentes profondeurs accompagnés d'instruments de mesure de l'hydrodynamisme (Altus, courantomètre, turbidimètre) et associés à l'implantation de dialyseurs 1D et/ou DET pour obtenir les profils de concentration en nutriment. Les relevés seraient faits tous les mois afin de couvrir l'ensemble des saisons et les variations de la qualité du sédiment qui l'accompagne. Des carottes sédimentaires seraient prélevées et analysées afin d'obtenir les caractéristiques physiques et thermiques des sédiments ainsi que leur éventuelle variation au cours de l'année.

Dans le même temps, les données température seraient intégrées à un modèle d'advection afin d'obtenir des chroniques de variation de la vitesse d'écoulement pour un cycle hydrologique complet. Ceci permettrait d'approfondir les connaissances sur l'impact du cycle diurne et de la marée sur la température du sédiment au niveau des vasières intertidales. En effet la température est une variable nécessaire à considérer dans toute étude d'un géosystème naturel sous influence macrotidale.

Les données issues des profils de concentration en fonction de la profondeur seraient incorporées dans un modèle de diagénèse précoce. Le but d'un tel modèle est d'étudier le cycle des nutriments en relation avec la dégradation de la MO dans le sédiment. Classiquement la température est considérée comme invariante dans ces modèles. L'objectif serait d'appréhender la contribution des profils de température au cours du temps sur les sorties de modèle.

Pour travailler en multidisciplinarité des biologistes, des sédimentologues et des physiciens devraient être intégrés au projet pour apporter leurs connaissances spécifiques au sujet. Le but serait d'étudier le comportement du microphytobenthos en fonction de la marée et des variations

de la température du sédiment, mais aussi de mieux caractériser les propriétés physiques du sédiment car ils ont un rôle important dans la dynamique de la chaleur et dans les calculs de vitesse d'advection. Cette approche a commencé dans le projet PHARE-SEE (2017-2020) du programme de recherche régional Seine-Aval sur la vase d'embouchure. Elle sera développée en trois parties :

- Modéliser la production primaire du microphytobenthos en relation avec l'hydrodynamisme et la biogéochimie du sédiment.
- Paramétrer un modèle en utilisant des données physico-chimiques obtenues sur le terrain.
- Utiliser ce modèle dans une configuration 3D de l'estuaire de Seine pour appliquer différentes conditions au milieu et comparer les résultats obtenus.

Ce travail de thèse a aussi montré que l'hétérogénéité du milieu et son fort hydrodynamisme est une limite à l'utilisation des échantillonneurs d'eau interstitielle 1D et 2D. Dans ce contexte une autre idée serait d'utiliser les propriétés d'adsorption des polymères (de type polyéther-sulfones) pour prélever des phases dissoutes (métaux, polluants organiques et sels nutritifs) contenues dans le sédiment. Ce développement méthodologique fait actuellement l'objet d'une collaboration entre le laboratoire M2C de l'Université de Rouen-Normandie et l'INRAP de Tunis dans le cadre d'un partenariat PHC-Maghreb.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- Alaoui Mhamdi, M., Aleya, L., Rachiq, S., Devaux, J., 1994. Etude préliminaire sur les échanges de phosphore à l'interface eau-sédiment au sein de la retenue d'Al Massira (Maroc). *Rev. Sci. Eau/Journal Water Sci.* 7, 115–130.
- Alkhatib, M., Schubert, C.J., del Giorgio, P.A., Gelinás, Y., Lehmann, M.F., 2012. Organic matter reactivity indicators in sediments of the St. Lawrence Estuary. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 102, 36–47.
- Allen, G.P., Salomon, J.C., Bassoullet, P., Du Penhoat, Y., De Grandpre, C., 1980. Effects of tides on mixing and suspended sediment transport in macrotidal estuaries. *Sediment. Geol.* 26, 69–90.
- Aller, R.C., Aller, J.Y., Kemp, P.F., 2001. Effects of particle and solute transport on rates and extent of remineralization in bioturbated sediments. *Org.-Sediment Interact.* 315–333.
- Alongi, D.M., 1998. Coastal ecosystem processes.
- Aminot, A., Andrieux, F., 1996. Concept and determination of exchangeable phosphate in aquatic sediments. *Water Res.* 30, 2805–2811.
- An, S., Joye, S.B., 2001. Enhancement of coupled nitrification-denitrification by benthic photosynthesis in shallow estuarine sediments. *Limnol. Oceanogr.* 46, 62–74.
- Andersen, T.J., Pejrup, M., 2001. Suspended sediment transport on a temperate, microtidal mudflat, the Danish Wadden Sea. *Mar. Geol.* 173, 69–85.
- Anibas, C., Buis, K., Verhoeven, R., Meire, P., Batelaan, O., 2011. A simple thermal mapping method for seasonal spatial patterns of groundwater–surface water interaction. *J. Hydrol.* 397, 93–104.
- Anibas, C., Fleckenstein, J.H., Volze, N., Buis, K., Verhoeven, R., Meire, P., Batelaan, O., 2009. Transient or steady-state? Using vertical temperature profiles to quantify groundwater–surface water exchange. *Hydrol. Process.* 23, 2165–2177.
- Archie, G.E., others, 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Trans. AIME* 146, 54–62.
- Arnosti, C., Jørgensen, B.B., Sagemann, J., Thamdrup, B., 1998. Temperature dependence of microbial degradation of organic matter in marine sediments: polysaccharide hydrolysis, oxygen consumption, and sulfate reduction. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 59–70.
- ARTELIA, GIP Seine-Aval, 2013. Définition de scénarios et modélisation des niveaux d'eau pour la gestion du risque inondation dans l'estuaire de la Seine - Rapport de l'objectif A: Définition des périodes de retour des évènements jouant un rôle dans les inondations. 131p. et annexes.
- Baldwin, D.S., Rees, G.N., Mitchell, A.M., Watson, G., Williams, J., 2006. The short-term effects of salinization on anaerobic nutrient cycling and microbial community structure in sediment from a freshwater wetland. *Wetlands* 26, 455–464.
- Bally, G., 2003a. Contribution à l'étude de la dynamique d'échange du phosphore dans les sédiments d'une vasière intertidale de l'estuaire de Seine. Rouen.
- Bally, G., Mesnage, V., Deloffre, J., Clarisse, O., Lafite, R., Dupont, J.-P., 2004a. Chemical characterization of porewaters in an intertidal mudflat of the Seine estuary: relationship to erosion–deposition cycles. *Mar. Pollut. Bull.* 49, 163–173.
- Bally, G., Mesnage, V., Verney, R., Clarisse, O., Dupont, J.P., Ouddanne, B., Lafite, R., 2005. Dialysis porewater sampler: A strategy for time equilibration optimisation, in: *Phosphates in Sediments: Proceedings of the 4th International Symposium, Carmona (Spain)*. Leiden (NL): Backhuys Publishers. P. pp. 9–20.

