



HAL
open science

Evolution des fonds sédimentaires sous l'influence de la divagation des chenaux aux abords du Mont-Saint-Michel

L. Gluard

► **To cite this version:**

L. Gluard. Evolution des fonds sédimentaires sous l'influence de la divagation des chenaux aux abords du Mont- Saint-Michel. Interfaces continentales, environnement. Université de Caen, 2012. Français. NNT: . tel-00919045

HAL Id: tel-00919045

<https://theses.hal.science/tel-00919045>

Submitted on 16 Dec 2013

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.

THESE

Présentée par

Lucile GLUARD

Et soutenue

Le 05/09/2012

En vue de l'obtention du

DOCTORAT de l'UNIVERSITE de CAEN

Spécialité : Terre Solide et Enveloppe Superficielle

Arrêté du 07 août 2006

**Evolution des fonds sédimentaires sous l'influence de
la divagation des chenaux aux abords du Mont-
Saint-Michel**

MEMBRES DU JURY

Mr	Arnaud Héquette	Université du Littoral Côte d'Opale	(<i>rapporteur</i>)
Mr	Alain Trentesaux	Université de Lille I	(<i>rapporteur</i>)
Mr	Robert Lafite	Université de Rouen	(<i>examineur</i>)
Mr	Dimitri Lague	Université de Rennes I	(<i>examineur</i>)
Mr	Franck Levoy	Université de Caen Basse Normandie	(<i>directeur de thèse</i>)

TABLE DES MATIERES

Introduction	9
PARTIE 1.....	
Cadre de l'étude	13
I – Présentation générale de la Baie du Mont-Saint-Michel	15
I.1 : Cadres géographique et géologique	15
I.2 : Contexte hydrodynamique	17
I.3 : Influence humaine	23
II – Etat des connaissances sur la divagation des chenaux	25
II.1 : Chenaux et méandres	25
II.2 : Qualifications de la divagation d'un chenal.....	39
II.3 : Bilan et objectifs de la thèse	41
PARTIE 2.....	
Les divagations du Couesnon	43
Introduction.....	43
Introduction.....	45
I - Avant 1969	45
I.1 : Méthodes	45
I.2 : Résultats	46
I.3 : Discussion	49
II - De 1969 à février 2009.....	50

II.1 : Description des évolutions morphologiques	51
II.2 : Etude de la vitesse de migration	57
II.3 : Processus concomitants aux migrations importantes du Couesnon.....	67
II.4 : Etude de la divagation de 1995.....	83
II.5 : Bilan de la période 1969 – février 2009.....	98
III - De février 2009 à novembre 2010	99
III.1 : Description des évolutions morphologiques.....	99
III.2 : Etude de la vitesse de migration	101
III.3 : Processus concomitants aux migrations importants du Couesnon	108
III.4 : Bilan de la période février 2009-novembre 2010.....	120
Conclusion générale de la Partie II	122
PARTIE 3.....	
Morphodynamique de la partie orientale de la Baie du Mont-Saint-Michel.....	125
Introduction.....	127
I – Morphodynamique de la Petite Baie du Mont-Saint-Michel.....	128
I.1 : Méthodes d’acquisition et d’analyse des données.....	128
I.2 : Conditions et processus hydrodynamiques sur l’estrans	133
I.3 : Evolution morphosédimentaire de la Petite Baie	146
II – Morphodynamique aux abords du Mont-Saint-Michel	178
II.1 : Méthodes d’acquisition et d’analyse des données	178
II.2 : Conditions hydrodynamiques	181
II.3 : Evolution morphosédimentaire des abords du Mont-Saint-Michel	185
Synthèse et discussion.....	200
Conclusion générale	205
Références	211
Table des illustrations	219
Liste des tableaux	227
Acronymes utilisés.....	231

Table des matières

Annexe I	233
Annexe II.....	241
Annexe III	261
Annexe IV.....	271
Annexe V	283
Annexe VI.....	293
Annexe VII.....	297

INTRODUCTION

Les estrans confrontés aux fréquentes inondations de la marée s'adaptent sous forme de surfaces peu profondes drainées par des chenaux. Ils présentent alors globalement trois types de paysages : le schorre, partie altimétriquement haute et végétalisée ; la slikke, plus basse, où une végétation pionnière s'installe sur sa partie la plus haute, et les chenaux tidaux, qui entrecoupent les deux paysages précédents.

Ces chenaux tidaux permettent des échanges de flux, liquides comme solides, entre la zone continentale et la zone marine. Ils s'arrangent sous forme de réseaux dendritiques. La nature de ces réseaux influence les conditions de marée en modifiant par exemple la hauteur d'eau dans les chenaux, les vitesses de courants... Cette modification de la hauteur d'eau, et des durées d'inondation, influent sur les conditions d'érosion et de dépôt potentiels. Ces diverses influences sont à l'origine de la variation des flux sédimentaires, de nutriments ou biotiques, et donc de l'évolution morphologique long terme d'un environnement donné. Ces réseaux de chenaux obéissent à des échelles temporelles d'évolution plus courtes que celles concernant la dynamique de l'environnement tidal qu'ils drainent.

Les chenaux tidaux actifs sont soit le reflet des conditions propres du chenal et hydrodynamiques actuelles, soit un héritage de paléo-chenaux. L'évolution des chenaux tidaux, et leur migration, peut répondre à des changements globaux : variation des apports sédimentaires, en eau douce, variation du niveau de la mer... Comprendre la dynamique actuelle des chenaux tidaux sur l'estran, les changements morphologiques et topographiques induits, l'extension de leur surface d'occupation... permettra de mieux apprécier la réponse à divers changements, passés comme futurs.

La Baie du Mont-Saint-Michel est un site mondialement connu, pour son abbaye entourée d'eau lors des grands coefficients de marée. Il s'agit aussi d'un environnement semi-fermé, au marnage spectaculaire, qui se comble depuis la dernière transgression marine. Elle réunit les caractéristiques d'une baie, et celles d'un estuaire dans sa partie interne (orientale). Suite à de nombreux travaux, notamment la construction de polders et celle d'une digue-route reliant le monument à la terre, l'Homme a accentué le processus de colmatage dans la partie interne de la baie. La perte d'insularité du monument est apparue relativement tôt dans l'histoire du site, tel que nous le connaissons. C'est ainsi que des études ont été menées, dès le début des années soixante-dix, afin d'aboutir à un projet de rétablissement du caractère maritime du Mont-Saint-Michel. Après de multiples événements, le projet actuel, s'articule principalement autour d'un volet hydraulique, avec un barrage capable de générer des chasses qui devraient déblayer vers le large les sédiments accumulés au pied du monument. Ce projet est à l'image du dilemme environnemental actuel : protéger l'environnement, tout en le contrôlant.

Dans le cadre de ce projet de rétablissement du caractère maritime du Mont-Saint-Michel, un précédent travail de thèse, réalisé par Desguée (2008), a permis d'analyser la progression des schorres

dans la partie interne de la baie du Mont-Saint-Michel – la Petite Baie -, indicateurs du colmatage de la baie. Il a ainsi été mis en évidence la croissance non linéaire de la végétation, l'importance de l'agitation sur les flux sédimentaires, et l'accrétion quasi-permanente de la haute slikke. Ces travaux ont apporté des connaissances sur les mécanismes d'extension des schorres, tout en soulignant la nécessité de préciser les mécanismes régissant la migration des chenaux, dont l'action peut être à l'origine du démantèlement des schorres.

Ainsi, ce travail de thèse permet d'apporter des éléments de compréhension du phénomène de divagation des chenaux tidaux, en s'appuyant sur l'exemple de la Petite Baie, et plus particulièrement sur la dynamique du chenal du Couesnon.

La **Partie I** de cette thèse présente le cadre général de ce travail. Il s'agit d'une brève description des cadres géologiques et géomorphologiques de la baie du Mont-Saint-Michel. Puis une synthèse faisant l'état des connaissances sur la divagation des chenaux est dressée, ainsi que sur les méthodes de quantification ou qualification de ces divagations. Cette approche a permis de dégager les principales idées à l'origine de la problématique scientifique de ce travail.