- Banta, G.T., Holmer, M., Jensen, M.H., Kristensen, E., 1999. Effects of two polychaete worms, *Nereis diversicolor* and *Arenicola marina*, on aerobic and anaerobic decomposition in a sandy marine sediment. *Aquat. Microb. Ecol.* 19, 189–204.
- Barbier, E.B., Hacker, S.D., Kennedy, C., Koch, E.W., Stier, A.C., Silliman, B.R., 2011. The value of estuarine and coastal ecosystem services. *Ecol. Monogr.* 81, 169–193.
- Becker, M.W., Georgian, T., Ambrose, H., Siniscalchi, J., Fredrick, K., 2004. Estimating flow and flux of ground water discharge using water temperature and velocity. *J. Hydrol.* 296, 221–233.
- Beeckman, J.W., 1990. Mathematical description of heterogeneous materials. *Chem. Eng. Sci.* 45, 2603–2610.
- Berelson, W.M., McManus, J., Severmann, S., Reimers, C.E., 2013. Benthic flux of oxygen and nutrients across Oregon/California shelf sediments. *Cont. Shelf Res.* 55, 66–75.
- Berner, R.A., 1980a. *Early diagenesis: a theoretical approach*. Princeton University Press.
- Bianchi, T.S., 2006. *Biogeochemistry of Estuaries*. Oxford University Press.
- Bilodeau, F., 2003. Validation de la technique DET (Diffusive Equilibration in Thin films) pour mesurer des microprofils de fer et de manganèse dans les sédiments lacustres.
- Blott, S.J., Pye, K., 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surf. Process. Landf.* 26, 1237–1248.
- Borsje, B.W., de Vries, M.B., Hulscher, S.J., de Boer, G.J., 2008. Modeling large-scale cohesive sediment transport affected by small-scale biological activity. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 78, 468–480.
- Boström, B., Andersen, J.M., Fleischer, S., Jansson, M., 1988. Exchange of phosphorus across the sediment-water interface. *Hydrobiologia* 170, 229–244.
- Boudreau, B.P., 1997. Diagenetic models and their implementation.
- Boudreau, B.P., 1996. A method-of-lines code for carbon and nutrient diagenesis in aquatic sediments. *Comput. Geosci.* 22, 479–496.
- Boudreau, B.P., Jørgensen, B.B., 2001. *The benthic boundary layer: Transport processes and biogeochemistry*. Oxford University Press.
- Boudreau, B.P., Jørgensen, B.B., 2001. *Diagenesis and sediment-water exchange*. Oxford University Press, New York.
- Boynton, W.R., Kemp, W.M., Osborne, C.G., 1980. Nutrient fluxes across the sediment-water interface in the turbid zone of a coastal plain estuary, in: *Estuarine Perspectives*. Elsevier, pp. 93–109.
- Bredehoeft, J.D., Papaopulos, I.S., 1965. Rates of vertical groundwater movement estimated from the earth's thermal profile. *Water Resour. Res.* 1, 325–328.
- Breitzke, M., 2006. Physical properties of marine sediments, in: *Marine Geochemistry*. Springer, pp. 27–71.
- Brookfield, A.E., Sudicky, E.A., 2012. Implications of hyporheic flow on temperature-based estimates of groundwater/surface water interactions. *J. Hydrol. Eng.* 18, 1250–1261.
- Burdige, D.J., 2006. *Geochemistry of marine sediments*. Princeton University Press Princeton.
- Burdige, D.J., Zheng, S., 1998. The biogeochemical cycling of dissolved organic nitrogen in estuarine sediments. *Limnol. Oceanogr.* 43, 1796–1813.
- Caetano, M., Falcão, M., Vale, C., Bebianno, M.J., 1997. Tidal flushing of ammonium, iron and manganese from inter-tidal sediment pore waters. *Mar. Chem.* 58, 203–211.
- Carignan, R., 1984. Interstitial water sampling by dialysis: Methodological notes. *Limnol. Oceanogr.* 29, 667–670.
- Cesbron, F., Metzger, E., Launeau, P., Deflandre, B., Delgard, M.-L., Thibault de Chanvalon, A., Geslin, E., Anschutz, P., Jézéquel, D., 2014a. Simultaneous 2D Imaging of Dissolved Iron and Reactive Phosphorus in Sediment Porewaters by Thin-Film and Hyperspectral Methods. *Environ. Sci. Technol.* 48, 2816–2826.

- Chapelle, A., Ménesguen, A., Deslous-Paoli, J.-M., Souchu, P., Mazouni, N., Vaquer, A., Millet, B., 2000. Modelling nitrogen, primary production and oxygen in a Mediterranean lagoon. Impact of oysters farming and inputs from the watershed. *Ecol. Model.* 127, 161–181.
- Chen, X., Slater, L., 2015. Gas bubble transport and emissions for shallow peat from a northern peatland: The role of pressure changes and peat structure. *Water Resour. Res.* 51, 151–168.
- Cho, Y.-M., Werner, D., Moffett, K.B., Luthy, R.G., 2010. Assessment of Advective Porewater Movement Affecting Mass Transfer of Hydrophobic Organic Contaminants in Marine Intertidal Sediment. *Environ. Sci. Technol.* 44, 5842–5848.
- Constantz, J., Niswonger, R.G., Stewart, A.E., 2008a. Analysis of temperature gradients to determine stream exchanges with ground water. *Field Tech. Estim. Water Fluxes Surf. Water Ground Water Ed. Rosenberry LaBaugh JW US Geol. Surv. Rest. Va. EUA* 115–128.
- Cundy, A.B., Lafite, R., Taylor, J.A., Hopkinson, L., Deloffre, J., Charman, R., Gilpin, M., Spencer, K.L., Carey, P.J., Heppell, C.M., 2007. Sediment transfer and accumulation in two contrasting salt marsh/mudflat systems: the Seine estuary (France) and the Medway estuary (UK). *Hydrobiologia* 588, 125–134.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., Boyd, R., 1992. A conceptual model of estuarine sedimentation. *J. Sediment. Petrol.* 62, 116.
- Darcy, H.P.G., 1856. Détermination des lois d'écoulement de l'eau à travers le sable.
- Davison, W., Grime, G.W., others, 1991. Distribution of dissolved iron in sediment pore waters at submillimetre resolution. *Nature* 352, 323.
- Davison, W., Zhang, H., Grime, G.W., 1994. Performance characteristics of gel probes used for measuring the chemistry of pore waters. *Environ. Sci. Technol.* 28, 1623–1632.
- Deloffre, J., 2005a. La sédimentation fine sur les vasières intertidales en estuaires macrotidaux. Rouen.
- Deloffre, J., Lafite, R., Lesueur, P., Lesourd, S., Verney, R., Guézennec, L., 2005a. Sedimentary processes on an intertidal mudflat in the upper macrotidal Seine estuary, France. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 64, 710–720.
- Deloffre, J., Verney, R., Lafite, R., Lesueur, P., Lesourd, S., Cundy, A.B., 2007. Sedimentation on intertidal mudflats in the lower part of macrotidal estuaries: sedimentation rhythms and their preservation. *Mar. Geol.* 241, 19–32.
- Dingemans, M.W., 1994. Water wave propagation over uneven bottoms.
- Ditzler, C., Scheffe, K., Monger, H.C., n.d. Soil Science Division Staff. 2017. Soil survey manual. USDA Handbook 18. Government Printing Office, Washington, D.C.
- Downing, J.P., Sternberg, R.W., Lister, C.R.B., 1981. New instrumentation for the investigation of sediment suspension processes in the shallow marine environment. *Mar. Geol., Sedimentary dynamics of continental shelves* 42, 19–34.
- Dunn, R.J., Waltham, N.J., Teasdale, P.R., Robertson, D., Welsh, D.T., 2017. Short-Term Nitrogen and Phosphorus Release during the Disturbance of Surface Sediments: A Case Study in an Urbanised Estuarine System (Gold Coast Broadwater, Australia). *J. Mar. Sci. Eng.* 5, 16.
- Dyer, K.R., Christie, M.C., Wright, E.W., 2000. The classification of intertidal mudflats. *Cont. Shelf Res.* 20, 1039–1060.
- Einstein, A., 1905. Über die von der molekularkinetischen Theorie der Wärme geforderte Bewegung von in ruhenden Flüssigkeiten suspendierten Teilchen. *Ann. Phys.* 322, 549–560.
- Fairbridge, R.W., 1980. The estuary: its definition and chemical role. *Chem. Biochem. Estuaries* 1–35.

- Fick, A., 1855a. V. On liquid diffusion. *Philos. Mag. Ser. 4* 10, 30–39.
- Folk, R.L., Ward, W.C., 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *J. Sediment. Res.* 27.
- Froelich, P.N., 1988. Kinetic control of dissolved phosphate in natural rivers and estuaries: A primer on the phosphate buffer mechanism. *Limnol. Oceanogr.* 33, 649–668.
- Gao, Y., Cornwell, J.C., Stoecker, D.K., Owens, M.S., 2014. Influence of cyanobacteria blooms on sediment biogeochemistry and nutrient fluxes. *Limnol. Oceanogr.* 59, 959–971.
- Gardner, W.S., Seitzinger, S.P., Malczyk, J.M., 1991. The effects of sea salts on the forms of nitrogen released from estuarine and freshwater sediments: does ion pairing affect ammonium flux? *Estuaries* 14, 157–166.
- Gardolinski, P.C., Worsfold, P.J., McKelvie, I.D., 2004. Seawater induced release and transformation of organic and inorganic phosphorus from river sediments. *Water Res.* 38, 688–692.
- Garnier, J., Billen, G., Cébron, A., 2007. Modelling nitrogen transformations in the lower Seine river and estuary (France): impact of wastewater release on oxygenation and N₂O emission. *Hydrobiologia* 588, 291–302.
- Giblin, A.E., Weston, N.B., Banta, G.T., Tucker, J., Hopkinson, C.S., 2010. The effects of salinity on nitrogen losses from an oligohaline estuarine sediment. *Estuaries Coasts* 33, 1054–1068.
- Godwin, S.C., Jones, S.E., Weidel, B.C., Solomon, C.T., 2014. Dissolved organic carbon concentration controls benthic primary production: Results from in situ chambers in north-temperate lakes. *Limnol. Oceanogr.* 59, 2112–2120.
- Goñi, M.A., Teixeira, M.J., Perkey, D.W., 2003. Sources and distribution of organic matter in a river-dominated estuary (Winyah Bay, SC, USA). *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 57, 1023–1048.
- Gordon, R.P., Lantz, L.K., Briggs, M.A., McKenzie, J.M., 2012a. Automated calculation of vertical pore-water flux from field temperature time series using the VFLUX method and computer program. *J. Hydrol.* 420, 142–158.
- Goto, S., Yamano, M., Kinoshita, M., 2005. Thermal response of sediment with vertical fluid flow to periodic temperature variation at the surface. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 110.
- Gregory, S., Li, Y.H., 1974. Diffusion of ions in sea water and in deep-sea sediments. *Geochim Cosmochim Acta* 38, 703–714.
- Guézennec, L., Lafite, R., Dupont, J.-P., Meyer, R., Boust, D., 1999. Hydrodynamics of suspended particulate matter in the tidal freshwater zone of a macrotidal estuary (the Seine estuary, France). *Estuaries Coasts* 22, 717–727.
- Guillou, N., Chapalain, G., 2012. Modeling the tide-induced modulation of wave height in the outer Seine estuary. *J. Coast. Res.* 28, 613–623.
- Gunnars, A., Blomqvist, S., 1997. Phosphate exchange across the sediment-water interface when shifting from anoxic to oxic conditions an experimental comparison of freshwater and brackish-marine systems. *Biogeochemistry* 37, 203–226.
- Hall, P.O., Anderson, L.G., van der Loeff, M.M., Sundby, B., Westerlund, S.F., 1989. Oxygen uptake kinetics in the benthic boundary layer. *Limnol. Oceanogr.* 34, 734–746.
- Harper, M.P., Davison, W., Tych, W., 1997. Temporal, Spatial, and Resolution Constraints for in Situ Sampling Devices Using Diffusional Equilibration: Dialysis and DET. *Environ. Sci. Technol.* 31, 3110–3119.
- Hatch, C.E., Fisher, A.T., Revenaugh, J.S., Constantz, J., Ruehl, C., 2006a. Quantifying surface water–groundwater interactions using time series analysis of streambed thermal records: Method development. *Water Resour. Res.* 42.