Les divagations du Couesnon sont détaillées dans la **Partie II**. Selon la période considérée, différentes techniques ont été utilisées, afin d'observer, puis de qualifier et/ou quantifier les divagations de ce chenal. Les données sources pour la position du chenal sont variées : cartes, illustrations, photographies aériennes, images satellitaires et relevés topographiques. Le mouvement du chenal est quantifié par une méthode simple et originale dont les limites seront abordées. Puis les mouvements sont mis en relation avec différents forçages possibles : débits fluviaux, vents, marée et agitation, afin d'en préciser les influences propices à tel ou tel mouvement.

La **Partie III** s'attache à suivre les évolutions morphosédimentaires grâce à des relevés topographiques réalisés avec des techniques laser terrestre ou aéroporté. Deux zones d'études ont été suivies : la Petite Baie, à une échelle de temps semestrielle à pluriannuelle, et dans un rayon de 800 m autour du Mont-Saint-Michel, à une échelle plus fine, quasi-mensuelle. Cette dernière échelle spatiale permet d'observer les changements morphologiques aux abords du monument suite à la mise en service du nouveau barrage. Les évolutions constatées, érosion et accrétion, sont liées avec les forçages précédemment cités permettant l'élaboration d'un schéma de fonctionnement hydrosédimentaire global de la Petite Baie.

PARTIE 1

CADRE DE L'ETUDE

Cette partie présente le cadre général de cette thèse. Dans un premier temps, les caractéristiques principales de la Baie du Mont-Saint-Michel sont détaillées : cadres géographique et géologique, contexte hydrodynamique et influences humaines. Si le lecteur est intéressé par de plus amples détails, il peut se référer, en particulier, aux synthèses de Larssonneur (1994), Bonnot-Courtois *et al.* (2002), et aux ouvrages plus thématiques réalisés dans le cadre des études préliminaires au rétablissement du caractère maritime du Mont-Saint-Michel (LCHF, 1977 ; Migniot, 1996, 1997 ; Bonnot-Courtois *et al.*, 1997 ; GRESARC, 1997(a), 1997(b) ; Roux, 1998 ; SOGREAH, 2000 ; Levasseur et Bonnot-Courtois, 2000).

Dans un second temps, l'état des connaissances sur la divagation des chenaux est abordé. Les caractéristiques des chenaux et méandres sont exposées, d'abord pour un environnement fluvial, puis pour le domaine intertidal. Différentes méthodes de qualification et de quantification de la divagation d'un chenal sont décrites. Ces deux sous-parties conduisent à une synthèse qui permet d'introduire les objectifs de la présente thèse.

I – Présentation générale de la Baie du Mont-Saint-Michel

I.1 : Cadres géographique et géologique

La baie du Mont-Saint-Michel s'étend au cœur du golfe normand-breton, bordée par la presqu'île du Cotentin et la côte bretonne septentrionale. Elle s'ouvre entre la pointe du Grouin, près de Cancale, et la pointe de Champeaux, au Sud de Granville, sur une surface de 500 km² (Fig. 1).

L'histoire de la baie du Mont-Saint-Michel s'inscrit dans le cadre de la formation du massif armoricain. Elle s'est mise en place sur des terrains du Briovérien (600 Ma), reliques de la cordillère cadomienne (550 Ma). Ceux-ci sont principalement composés de schistes et de grès plissés et métamorphisés. Lors de l'orogénèse cadomienne, ils ont été localement perforés par des granitoïdes, formant le massif de migmatites de Saint-Malo et les massifs de granodiorites de Saint Broladre, d'Avranches et de Carolle. Des formations leuco granitiques s'y sont ajoutées, d'âge plus récent, composant le Mont-Dol, le Mont-Saint-Michel et Tombelaine. (Fig. 2)

La baie du Mont-Saint-Michel est principalement issue du dernier cycle glaciaire - interglaciaire. La précédente chute du niveau marin a provoqué l'érosion de tous les sédiments marins déposés lors de la transgression précédente. Ce dernier maximum glaciaire a eu lieu il y a environ 20 000 ans, avec un

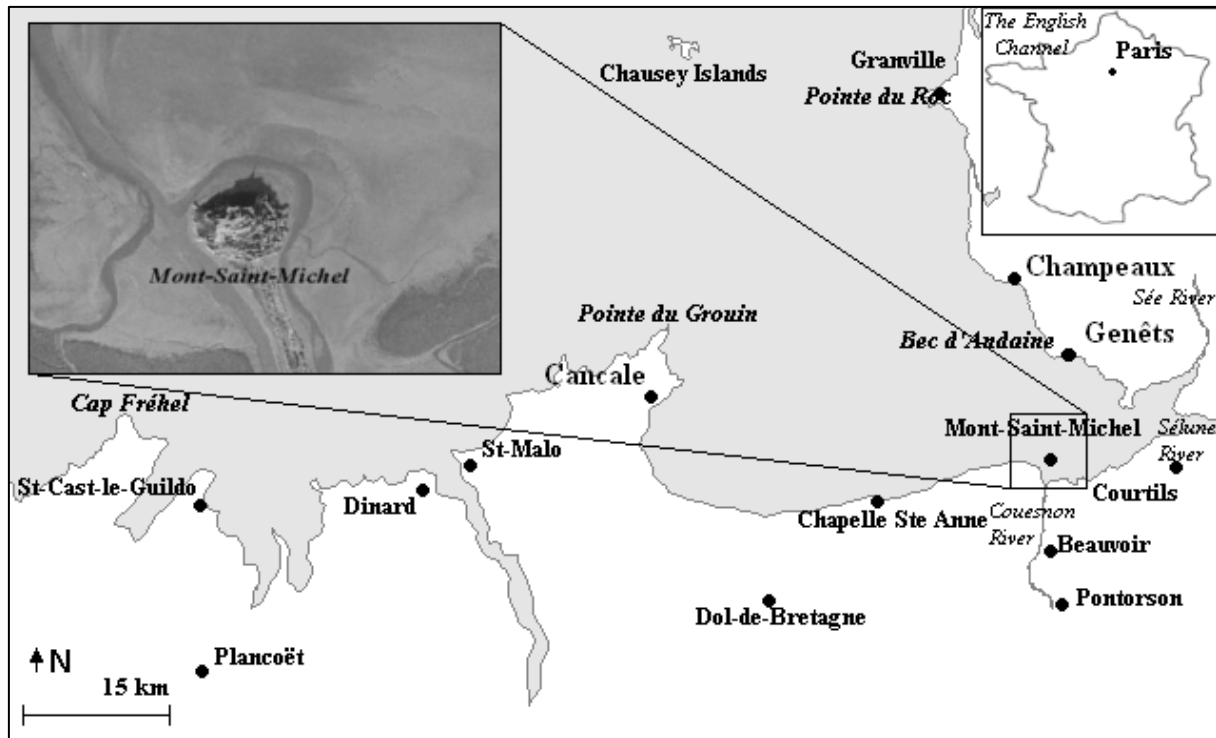


Fig. 1 : Situation géographique de la baie du Mont-Saint-Michel.

niveau marin 120 m plus bas qu'à l'actuel. Lors de cette période, les vallées ont été sur-créusées par un réseau fluvial très étendu nommé le fleuve Manche (Lautridou *et al.*, 1999). Lors de la transgression holocène, la fonte des glaces causée par le réchauffement climatique a permis à la Manche de se remplir à nouveau. La remontée de ce niveau marin n'ayant pas été régulière, elle a favorisé la construction d'un prisme sédimentaire. Des sondages à l'intérieur de celui-ci ont permis de retracer l'histoire du remplissage de la baie ainsi que ses caractéristiques : épaisseur, nature des sédiments et géométrie (Billeaud, 2006).