- Healy, R.W., Ronan, A.D., 1996. Documentation of computer program VS2DH for simulation of energy transport in variably saturated porous media: Modification of the US Geological Survey's computer program VS2DT. US Department of the Interior, US Geological Survey.
- Herman, P.M.J., Heip, C.H.R., 1999. Biogeochemistry of the MAXimum TURbidity Zone of Estuaries (MATURE): some conclusions. *J. Mar. Syst.* 22, 89–104.
- Hesslein, R.H., 1976. An in situ sampler for close interval pore water studies. *Limnol. Oceanogr.* 21, 912–914.
- Hjulstrom, F., 1939. Transportation of detritus by moving water: Part 1. Transportation.
- Hobbie, J.E., 2000. Estuarine science: a synthetic approach to research and practice. Island Press.
- Howarth, R., Chan, F., Conley, D.J., Garnier, J., Doney, S.C., Marino, R., Billen, G., 2011. Coupled biogeochemical cycles: eutrophication and hypoxia in temperate estuaries and coastal marine ecosystems. *Front. Ecol. Environ.* 9, 18–26.
- Howarth, R.W., Fruci, J.R., Sherman, D., 1991. Inputs of sediment and carbon to an estuarine ecosystem: influence of land use. *Ecol. Appl.* 1, 27–39.
- Howarth, R.W., Jaworski, N., Swaney, D., Townsend, A., Billen, G., 2000. Some Approaches for Assessing Human Influences on Fluxes of Nitrogen and Organic Carbon to Estuaries. *Estuar. Sci. Synth. Approach Res. Pract.* 17.
- Howarth, R.W., Sharpley, A., Walker, D., 2002. Sources of nutrient pollution to coastal waters in the United States: Implications for achieving coastal water quality goals. *Estuaries* 25, 656–676.
- Howes, B.L., Dacey, J.W., Wakeham, S.G., 1985. Effects of sampling technique on measurements of porewater constituents in salt marsh sediments. *Limnol. Oceanogr.* 30, 221–227.
- Ingall, E., Jahnke, R., 1997. Influence of water-column anoxia on the elemental fractionation of carbon and phosphorus during sediment diagenesis. *Mar. Geol.* 139, 219–229.
- Irvine, D.J., Cranswick, R.H., Simmons, C.T., Shanafield, M.A., Lautz, L.K., 2015a. The effect of streambed heterogeneity on groundwater-surface water exchange fluxes inferred from temperature time series. *Water Resour. Res.* 51, 198–212.
- Irvine, D.J., Lautz, L.K., Briggs, M.A., Gordon, R.P., McKenzie, J.M., 2015b. Experimental evaluation of the applicability of phase, amplitude, and combined methods to determine water flux and thermal diffusivity from temperature time series using VFLUX 2. *J. Hydrol.* 531, 728–737.
- Jay, D.A., Musiak, J.D., 1996. Internal tidal asymmetry in channel flows: Origins and consequences. *Mix. Estuaries Coast. Seas* 211–249.
- Jestin, H., Bassoullet, P., Le Hir, P., L'Yavanc, J., Degres, Y., 1998. Development of ALTUS, a high frequency acoustic submersible recording altimeter to accurately monitor bed elevation and quantify deposition or erosion of sediments, in: OCEANS'98 Conference Proceedings. IEEE, pp. 189–194.
- Jézéquel, D., Brayner, R., Metzger, E., Viollier, E., Prévot, F., Fiévet, F., 2007a. Two-dimensional determination of dissolved iron and sulfur species in marine sediment pore-waters by thin-film based imaging. Thau lagoon (France). *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 72, 420–431.
- Jiji, L.M., 2006. Heat convection. Springer.
- Johnson, A.N., Boer, B.R., Woessner, W.W., Stanford, J.A., Poole, G.C., Thomas, S.A., O'Daniel, S.J., 2005. Evaluation of an inexpensive small-diameter temperature logger for documenting ground water–river interactions. *Groundw. Monit. Remediat.* 25, 68–74.

- Keery, J., Binley, A., Crook, N., Smith, J.W., 2007a. Temporal and spatial variability of groundwater–surface water fluxes: development and application of an analytical method using temperature time series. *J. Hydrol.* 336, 1–16.
- Kemp, M.W., Boynton, W.R., 1984. Spatial and temporal coupling of nutrient inputs to estuarine primary production: the role of particulate transport and decomposition. *Bull. Mar. Sci.* 35, 522–535.
- Koch, F.W., Voytek, E.B., Day-Lewis, F.D., Healy, R., Briggs, M.A., Lane, J.W., Werkema, D., 2016. 1DTempPro V2: New Features for Inferring Groundwater/Surface-Water Exchange. *Groundwater* 54, 434–439.
- Kristensen, E., 2000. Organic matter diagenesis at the oxic/anoxic interface in coastal marine sediments, with emphasis on the role of burrowing animals, in: *Life at Interfaces and under Extreme Conditions*. Springer, pp. 1–24.
- Lanzoni, S., Seminara, G., 2002. Long-term evolution and morphodynamic equilibrium of tidal channels. *J. Geophys. Res. Oceans* 107.
- Lapham, W.W., 1989a. Use of temperature profiles beneath streams to determine rates of vertical ground-water flow and vertical hydraulic conductivity. Dept. of the Interior, US Geological Survey; USGPO; Books and Open-File Reports Section, US Geological Survey [distributor],.
- Lappala, E.G., Healy, R.W., Weeks, E.P., others, 1987. Documentation of computer program VS2D to solve the equations of fluid flow in variably saturated porous media. Department of the Interior, US Geological Survey.
- Le Hir, P., Ficht, A., Jacinto, R.S., Lesueur, P., Dupont, J.-P., Lafite, R., Brenon, I., Thouvenin, B., Cugier, P., 2001. Fine sediment transport and accumulations at the mouth of the Seine estuary (France). *Estuaries* 24, 950–963.
- Lemoine, J., Verney, R., 2015. Fonctionnement hydro-sédimentaire de l'estuaire de la Seine. Fascicule Seine-Aval 3.3, 64p.
- Lesourd, S., 2000. Processus d'envasement d'un estuaire macrotidal : zoom temporel du siècle à l'heure ; application à l'estuaire de la Seine. Caen.
- Levenberg, K., 1944. A method for the solution of certain non-linear problems in least squares. *Q. Appl. Math.* 2, 164–168.
- Lewandowski, J., Rüter, K., Hupfer, M., 2002a. Two-dimensional small-scale variability of pore water phosphate in freshwater lakes: results from a novel dialysis sampler. *Environ. Sci. Technol.* 36, 2039–2047.
- Lillebø, A.I., Neto, J.M., Flindt, M.R., Marques, J.C., Pardal, M.A., 2004. Phosphorous dynamics in a temperate intertidal estuary. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 61, 101–109.
- Luce, C.H., Tonina, D., Gariglio, F., Applebee, R., 2013a. Solutions for the diurnally forced advection-diffusion equation to estimate bulk fluid velocity and diffusivity in streambeds from temperature time series. *Water Resour. Res.* 49, 488–506.
- Magalhães, C.M., Bordalo, A.A., Wiebe, W.J., 2002. Temporal and spatial patterns of intertidal sediment-water nutrient and oxygen fluxes in the Douro River estuary, Portugal. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 233, 55–71.
- Malcolm, S.J., Sivy, D.B., 1997. Nutrient recycling in intertidal sediments. *Biogeochem. Intertidal Sediments* 84–98.
- Marquardt, D.W., 1963. An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. *J. Soc. Ind. Appl. Math.* 11, 431–441.
- Maxwell, J.C., 1881. *Treatise on Electricity and Magnetism*, 2nd edition. ed. Clarendon Press, Oxford.
- McCallum, A.M., Andersen, M.S., Rau, G.C., Acworth, R.I., 2012a. A 1-D analytical method for estimating surface water–groundwater interactions and effective thermal diffusivity using temperature time series. *Water Resour. Res.* 48.

- McManus, J., Berelson, W.M., Coale, K.H., Johnson, K.S., Kilgore, T.E., 1997. Phosphorus regeneration in continental margin sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 2891–2907.
- Meade, R.H., 1966. Factors influencing the early stages of the compaction of clays and sands—review. *J. Sediment. Res.* 36.
- Mesnager, V., 2013. Les flux de nutriments à l'interface eau-sédiment dans des écosystèmes aquatiques : variables forçantes et modélisation.
- Mesnager, V., Lecoq, N., Sakho, I., Vennin, A., 2013. Modeling nutrients profiles at the sediment–water interface. Calibration and validation from two climatically contrasted estuaries: Seine (France) and Somone (Senegal). *Comptes Rendus Geosci.* 345, 439–445.
- Metzger, E., Thibault de Chanvalon, A., Cesbron, F., Barbe, A., Launeau, P., Jézéquel, D., Mouret, A., 2016a. Simultaneous Nitrite/Nitrate Imagery at Millimeter Scale through the Water–Sediment Interface. *Environ. Sci. Technol.* 50, 8188–8195.
- Metzger, E., Viollier, E., Simonucci, C., Prévot, F., Langlet, D., Jézéquel, D., 2013. Millimeter-scale alkalinity measurement in marine sediment using DET probes and colorimetric determination. *Water Res.* 47, 5575–5583.
- Meysman, F.J., 2017. Cable Bacteria Take a New Breath Using Long-Distance Electricity. *Trends Microbiol.*
- Michaud, E., Desrosiers, G., Mermillod-Blondin, F., Sundby, B., Stora, G., 2005. The functional group approach to bioturbation: the effects of biodiffusers and gallery-diffusers of the *Macoma balthica* community on sediment oxygen uptake. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* 326, 77–88.
- Middelburg, J.J., 1989a. A simple rate model for organic matter decomposition in marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* 53, 1577–1581.
- Middelburg, J.J., 1989b. A simple rate model for organic matter decomposition in marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* 53, 1577–1581.
- Middelburg, J.J., Klaver, G., Nieuwenhuize, J., Wielemaker, A., de Hass, W., Vlug, T., van der Nat, J.F., 1996. Organic matter mineralization in intertidal sediments along an estuarine gradient. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 157–168.
- Mort, H.P., Slomp, C.P., Gustafsson, B.G., Andersen, T.J., 2010. Phosphorus recycling and burial in Baltic Sea sediments with contrasting redox conditions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 74, 1350–1362.
- Motelay-Massei, A., Ollivon, D., Garban, B., Teil, M.J., Blanchard, M., Chevreuil, M., 2004. Distribution and spatial trends of PAHs and PCBs in soils in the Seine River basin, France. *Chemosphere* 55, 555–565.
- Mozeto, A.A., Silvério, P.F., Soares, A., 2001. Estimates of benthic fluxes of nutrients across the sediment–water interface (Guarapiranga reservoir, São Paulo, Brazil). *Sci. Total Environ.* 266, 135–142.
- Mu, D., Yuan, D., Feng, H., Xing, F., Teo, F.Y., Li, S., 2017. Nutrient fluxes across sediment–water interface in Bohai Bay Coastal Zone, China. *Mar. Pollut. Bull.* 114, 705–714.
- Mudroch, A., Azcue, J.M., 1995. *Manual of aquatic sediment sampling*. CRC Press.
- Murphy, T., Lawson, A., Kumagai, M., Nalewajko, C., 2001. Release of phosphorus from sediments in Lake Biwa. *Limnology* 2, 119–128.
- Navon, M., 2016. Hétérogénéité sédimentaire et micro-habitats benthiques: approches in situ et expérimentale (PhD Thesis). Caen.
- Nielsen, L.P., Risgaard-Petersen, N., 2015. Rethinking Sediment Biogeochemistry After the Discovery of Electric Currents. *Annu. Rev. Mar. Sci.* 7, 425–442.

- Nixon, S.W., 1980. Between coastal marshes and coastal waters—a review of twenty years of speculation and research on the role of salt marshes in estuarine productivity and water chemistry, in: *Estuarine and Wetland Processes*. Springer, pp. 437–525.
- Oldham, C.E., Lavery, P.S., 1999. Porewater nutrient fluxes in a shallow fetch-limited estuary. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 39–47.
- Olivé, I., Silva, J., Costa, M.M., Santos, R., 2016. Estimating seagrass community metabolism using benthic chambers: the effect of incubation time. *Estuaries Coasts* 39, 138–144.
- Özişik, M.N., others, 1993. Heat conduction. John Wiley & Sons.
- Potter, I.C., Chuwen, B.M., Hoeksema, S.D., Elliott, M., 2010. The concept of an estuary: a definition that incorporates systems which can become closed to the ocean and hypersaline. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 87, 497–500.
- Pritchard, D.W., 1967. Observations of circulation in coastal plain estuaries.
- Rau, G.C., Andersen, M.S., Acworth, R.I., 2012. Experimental investigation of the thermal dispersivity term and its significance in the heat transport equation for flow in sediments. *Water Resour. Res.* 48.
- Rau, G.C., Andersen, M.S., McCallum, A.M., Roshan, H., Acworth, R.I., 2014a. Heat as a tracer to quantify water flow in near-surface sediments. *Earth-Sci. Rev.* 129, 40–58.
- Robador, A., Müller, A.L., Sawicka, J.E., Berry, D., Hubert, C.R.J., Loy, A., Jørgensen, B.B., Brüchert, V., 2016. Activity and community structures of sulfate-reducing microorganisms in polar, temperate and tropical marine sediments. *ISME J.* 10, 796–809.
- Rosenberg, R., Nilsson, H.C., Diaz, R.J., 2001. Response of benthic fauna and changing sediment redox profiles over a hypoxic gradient. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 53, 343–350.
- Rozan, T.F., Taillefert, M., Trouwborst, R.E., Glazer, B.T., Ma, S., Herszage, J., Valdes, L.M., Price, K.S., Luther III, G.W., 2002. Iron-sulfur-phosphorus cycling in the sediments of a shallow coastal bay: Implications for sediment nutrient release and benthic macroalgal blooms. *Limnol. Oceanogr.* 47, 1346–1354.
- Ryan, N.M., Cooper, J.A.G., 1998. Spatial variability of tidal flats in response to wave exposure: examples from Strangford Lough, Co. Down, Northern Ireland. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 139, 221–230.
- Rysgaard, S., Risgaard-Petersen, N., Niels Peter, S., Kim, J., Lars Peter, N., 1994. Oxygen regulation of nitrification and denitrification in sediments. *Limnol. Oceanogr.* 39, 1643–1652.
- Sakamaki, T., Nishimura, O., Sudo, R., 2006. Tidal time-scale variation in nutrient flux across the sediment–water interface of an estuarine tidal flat. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 67, 653–663.
- Sakho, I., 2011. Évolution et fonctionnement hydro-sédimentaire de la lagune de la Somone, Petite Côte, Sénégal. Université de Rouen; Université Cheikh Anta Diop de Dakar, Sénégal.
- Sánchez de Pedro, R., Niell, F.X., Carmona, R., 2013. Differential nutrient uptake by two segregated red algae in an estuarine intertidal zone. *Phycologia* 52, 461–471.
- Santner, J., Larsen, M., Kreuzeder, A., Glud, R.N., 2015. Two decades of chemical imaging of solutes in sediments and soils – a review. *Anal. Chim. Acta* 878, 9–42.
- Santschi, P., Höhener, P., Benoit, G., Buchholtz-ten Brink, M., 1990. Chemical processes at the sediment-water interface. *Mar. Chem.* 30, 269–315.
- Santschi, P.H., 1995. Seasonality in nutrient concentrations in Galveston Bay. *Mar. Environ. Res.* 40, 337–362.
- Savitzky, A., Golay, M.J., 1964. Smoothing and differentiation of data by simplified least squares procedures. *Anal. Chem.* 36, 1627–1639.