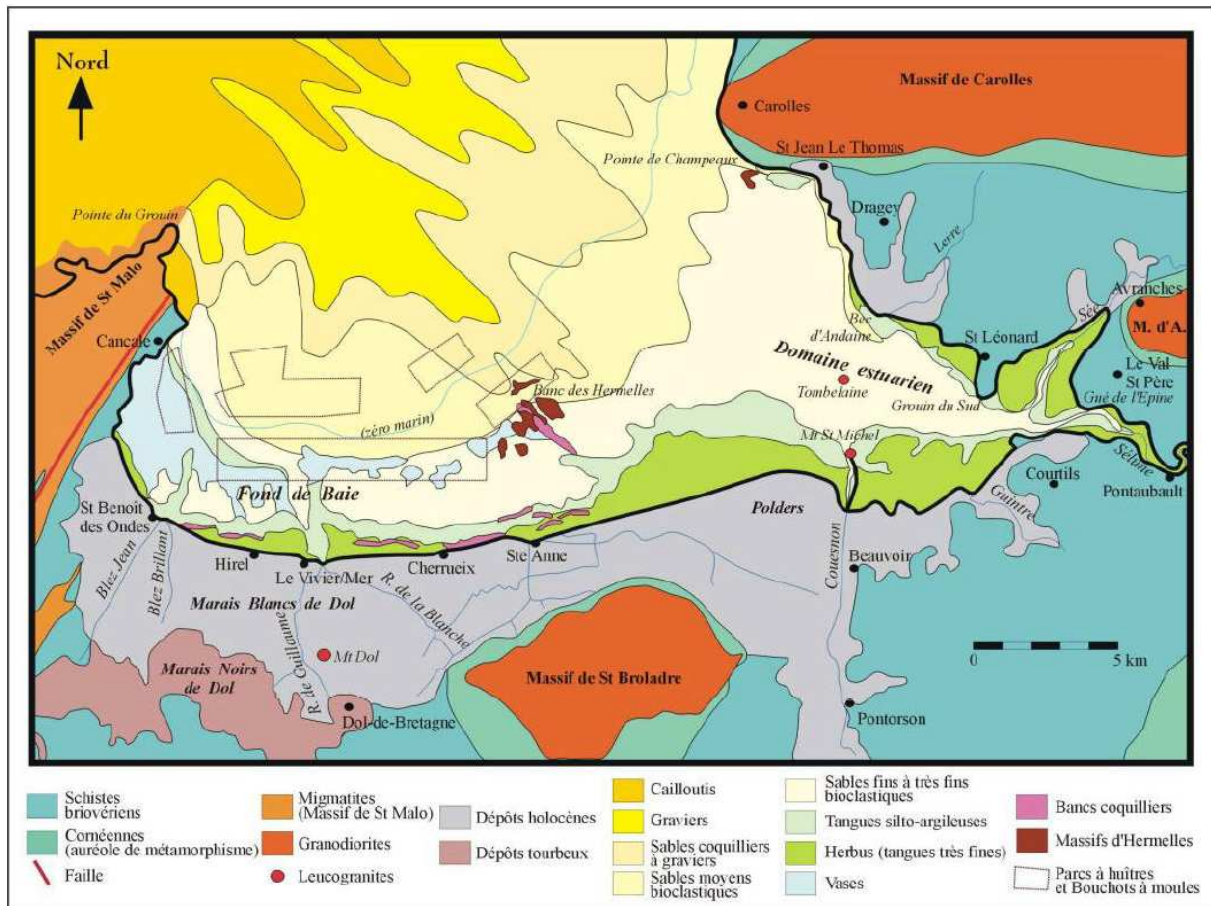
De nos jours, les conditions hydrodynamiques et climatiques ont façonné trois paysages, ou unités morphosédimentaires dans la baie du Mont-Saint-Michel :

- de Saint-Jean-le-Thomas au bec d'Andaine s'étend un ensemble de barrières sableuses littorales composé d'une plage et de plusieurs cordons dunaires. Grâce au matériel érodé en amont, la dérive littorale N-S de ce secteur permet la construction d'une flèche sableuse progradante (Tessier *et al.*, 2006) isolant des lagunes tidales d'arrière barrière. C'est le seul domaine dans la baie où s'observent des érosions chroniques ;

- la partie occidentale de la baie forme un vaste estran composé de sables fins et de vases. Cet ensemble, abrité des houles, est dominé par des courants de marée giratoires, et se trouve aussi influencé par l'agitation. Ses parties les plus basses sont occupées par de nombreuses

installations conchylicoles. En avant du marais de Dol, l'estran est bordé par des cheniers coquilliers ;

- la partie orientale forme un large système estuarien. Elle constitue l'exutoire des trois petits fleuves côtiers que sont la Sée, la Sélune et le Couesnon. Ce domaine est très fortement dominé par les courants de marée. Ceux-ci sont à l'origine de la dynamique de migration des chenaux tidaux qui composent cet environnement.



I.2 : Contexte hydrodynamique

L'environnement morphosédimentaire de la baie du Mont-Saint-Michel est le résultat d'une interaction entre de nombreux forçages hydrodynamiques.

II.2.1 : La marée

L'onde de marée dans la baie du Mont-Saint-Michel est remarquable par son marnage de type mégatidal, atteignant 15 m en vives eaux exceptionnelles. Elle s'inscrit à la cinquième place des environnements mégatidaux mondiaux, derrière la baie de Fundy au Canada (18,5 m), Puerto Gallegos en Argentine (16,8 m), l'estuaire de la Severn en Angleterre (16,5 m) et la baie de Frobisher au Canada (16,5 m) (Le Rhun, 1982). La presqu'île du Cotentin, agissant comme une barrière pour l'onde de marée provenant de l'Atlantique, induit cet important marnage. Elle devient stationnaire et son amplitude atteint le double de l'onde progressive (Larsonneur, 1994). Deux types de courants sont générés (Fig. 3):

- des courants giratoires, dans la partie occidentale de la baie ;
- des courants alternatifs, dans la partie orientale. Ceux-ci sont plus puissants que les précédents.

La marée, de type semi-diurne, est asymétrique ; le jusant est 1,3 fois inférieur en terme de vitesse, et 1,17 fois supérieur en terme de durée que le flot (Migniot, 1997). Le courant de marée entre dans la baie à une vitesse d'environ 1 m/s et diminue d'intensité vers l'intérieur (0,3 à 0,7 m/s). En s'engouffrant dans les chenaux la vitesse du courant de flot peut atteindre 2,5 m/s (Larsonneur, 1994), pouvant générer un mascaret. Les vitesses maximales sont atteintes à mi-marée.

Les courants de marée ont un rôle essentiel dans le transport et la répartition des sédiments. La hauteur d'eau a aussi un rôle, notamment sur la construction et la géométrie des corps sédimentaires. Cette hauteur d'eau est fortement influencée par les conditions météorologiques (pression atmosphérique, vent). Dans la baie du Mont-Saint-Michel, des surcotes de 0,5 à 1 m peuvent apparaître lors de fortes dépressions hivernales (Ehrhold, 1999). Ces surcotes ou décotes sont de l'ordre de plus ou moins 0,3 m aux abords du Mont-Saint-Michel (Roux, 1998).

Dans les environnements intertidaux, il existe plusieurs zéros de référence altimétrique. Le niveau de la mer est exprimé par rapport au zéro hydrographique, alors que la topographie de l'estran est exprimée par rapport au zéro IGN69 (zéro de nivellement terrestre français). La synthèse de Marguerit (2004) situe le zéro hydrographique 6,74 m en dessous du zéro IGN69 en baie du Mont-Saint-Michel. Grâce à des mesures issues d'un marégraphe installé à La Chapelle Saint-Aubert, des équations de correspondance entre la pleine mer à Saint-Malo et la pleine mer au Mont-Saint-Michel ont été établies (Roux, 1998) :

$\begin{aligned} \text{Cote PM au Mont en m IGN69} &= \text{cote PM à Saint-Malo en cote marine} - 5,7 \\ \text{Heure PM au Mont} &= \text{Heure PM à Saint-Malo} + 10 \text{ min} \end{aligned}$