- Schauer, R., Risgaard-Petersen, N., Kjeldsen, K.U., Bjerg, J.J.T., Jørgensen, B.B., Schramm, A., Nielsen, L.P., 2014. Succession of cable bacteria and electric currents in marine sediment. *ISME J.* 8, 1314–1322.
- Schmidt, S., Gonzalez, J.-L., Lecroart, P., Tronczyński, J., Billy, I., Jouanneau, J.-M., 2007. Bioturbation at the water-sediment interface of the Thau Lagoon: impact of shellfish farming. *Aquat. Living Resour.* 20, 163–169.
- Seitzinger, S.P., 1991. The effect of pH on the release of phosphorus from Potomac Estuary sediments: Implications for blue-green algal blooms. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 33, 409–418.
- Seitzinger, S.P., Gardner, W.S., Spratt, A.K., 1991a. The effect of salinity on ammonium sorption in aquatic sediments: implications for benthic nutrient recycling. *Estuaries* 14, 167–174.
- Seitzinger, S.P., Nixon, S.W., Pilson, M.E., 1984. Denitrification and nitrous oxide production in a coastal marine ecosystem. *Limnol. Oceanogr.* 29, 73–83.
- Shuttleworth, S.M., Davison, W., Hamilton-Taylor, J., 1999. Two-dimensional and fine structure in the concentrations of iron and manganese in sediment pore-waters. *Environ. Sci. Technol.* 33, 4169–4175.
- Silliman, S.E., Ramirez, J., McCabe, R.L., 1995. Quantifying downflow through creek sediments using temperature time series: one-dimensional solution incorporating measured surface temperature. *J. Hydrol.* 167, 99–119.
- Simon, N.S., Kennedy, M.M., 1987. The distribution of nitrogen species and adsorption of ammonium in sediments from the tidal Potomac River and estuary. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 25, 11–26.
- Sloth, N.P., Blackburn, H., Hansen, L.S., Risgaard-Petersen, N., Lomstein, B.A., 1995. Nitrogen cycling in sediments with different organic loading. *Oceanogr. Lit. Rev.* 9, 733.
- Stallman, R.W., 1965. Steady one-dimensional fluid flow in a semi-infinite porous medium with sinusoidal surface temperature. *J. Geophys. Res.* 70, 2821–2827.
- Stallman, R.W., 1963. Computation of ground-water velocity from temperature data. USGS Water Supply Pap. 1544, 36–46.
- Stief, P., 2013. Stimulation of microbial nitrogen cycling in aquatic ecosystems by benthic macrofauna: mechanisms and environmental implications. *Biogeosciences* 10, 7829.
- Stoneman, D.A., Constantz, J., 2003. Heat as a tool for studying the movement of ground water near streams. US Department of the Interior, US Geological Survey.
- Sulu-Gambari, F., Seitaj, D., Meysman, F.J.R., Schauer, R., Polerecky, L., Slomp, C.P., 2016. Cable Bacteria Control Iron–Phosphorus Dynamics in Sediments of a Coastal Hypoxic Basin. *Environ. Sci. Technol.* 50, 1227–1233.
- Sundbäck, K., Granéli, W., 1988. Influence of microphytobenthos on the nutrient flux between sediment and water: a laboratory study. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 63–69.
- Sundbäck, K., Miles, A., 2000. Balance between denitrification and microalgal incorporation of nitrogen in microtidal sediments, NE Kattegat. *Aquat. Microb. Ecol.* 22, 291–300.
- Sundby, B., Gobeil, C., Silverberg, N., Alfonso, M., 1992a. The phosphorus cycle in coastal marine sediments. *Limnol. Oceanogr.* 37, 1129–1145.
- Suzuki, S., 1960. Percolation measurements based on heat flow through soil with special reference to paddy fields. *J. Geophys. Res.* 65, 2883–2885.
- Swanson, T.E., Cardenas, M.B., 2010. Diel heat transport within the hyporheic zone of a pool-riffle-pool sequence of a losing stream and evaluation of models for fluid flux estimation using heat. *Limnol. Oceanogr.* 55, 1741–1754.
- Tengberg, A., De Bovee, F., Hall, P., Berelson, W., Chadwick, D., Ciceri, G., Crassous, P., Devol, A., Emerson, S., Gage, J., 1995. Benthic chamber and profiling landers in

- oceanography—a review of design, technical solutions and functioning. *Prog. Oceanogr.* 35, 253–294.
- Tessier, A., Rapin, F., Carignan, R., 1985. Trace metals in oxic lake sediments: possible adsorption onto iron oxyhydroxides. *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, 183–194.
- Thorbergsdóttir, I.M., Gíslason, S.R., 2004. Internal loading of nutrients and certain metals in the shallow eutrophic Lake Myvatn, Iceland. *Aquat. Ecol.* 38, 191–208.
- Thorn, M., 1987. Coastal and estuarine sediment dynamics by K.R. Dyer. Wiley, Chichester, 1986. No. of pages: 358. Price: ±36.00 (Hardback). *Geol. J.* 22, 169–169.
- Tyler, A.C., McGlathery, K.J., Anderson, I.C., 2003. Benthic algae control sediment—water column fluxes of organic and inorganic nitrogen compounds in a temperate lagoon. *Limnol. Oceanogr.* 48, 2125–2137.
- Van Cappellen, P., Wang, Y., 1996. Cycling of iron and manganese in surface sediments; a general theory for the coupled transport and reaction of carbon, oxygen, nitrogen, sulfur, iron, and manganese. *Am. J. Sci.* 296, 197–243.
- Van Der Nat, F.-J., Middelburg, J.J., 2000. Methane emission from tidal freshwater marshes. *Biogeochemistry* 49, 103–121.
- Vogt, T., Schneider, P., Hahn-Woernle, L., Cirpka, O.A., 2010. Estimation of seepage rates in a losing stream by means of fiber-optic high-resolution vertical temperature profiling. *J. Hydrol.* 380, 154–164.
- Voytek, E.B., Drenkelfuss, A., Day-Lewis, F.D., Healy, R., Lane, J.W., Werkema, D., 2014a. 1DTempPro: analyzing temperature profiles for groundwater/surface-water exchange. *Groundwater* 52, 298–302.
- Wang, X., Ma, H., Li, R., Song, Z., Wu, J., 2012. Seasonal fluxes and source variation of organic carbon transported by two major Chinese Rivers: The Yellow River and Changjiang (Yangtze) River. *Glob. Biogeochem. Cycles* 26.
- Wang, Z.B., Jeuken, M., Gerritsen, H., De Vriend, H.J., Kornman, B.A., 2002. Morphology and asymmetry of the vertical tide in the Westerschelde estuary. *Cont. Shelf Res.* 22, 2599–2609.
- Webb, A.P., Eyre, B.D., 2004. Effect of natural populations of burrowing thalassinidean shrimp on sediment irrigation, benthic metabolism, nutrient fluxes and denitrification. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 268, 205–220.
- Wentworth, C.K., 1922a. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *J. Geol.* 30, 377–392.
- Wheatcroft, R.A., Sanders, R.D., Law, B.A., 2013. Seasonal variation in physical and biological factors that influence sediment porosity on a temperate mudflat: Willapa Bay, Washington, USA. *Cont. Shelf Res.* 60, S173–S184.
- Whitehouse, R.J.S., Soulsby, R.L., Roberts, W., Mitchener, H.J., 2000. Dynamics of estuarine muds.
- Wilson, J.G., Brennan, M.T., 2004. Spatial and temporal variability in modelled nutrient fluxes from the unpolluted Shannon estuary, Ireland, and the implications for microphytobenthic productivity. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 60, 193–201.
- Woodruff, J.D., Geyer, W.R., Sommerfield, C.K., Driscoll, N.W., 2001. Seasonal variation of sediment deposition in the Hudson River estuary. *Mar. Geol.* 179, 105–119.
- Yin, K., Harrison, P.J., 2000. Influences of flood and ebb tides on nutrient fluxes and chlorophyll on an intertidal flat. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 75–85.
- Young, P.C., Pedregal, D.J., Tych, W., 1999a. Dynamic harmonic regression. *J. Forecast.* 18, 369–394.
- Yu, J., Fu, Y., Li, Y., Han, G., Wang, Y., Zhou, D., Sun, W., Gao, Y., Meixner, F.X., 2011. Effects of water discharge and sediment load on evolution of modern Yellow River Delta, China, over the period from 1976 to 2009. *Biogeosciences* 8, 2427–2435.