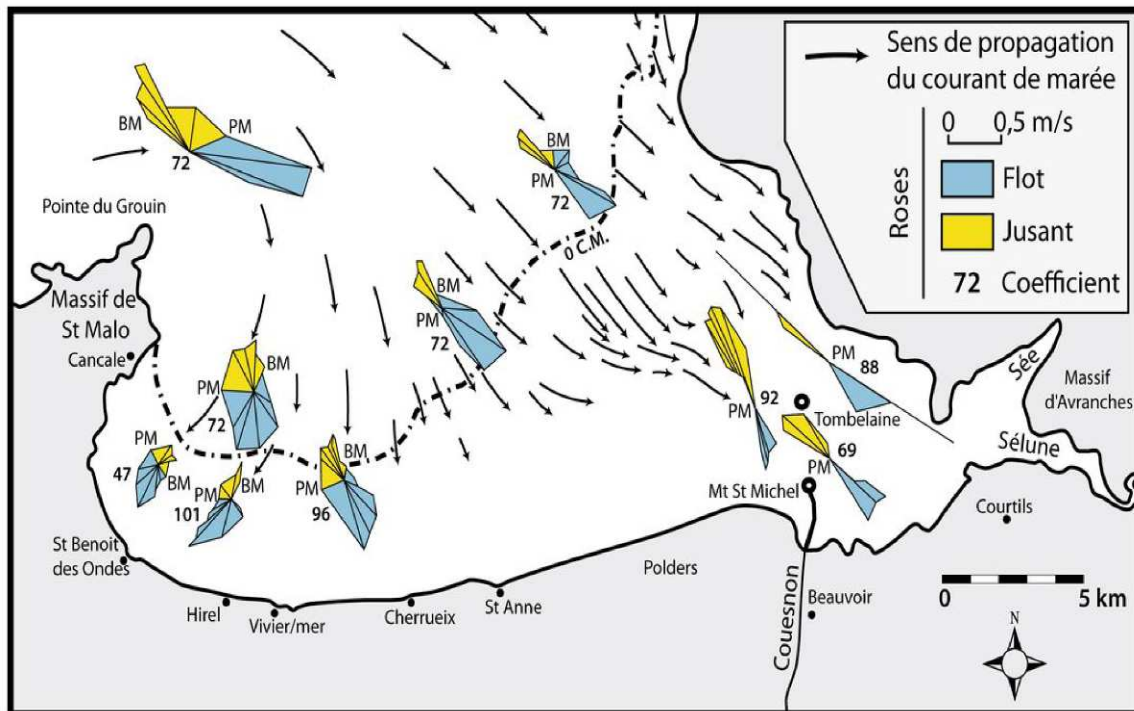


Fig. 3 : Rose des courants de marée en baie du Mont-Saint- Michel issues d'études réalisées par EDF en 1953 et le LCHF en 1978. Les trajectoires correspondent aux courants de flot 3 heures après la basse mer par coefficient 102. Modifié d'après L'Homer *et al.* (1999) et Bonnot-Courtois *et al.* (2002).

I.2.2 : Vents, houle et agitation

Le vent est un facteur d'agitation dominant dans la baie du Mont-Saint-Michel. La houle du large est diffractée sur les îles anglo-normandes et la pointe du Grouin. Réfractée sur les hauts fonds, elle est fortement dissipée, donc résiduelle.

Les vents dominants sont de secteur W à NW, soit dans l'axe médian de la baie. En automne et hiver, les vents sont plutôt de secteur SSW avec des coups de vents, relativement forts, supérieurs à 10 m/s. Alors qu'au printemps et en été, ils sont de secteur N à NW (Fig. 4).

Ces données météorologiques sont issues de la station Météo-France de Dinard, depuis 1950. Il s'agit de la vitesse maximale du vent sur dix minutes et sa direction associée sur des périodes de trois heures. Une moyenne journalière est aussi calculée pour cette station.

Les données de la station météorologique de Pontorson, plus proche du site d'étude, n'ont pas été retenues car elles ne couvrent pas la totalité de la période d'étude. Une comparaison entre les deux stations a fait l'état d'un chapitre dans Desguée (2008). Il en ressort que les secteurs (mis à part le quart Sud à Ouest) et les vitesses des vents coïncident de manière satisfaisante. Ainsi les vents

soufflants aux abords du Mont-Saint-Michel peuvent être caractérisés avec les vents enregistrés à la station de Dinard.

Une tempête a lieu lorsque les vents sont compris entre 25 et 28 m/s. Cependant, les vents de NE se trouvent affectés par la pointe du Grouin, ceux d'WNW par le cap Fréhel (Bonnot-Courtois, *com. pers.*). Le terme de tempête désigne dans ce manuscrit des vents supérieurs à 8 m/s sur une période de douze heures, soit des bonnes brises. Ces tempêtes ont été extraites des données Météo-France, de 1950 à 2010. Leur nombre par année, en provenance du secteur 270°-340° (direction de provenance favorisant une agitation élevée dans la baie) augmente de 1950 à 1990, passant de zéro à une dizaine ; puis diminue jusqu'en 2010, passant de la dizaine à la quasi-nullité (Fig. 5).

Cette évolution peut être liée à celle de l'indice NAO (North Atlantic Oscillation). En effet, cet indice est passé en positif dans les années soixante-dix et s'est intensifié jusque dans les années quatre-vingt-dix – favorisant une augmentation des vents d'Ouest. Depuis, il tend à décroître. Pour des raisons de cohérence avec les données météorologiques acquises, pour cette étude, l'indice NAO journalier a été utilisé (issues du site Internet de Jim Hurrell, <http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.html>) pour le mettre en relation avec les tempêtes.

Dans la baie du Mont-Saint-Michel, de forts vents peuvent créer une mer agitée, cependant une dépression au large de la baie peut développer une houle résiduelle tout aussi efficace que le clapot pour remanier les sédiments, dans certains secteurs exposés.

Au large de la baie, les houles dominantes sont de secteur W à NW et ont une période de pic de 10 s. Aux abords du Mont-Saint-Michel, cette houle crée une agitation et est amortie de 75 à 80% (Migniot, 1997 et GRESARC, 1997). Afin d'appréhender plus précisément ce paramètre sur notre site d'étude, un courantomètre S4DW a été implanté au NNE du Mont, du 19/10/06 au 20/12/06, du 02/03/07 au 13/01/09 et du 28/01/10 au 28/12/10.

Concernant la hauteur significative (H_s), 70% des données sont inférieures à 0,1 m, ce qui montre l'importance de la mer de vent dans ce secteur (Tableau 1). Seulement 4% des hauteurs significatives sont supérieures à 0,3 m. Pour étudier la période de pic (T_p), les données d'agitation inférieures à 0,1 m ont été ignorées afin de mieux représenter l'agitation résiduelle. Cette période de pic moyenne s'élève à 8 s. Par comparaison avec les données issues de la bouée des Minquiers (48°53,55'N / 02°26,58'W, 38 m de profondeur), on peut ainsi voir l'amortissement de l'agitation à l'intérieur de la baie orientale.

De plus, il apparaît qu'au NNE du Mont, la hauteur significative comme la période de pic sont plus importantes en hiver (janvier, février, mars). Printemps et été sont des périodes plutôt calmes, même si

les coups de vents sont nombreux. Il s'agit surtout de brises thermiques dont la durée ne permet pas la création d'une agitation notable.

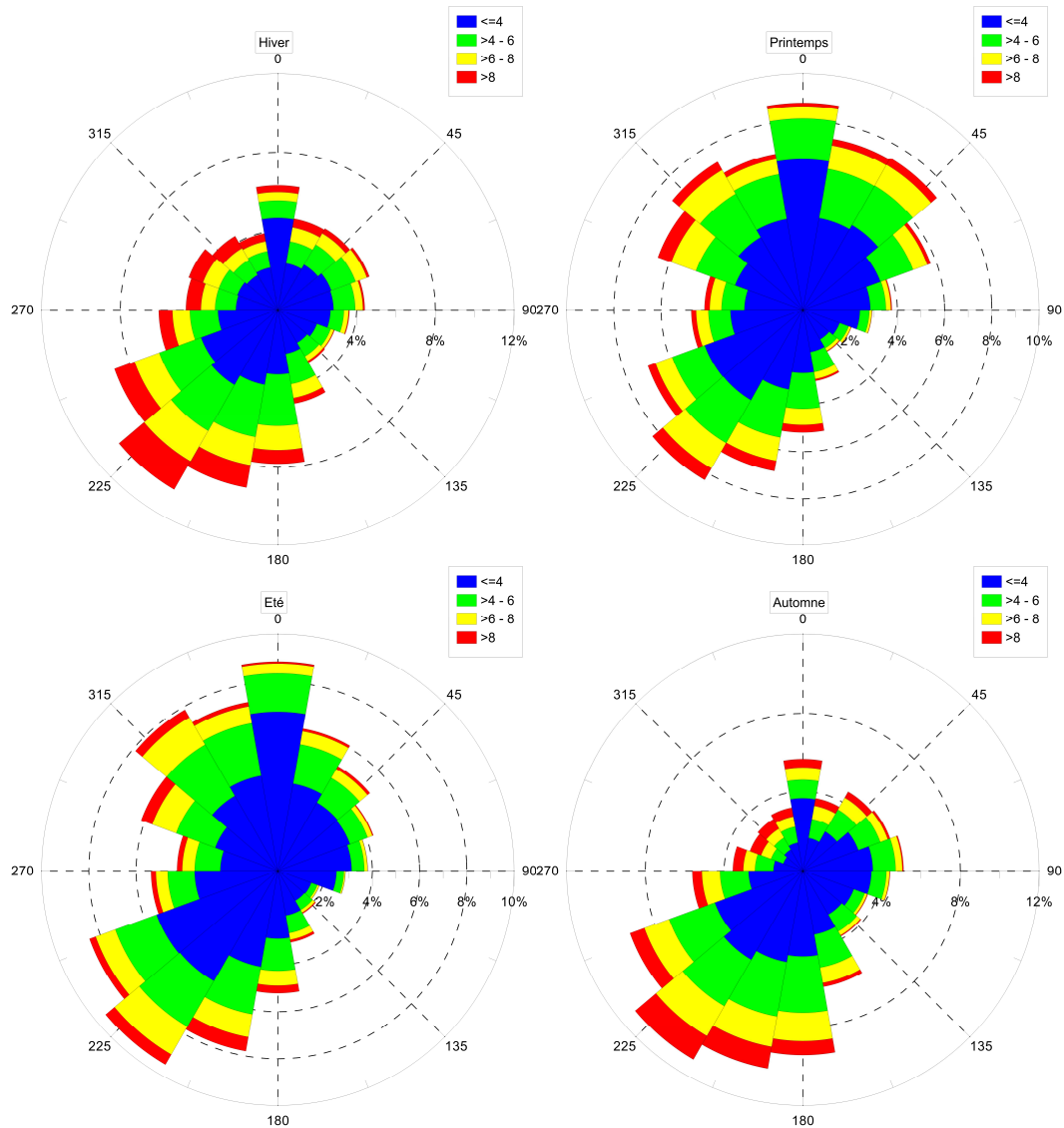


Fig. 4 : Roses des vents saisonnières à Dinard de 1950 à 2010.

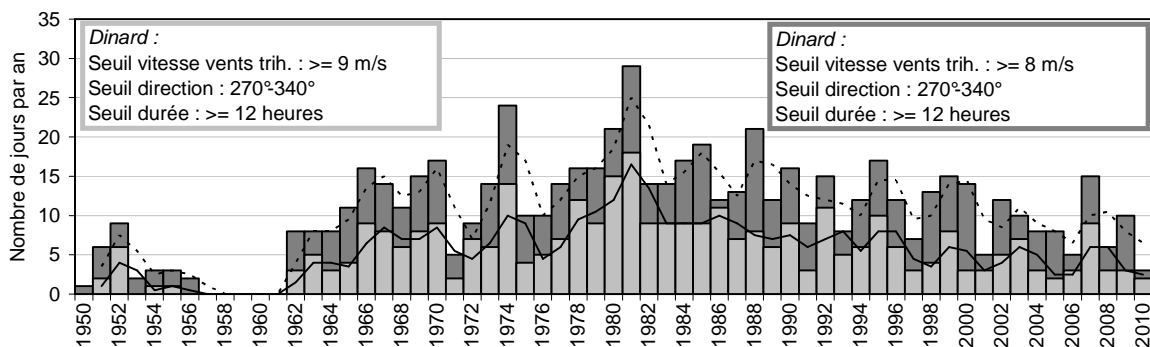


Fig. 5 : Evolution du nombre de tempêtes par an à Dinard de 1950 à 2010. En gris clair les vents supérieurs ou égaux à 9 m/s, en gris foncé les vents supérieurs ou égaux à 8 m/s ; la partie grisée est hors période d'analyse.

	Hs moy	Hs max	Tp moy
Automne 2006	0,1	0,53	9,2
Hiver 2007	0,26	1,08	7,3
Printemps 2007	0,1	0,77	7,9
Eté 2007	0,11	0,45	5,6
Automne 2007	0,13	0,57	7,6
Hiver 2007	0,18	1,13	10,6
Printemps 2008	0,07	0,34	5,8
Eté 2008	0,1	0,5	7,2
Automne 2008	0,05	0,7	7,4
Hiver 2009	0,02	0,31	5,5
Hiver 2010	0,11	1,56	7
Printemps 2010	0,06	0,31	5,5
Eté 2010	0,08	0,44	5,9
Automne 2010	0,08	0,7	8,3

Tableau 1 : Caractéristiques de l'agitation au niveau du S4DW. Hs est en mètres et Tp en secondes.

I.2.3 : Rivières

La baie du Mont-Saint-Michel est arrosée par trois rivières : le Couesnon, se jetant au pied du Mont, la Sée et la Sélune se rejoignant en un même exutoire dans la partie la plus orientale de la baie. Ces cours d'eau représentent 90% des apports en eau douce de la baie. Le Couesnon a un débit moyen de 10,2 m³/s et charrie 260 à 400.10⁶ m³/an d'eau ; la Sélune (d'un débit moyen de 9 m³/s), et la Sée (6 m³/s) véhiculent à elles deux environ 525.10⁶ m³/an (LCHF, 1977). Ces faibles débits peuvent aller jusqu'à 100 m³/s en période de crue. En raison de la taille, de la nature des sols et des reliefs des bassins versants de ces rivières, les apports sédimentaires sont très faibles, voire négligeables.

Malgré leur apparente insignifiance dans la baie, ces rivières ont un rôle fondamental dans le fonctionnement sédimentaire. Par leurs divagations, elles contribuent à la formation et à l'individualisation de zones de dépôt et d'érosion (Tessier, 1990).

Ce travail de thèse se focalise sur l'évolution du chenal du Couesnon, ainsi que sur ses divagations. A cause des divagations incessantes de celui-ci sur les polders au XVIII^e et XIX^e siècles, il fut canalisé en 1863, puis un barrage fut érigé au lieu-dit de la Caserne en 1969 afin de mieux gérer l'entrée du flot dans la rivière et le drainage des polders.

I.3 : Influence humaine

La baie du Mont-Saint-Michel n'est cependant pas seulement le résultat de processus naturels. C'est aussi un paysage façonné par la main de l'homme depuis des siècles. Les principaux travaux de génie civil dans la zone de la Petite Baie sont résumés ici ; en précisant que la mytiliculture et l'ostréiculture ne sont pas pratiquées dans cette partie de la baie.

Dès le XVIII^e siècle, les herbus, étendues de végétation sur le domaine intertidal, sont vus par les habitants des abords du Mont-Saint-Michel comme un terrain propice à l'agriculture. C'est le début de la poldérisation.

En 1769, 2000 hectares d'herbus, aux abords du Mont-Saint-Michel, sont transformés en polders, puis en 1810, 950 hectares sont gagnés sur la mer. Quelques années plus tard, le « chenal commun » Sée-Sélune détruit les 2/3 de ces conquêtes par ses divagations. En 1856, ce sont 4350 hectares, de part et d'autre du Mont-Saint-Michel, qui sont à leurs tours transformés. Les divagations permanentes des chenaux continuent d'éroder latéralement les polders.

Une digue, dite de la Roche Torin, est alors érigée en 1860 pour contrer les assauts de la Sée et de la Sélune. Son action semble efficace, car même une fois détruite en 1983, le « chenal commun » Sée-Sélune reste dans sa position septentrionale. Puis, la rivière Couesnon est canalisée en 1863, de l'Anse du Moidrey jusqu'au Mont-Saint-Michel, par des enrochements insubmersibles jusqu'à la Caserne, puis ayant une cote d'arase à 4 m IGN69 plus à l'aval.

En 1879 la construction d'une digue-route insubmersible reliant la Caserne au pied du Mont-Saint-Michel, est achevée. Cet ouvrage est la source d'importantes polémiques et conséquences. L'accès au Mont s'en trouve facilité, ainsi que le piégeage des sédiments à l'Ouest de celui-ci.

Jusqu'en 1934, 2800 hectares supplémentaires, à l'Ouest du Mont, sont gagnés sur la mer. En 1969, les travaux se poursuivent, avec la construction du barrage de La Caserne. Celui-ci empêche le flot de remonter dans les terres, d'inonder les cultures en période de forts coefficients de marée avec un fonctionnement en portes à flot et permet un meilleur drainage des polders.