- Zhang, J.-Z., Huang, X.-L., 2011. Effect of Temperature and Salinity on Phosphate Sorption on Marine Sediments. *Environ. Sci. Technol.* 45, 6831–6837.
- Zhang, W., 2014. Ten Simple Rules for Writing Research Papers. *PLOS Comput Biol* 10, e1003453.

ANNEXE 1

Vasière d'embouchure

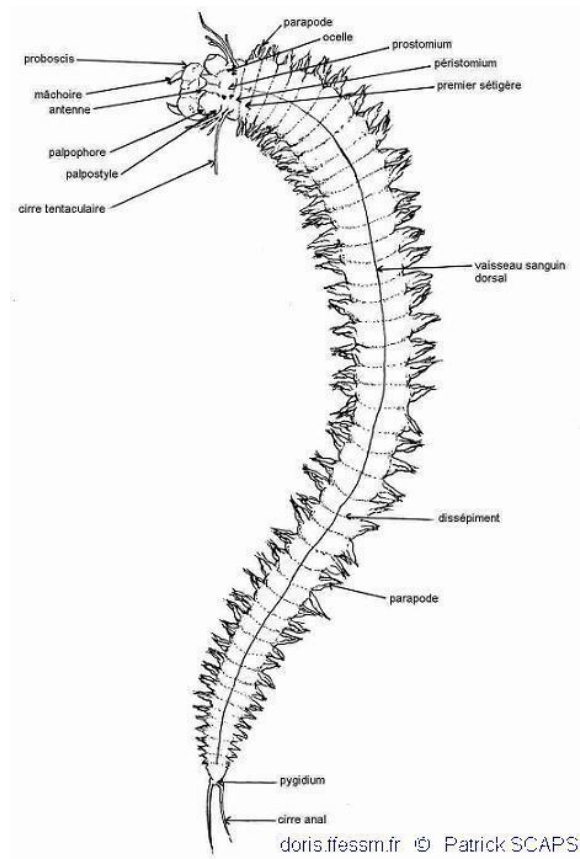
Profondeur (cm)	Dénomination	Mode 1	Mode 2	Mode 3
Interface	Plurimodal	45.80	88.00	16.41
-5	Bimodal	45.80	169.00	
-20	Trimodal	50.28	13.63	169.00
-35	Trimodal	50.28	5.89	7.10

Vasière fluviale intertidale

Profondeur (cm)	Dénomination	Mode 1	Mode 2	Mode 3
Interface	Unimodal	169		
-5	Bimodal	12.41	88.00	
-9	Polymodal	116.60	11.31	45.80
-15	Trimodal	12.41	96.60	203.70
-22	Polymodal	116.40	12.41	26.17
-30	Bimodal	12.41	185.50	

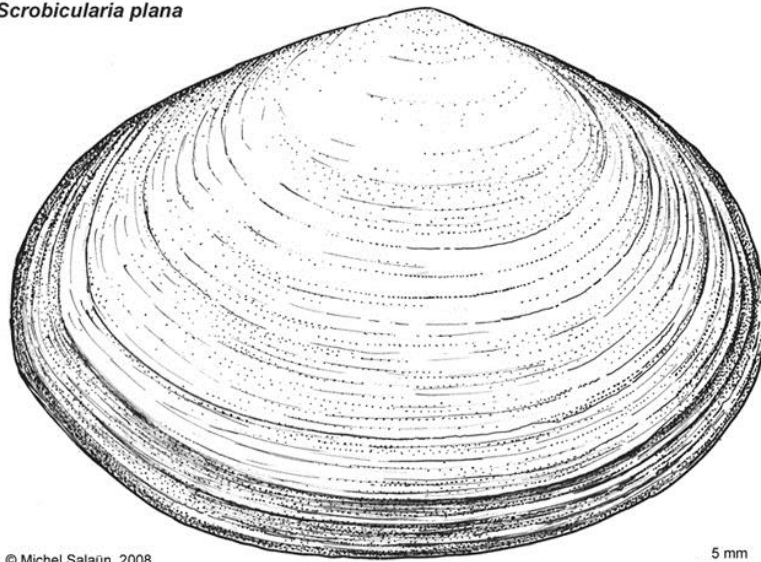
Modes des courbes granulométriques

ANNEXE 2



Dessin anatomique de Hediste diversicolor (Source: Patrick SCAPS)

Scrobicularia plana



Dessin anatomique de Scrobicularia plana (Source : Michel Salaün)

ANNEXE 3



Image originale du DET de la Figure 51-b présentant dans sa partie supérieure une coloration grisée provoquée par la contamination du réactif

VALORISATION SCIENTIFIQUE DES TRAVAUX DE THESE

- Article scientifique

En cours de soumission au *Journal of Soils and Sediments* sous le titre « Diffusion modeling approach for time equilibration dialysis porewater sampler (DPS) » écrit en collaboration avec Valérie Mesnage et Nicolas Lecoq du laboratoire Normandie Univ, UNIROUEN, UNICAEN, CNRS, M2C, 76000 Rouen, France.