Tous ces différents travaux ont amoindri les courants transversaux. La pente très faible aidant, les fonds s'élèvent par colmatage des dépôts. Les divagations du chenal du Couesnon n'empêchent plus le développement de la végétation. La puissance hydraulique du Couesnon diminue, et son cours initialement rectiligne devient méandrique. Les fonds s'exhaussent rendant inutiles les

enrochements. Le Couesnon, contraint par le schorre, divague dorénavant sur la haute slikke, domaine vulnérable. Les schorres s'étendent et les herbous se consolident.

Les fonds se sont exhausés de près 3 m aux abords du Mont-Saint-Michel, de 1958 à 1997. Les herbous, dont la partie établie se situe à la cote 6 m IGN69 et au delà, sont atteints par 2% des marées. Ils ont une progression de 23 ha/an entre 1947 et 1996 (Bonnot-Courtois *et al.*, 2002 ; Desguée, 2008). Les controverses, au nom de l'esthétique ou de la sauvegarde de l'insularité du Mont-Saint-Michel sont la source de nombreuses études, notamment celles du LCHF menées de 1970 à 1975. Leurs conclusions pointent l'importance des chasses au niveau du barrage dans l'évacuation des sédiments et dans la progression de l'herbu. L'arasement de la digue de la Roche Torin en 1983-1984 est la première phase de la réhabilitation du rétablissement du caractère maritime du Mont-Saint-Michel. Vient ensuite l'aménagement d'un nouveau barrage, achevé en mai 2009, capable de réaliser des chasses importantes. S'ensuivront l'arasement de la digue-route et son remplacement par une voie sur piles (Fig. 6).

Ce projet s'inscrit nettement dans la vision socio-économique actuelle de protection des milieux naturels.

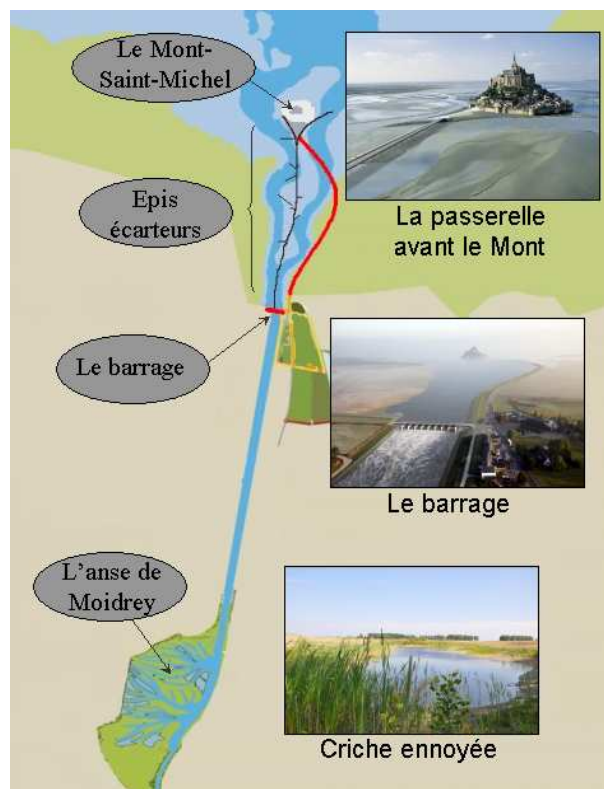


Fig. 6 : Travaux dans le cadre du projet de Rétablissement du Caractère Maritime du Mont-Saint-Michel.

II – Etat des connaissances sur la divagation des chenaux

II.1 : Chenaux et méandres

Le cours d'eau est le principal agent du transport sédimentaire. Tous les sédiments charriés n'arrivent cependant pas à l'exutoire. Une partie de ceux-ci s'accumulent sur les sections du chenal, modifiant sa morphologie dans les plans horizontal et transversal. Si la littérature concernant les chenaux divagants terrestres est fournie, ce n'est pas le cas pour les chenaux tidaux. C'est pourquoi ce chapitre est divisé en deux parties : le domaine fluvial et le domaine intertidal.

II.1.1 : Le domaine fluvial

A – Caractéristiques des chenaux et méandres

Le chenal est le principal élément d'un réseau hydrographique. Chaque réseau se constitue d'un bassin versant recueillant les eaux de ruissellement et les sédiments. Dans la partie amont du bassin versant, le réseau est très dense et digité. Il converge dans la plaine alluviale vers le cours principal, ce dernier se jetant plus en aval dans l'océan.

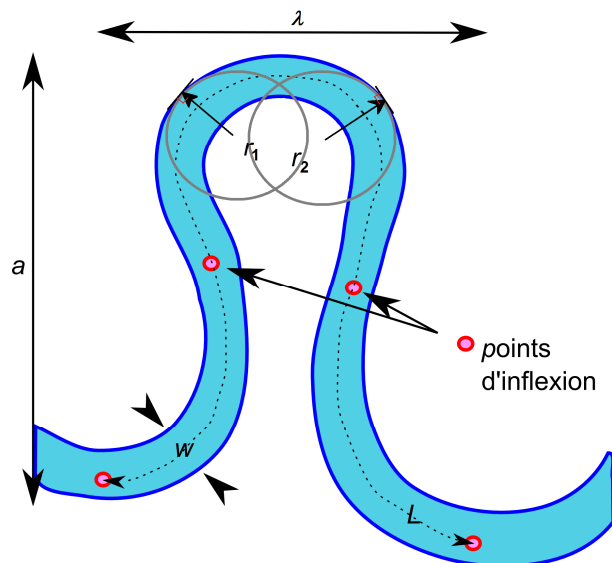


Fig. 7 : Paramètres morphométriques servants à définir un méandre.

Un méandre est défini par différents paramètres morphométriques (Fig. 7), aussi nommés variables internes ou d'ajustement :

- la largeur du cours d'eau w ;
- la longueur du thalweg entre deux points d'inflexion de même sens L ;
- la profondeur correspondante p ;
- l'amplitude a ;
- la longueur d'onde λ ;
- la sinusoïté $Is = L/\lambda$;
- le rayon de courbure r , et le rayon de courbure moyen $r_c = (r_1 + r_2)/2$.

La forme et la taille d'un chenal évoluent de sa source à son exutoire. Il existe ainsi trois types de chenaux (Leopold LB. And Wolman MG., 1957) :

- le type rectiligne, dont la sinusoïté Is est inférieure à 1,5 ;
- le type méandrique où la sinusoïté est supérieure à 1,5 ;
- le type en tresse (ou anastomosé), composé de plusieurs chenaux, avec une sinusoïté inférieure à 1,5.

La charge sédimentaire -ou débit solide-, le régime du transport, la constitution des berges et la pente contrôlent la forme et la taille d'une rivière (Leopold *et al.*, 1964 ; Huang et Warner, 1995 ; Gurnell, 1997 ; Ham, 2005). Cette charge transportée, ainsi que le régime du transport, dépendent du climat, de la topographie, du type de roche et du couvert végétal (Knighton *et al.*, 1984). Cette charge sédimentaire est très influente. Cependant, la morphologie adoptée par un méandre n'est pas uniquement le résultat du transport sédimentaire (Leopold et Wolman, 1964), puisqu'il existe des chenaux méandriques se formant dans des environnements où ce transport est quasi-inexistant (pergélisol). Débit solide et débit liquide sont des variables dites externes ou de contrôle.

Les variables internes déterminent l'équilibre dynamique du système fluvial. Une variation de celles-ci induit une modification des variables externes afin de rétablir un état d'équilibre, proche du précédent. La balance de Lane (Fig. 8) illustre cet équilibre dynamique. Le transport sédimentaire et la morphologie du chenal sont au centre de ces problèmes d'équilibre du chenal (Hooke *et al.*, 2003).

La théorie de Yang *et al.* (1971) dit que la rivière tend toujours vers la morphologie, en plan horizontal, où elle dépense le moins d'énergie. D'après les équations de continuité et celles de Manning, pour avoir un minimum d'énergie, il faut que la rugosité ou la largeur du chenal augmente ou, que la pente diminue par recoupement de méandre ou augmentation de la sinusoïté (Jiongxin,

1996). Ainsi, les méandres sont la forme la plus adaptée pour éviter une dépense d'énergie trop importante.

Ces méandres terrestres sont toujours caractérisés par une asymétrie de leurs boucles, formant ainsi des boucles en « cou d'oie » (Parker, 1982 ; Carson et LaPointe, 1983), tracé illustré sur la Fig. 13. La cause supposée de cette asymétrie est généralement le retard entre la courbure maximale du chenal et la vitesse maximale du courant sur le banc externe, délai responsable de l'érosion du banc (Parker *et al.*, 1983). Les modèles numériques de rivières méandriformes confirment cette hypothèse.

Le processus dominant dans le développement des méandres des rivières est la redistribution du moment créé par la courbure du chenal. Le gradient de vitesse contre la berge extérieure augmente la formation de tourbillons locaux, y concentrant ainsi une quantité importante d'énergie. Cela cause une érosion, et simultanément un dépôt sur le banc interne, conduisant à la croissance des barres de méandre (Fig. 9). Ces barres croissent latéralement, en même temps que la migration du méandre. La

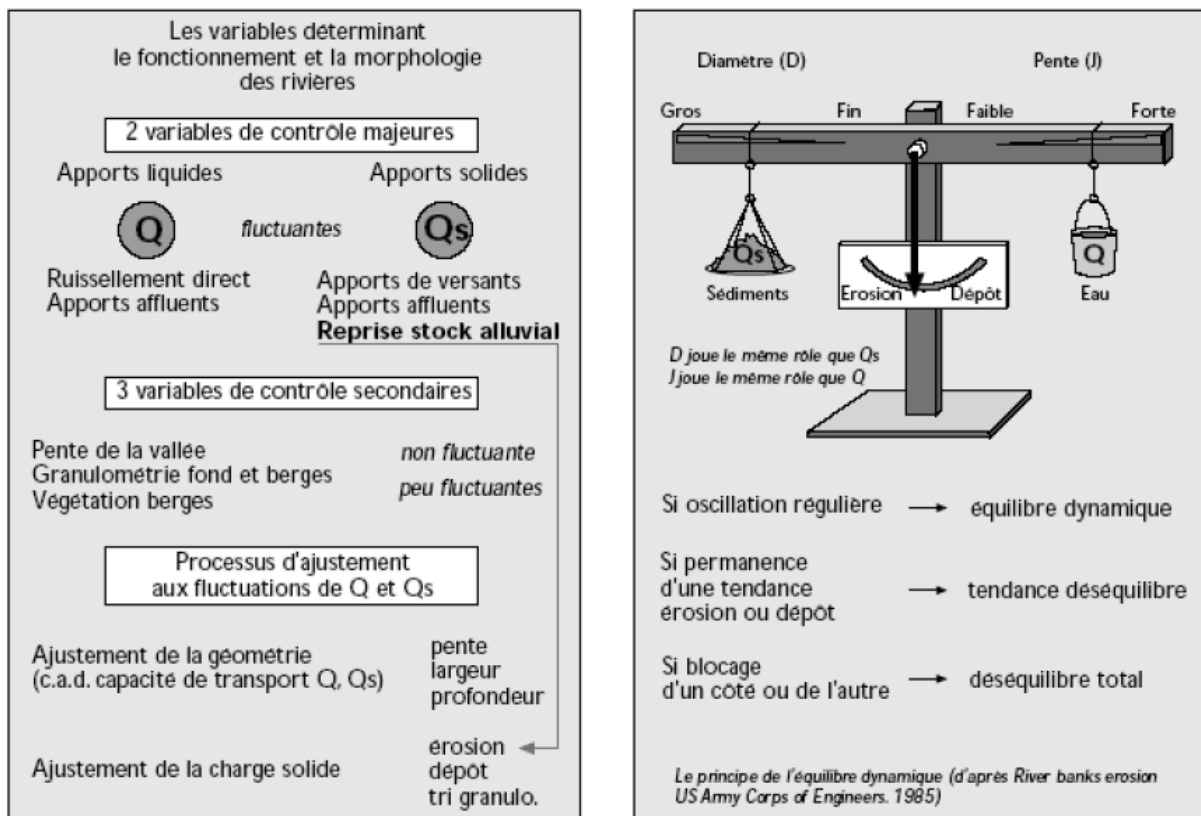


Fig. 8 : La balance de Lane (1955) explicitant le concept d'équilibre dynamique pour les systèmes fluviaux.

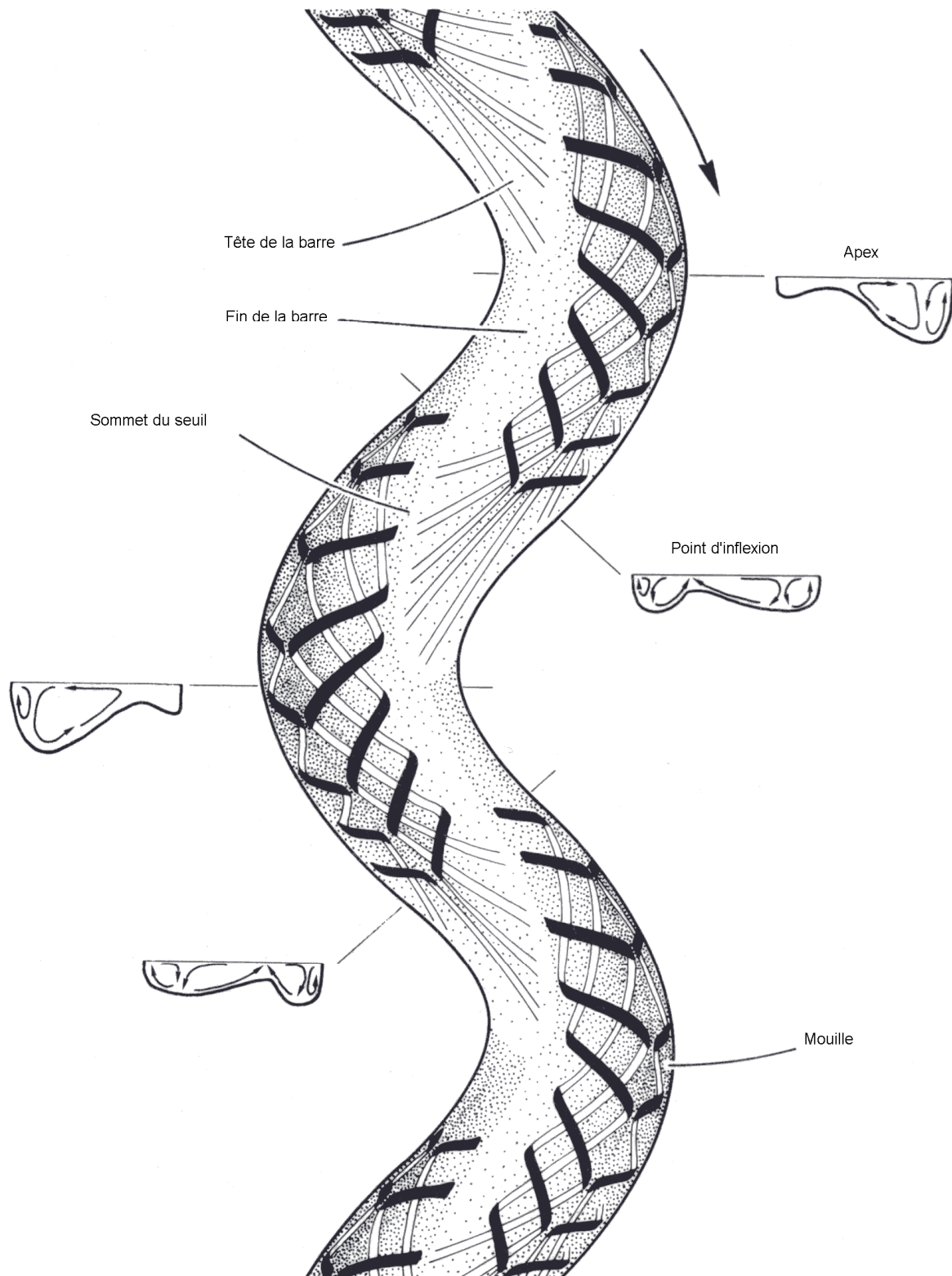


Fig. 9 : Modèle de la structure des courants dans un chenal méandriforme (Thompson, 1986).

redistribution du moment et les courants secondaires en découlant sont des explications suffisantes à la formation des méandres (Ikeda *et al.*, 1981). Cependant, ce modèle est aujourd'hui fortement remis en cause (Parker *et al.*, 2011).