- Colloques internationaux

Vennin A., Mesnage V., Lecoq N. (2015a). Study of water-sediment interface: coupled approach biogeochemistry-modeling for nutrient flux evaluation (C, P, N). Communication orale présentée au 13th International Estuarine Biogeochemistry Symposium, le 10 juin 2015, Bordeaux.

Vennin A., Mesnage V., Lecoq N., Metzger E. (2017). Nutrient fluxes (C, N, P) across the sediment-water interface in a macrotidal estuarine mudflat using a coupled experimental in-situ – modelling approach. Poster présenté à la Goldschmidt 2017 le 17 août 2017 à Paris.

- Animation de l'Ecole Doctorale NBISE

Vennin A., Mesnage V., Lecoq N., (2016b). Nutrient flux evaluation (C, N, P) at the sediment-water interface: coupled approach in situ – modeling. Poster présenté aux Journées de l'Ecole Doctorale le 11 mars 2016 à Caen.

Vennin A., Mesnage V., Lecoq N., (2016c). Etude de l'interface eau-sédiment dans des géosystèmes aquatiques : approche couplée géochimie et modélisation pour l'évaluation des flux de nutriments (C, P, N). Communication orale présentée lors de la soutenance à mi-parcours, le 11 mai 2016 à Caen.

Vennin A., Mesnage V., Lecoq N., (2016d). Etude de l'interface eau-sédiment dans des géosystèmes aquatiques : approche couplée géochimie et modélisation pour l'évaluation des flux de nutriments (C, P, N). Communication orale présentée lors de la Journée des Doctorants, le 9 juin 2016 à Rouen.

- Animation scientifique du laboratoire M2C et de la Fédération SCALE

Vennin A., Mesnage V., Lecoq N. (2015b). Etude de l'interface eau-sédiment : approche couplée biogéochimie-modélisation pour l'évaluation des flux de nutriments (C, P, N). Communication orale présentée à la Journée des Doctorants, 26 juin 2015, Caen.

Vennin A., Mesnage V., Lecoq N. (2015c). Etude de l'interface eau-sédiment approche couplée biogéochimie-modélisation pour l'évaluation des flux de nutriments (C, P, N). Poster présenté au séminaire de la SFR SCALE, le 23 juin 2015, Caen.

Vennin A., Mesnage V., Lecoq N., (2016a). Evaluation des flux de nutriments (C, P, N) à l'interface eau-sédiment : approche couplée in situ – modélisation. Poster présenté au séminaire de la SFR SCALE le 10 mars 2016 à Mont-Saint-Aignan.

Résumé

L'estuaire de Seine est un géosystème macrotidal présentant un hydrodynamisme fort lié à la combinaison des courants fluviaux et tidaux. Ces phénomènes entraînent l'érosion et le dépôt des sédiments au niveau des vasières intertidales. Au sein des vasières, l'interface eau-sédiment est une zone importante car c'est à cet endroit que se réalisent les échanges en nutriment (C, N, P) entre le sédiment et la colonne d'eau.

L'objectif de cette thèse est d'évaluer l'impact des forçages hydrodynamiques, physiques et thermiques sur les flux de nutriment à cette interface en utilisant une double approche expérimentale de terrain et de modélisation. Dans ce but, une vasière d'embouchure et une vasière amont de l'estuaire sont échantillonnées au cours des mois de mars-avril 2017. Des échantillonneurs passifs ainsi que des instruments de mesure en continu sont implantés dans le sédiment. Les données obtenues sont ensuite intégrées en entrée dans des modèles de diffusion et d'advection afin d'estimer la contribution relative de la diffusion et des mouvements d'eau dans les flux de nutriment.

Les résultats expérimentaux obtenus montrent les différences de fonctionnement hydrodynamiques des deux vasières du fait de leur localisation différente dans l'estuaire. Ils mettent aussi en avant l'hétérogénéité des sédiments des deux vasières d'un point de vue hydrodynamique, physique et biogéochimique. Enfin ils permettent de comprendre la dynamique de la température du sédiment en lien avec le cycle diurne et la marée.

La partie modélisation de cette étude est divisée en deux parties distinctes : l'étude de la diffusion et de l'advection à l'interface eau-sédiment. La diffusion est étudiée de façon horizontale et verticale. Le facteur prépondérant de la dynamique de diffusion est la température, celle-ci est modulée par plusieurs paramètres. Les flux potentiels de diffusion sont aussi calculés pour les deux vasières.

L'étude de l'advection au sein du sédiment est réalisée à l'aide de deux modèles : le modèle VFLUX et le modèle 1DTempPro. Les vitesses d'écoulement de l'eau interstitielle sont fonction du phasage-déphasage du cycle diurne avec celui de la marée. Ces résultats mettent en avant le rôle prédominant de l'advection par rapport à la diffusion dans la dynamique des flux de nutriment et permettent de proposer un modèle conceptuel des échanges thermiques et de l'advection-diffusion au sein des vasières intertidales

Mots clés : estuaire macrotidal, vasière intertidale, hydrodynamisme, traceur chaleur, modélisation, advection, diffusion, nutriment, interface eau-sédiment

Abstract

The Seine estuary is a macrotidal geosystem with a strong hydrodynamism linked to the combination of fluvial and tidal currents. These phenomena cause erosion and sediment deposition on the intertidal mudflats. Within the mudflats, the water-sediment interface is an important area because it is there that nutrient exchanges (C, N, P) take place between the sediment and the water column.

The objective of this thesis is to evaluate the impact of hydrodynamic, physical and thermal forcing on nutrient fluxes at this interface using a dual experimental field and modelling approach. For this purpose, a mudflat situated at the mouth of the river and an upstream mudflat of the estuary are sampled during the months of March-April 2017. Passive samplers and continuous measuring instruments are implanted in the sediment. The resulting data are then integrated into diffusion and advection models to estimate the relative contribution of water diffusion and movement in nutrient fluxes.

The experimental results show differences in the hydrodynamic functioning of the two mudflats due to their different location in the estuary. They also highlight the heterogeneity of the sediments of the two mudflats from the hydrodynamic, physical and biogeochemical points of view. Finally, they allow us to understand the dynamics of sediment temperature in relation to the diurnal cycle and the tide.

The modelling part of this study is divided into two distinct parts: the study of diffusion and advection at the water-sediment interface. The diffusion is studied in a horizontal and vertical direction. The main factor of diffusion dynamics is temperature, which is modulated by several parameters. The potential diffusion fluxes are also calculated for the two mudflats.

The study of advection within the sediment is performed using two models: the VFLUX model and the 1DTempPro model. Interstitial water flow velocities are a function of the phase-diphase shift of the diurnal cycle with that of the tide. These results highlight the predominant role of advection compared to diffusion in the dynamics of nutrient flows and allow to propose a conceptual model of heat exchange and advection-diffusion within intertidal mudflats.

Keywords: macrotidal estuary, intertidal mudflat, hydrodynamics, heat tracer, modelling, advection, diffusion, nutrient, sediment-water interface