Dans un chenal, la distribution des vitesses (Fig. 10) fluctue suivant l'épaisseur de la tranche d'eau, les coefficients de frottement sur le lit, les berges et le gradient d'énergie. Le gradient d'énergie est assimilable à la pente. A l'intérieur d'une section, cette distribution des vitesses varie aussi selon la courbure du chenal (Thompson, 1986).

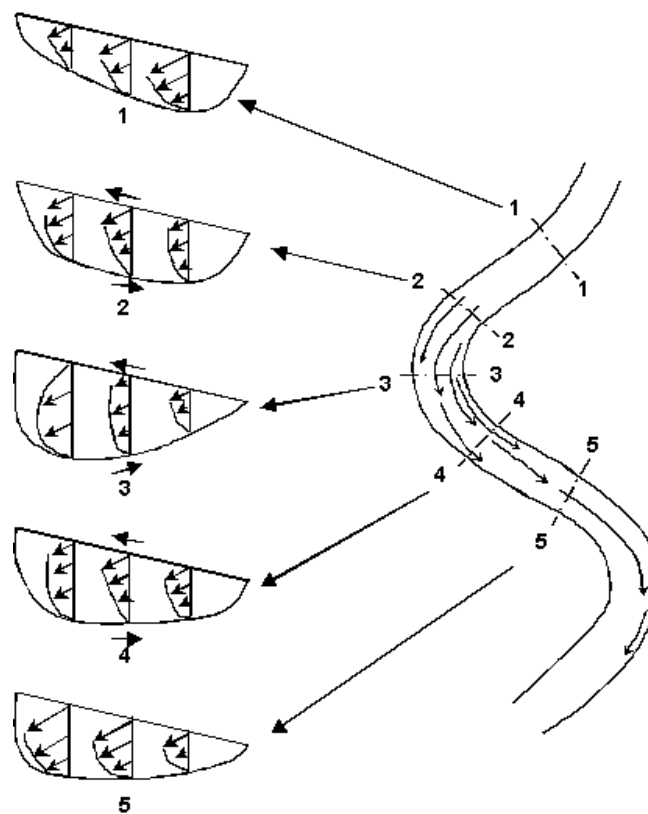


Fig. 10 : Distribution des vitesses dans un chenal méandrique (Thompson, 1986).

B – Divagation des méandres

La divagation des rivières est un phénomène naturel et persistant en réponse à l'échange des sédiments dans le système (Ham, 2005).

Un méandre est en équilibre s'il suit la règle : $7\omega < \lambda < 11\omega$ et $2\omega < \lambda < 3\omega$ (Leopold et Wolman, 1960). Il grandit jusqu'à ce que le rapport r_s/ω atteigne une valeur comprise entre 2 et 3. A partir de cette valeur, le méandre est contraint et diminue sa vitesse de migration. Ceci est dû à la déstabilisation (modèle de séparation-effondrement de Bagnold, 1960) de la zone de séparation dans la partie concave

du méandre (Fig. 11). Cette déstabilisation provoque des turbulences qui réduisent les forces de cisaillement, réduisant ainsi l'érosion et donc l'allongement du méandre (Hickin et Nanson, 1975 ; Hickin 1978).

Hooke (2003) avance la théorie d'une auto-organisation des méandres pour expliquer la variation temporelle de la sinuosité, pour des rivières non contraintes latéralement. L'atteinte d'une sinuosité supercritique ($Is \sim 3,14$) engendrerait une série de coupures de méandres, afin d'en diminuer la sinuosité. Ainsi, la sinuosité d'une rivière oscillerait autour d'une valeur précise. Pour des rivières contraintes, la valeur seuil de Is serait inférieure à 3,14 (Stolum, 1998).

Ce comportement mécanique de l'évolution des méandres peut être accompagné de facteurs aggravants.

L'érosion d'un méandre peut provoquer un glissement des berges, tout comme lors de la décrue. Une évolution rapide par affaissement des berges est nommée sapement (Fig. 12). Les ruissellements, les passages d'animaux ou les animaux fouisseurs, sont des facteurs aggravants. Des berges en argile, résistent mieux que des berges sableuses ou graveleuses, grâce à la cohésion des grains. Les blocs sapés offrent alors une protection au pied de la berge, et retardent l'érosion du haut de celle-ci. C'est ce que Carson et Kirkby (1972) nomment le « basal endpoint control ». Des végétaux qui maintiennent la berge en place sont des facteurs limitant le glissement des berges.

Cette déstabilisation des berges peut être diminuée si la plaine d'inondation est altimétriquement élevée, car la rivière inondera alors rarement (Lauer et Parker, 2008).

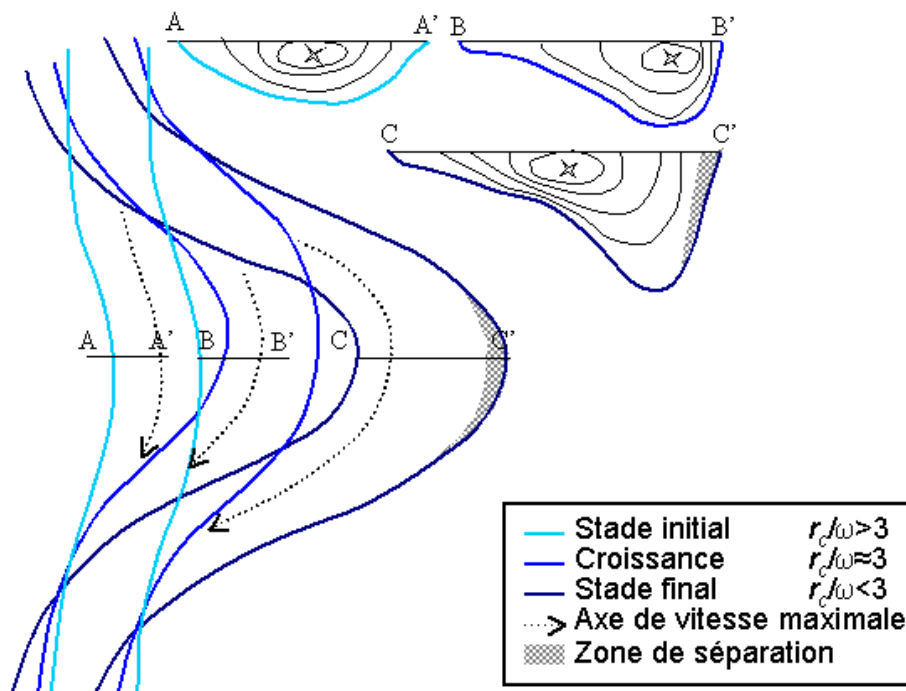


Fig. 11 : Modèle de changement de structure du courant pendant la croissance d'un méandre (Hickin, 1978).



Fig. 12 : Sapement de la berge du schorre et blocs renversés, aux abords du Mont-Saint-Michel.

La largeur du chenal varie aussi selon les apports fluviatiles. Les irrégularités (glissement, tronc d'arbre...) sont autant d'opportunités pour que la rivière change de direction. Si le débit augmente, la translation vers l'aval progresse aussi. Pour la Loire, la succession d'étranglements et d'élargissements complexifie la courantologie et ainsi, contraint les chenaux du lit à divaguer successivement entre les deux rives de l'estuaire (DIREN Centre, 2002).

Le déplacement précis ainsi que la vitesse de migration d'un méandre, avec un schéma de fonctionnement applicable à tous, est difficile à prévoir. Cela est dû aux nombreux types de méandres. Les chercheurs ont longtemps eu des difficultés sur cette modélisation quantitative, car un tel schéma doit être composé d'un ensemble de sous-modèles ; l'un de ces sous-modèles représentant le déplacement du chenal fut introduit par Ikeda *et al.* (1981).

La relation HIPS (initiales des noms des auteurs ; Ikeda *et al.*, 1981) est une formulation standard pour quantifier la migration d'un chenal méandrique. Couplée aux équations hydrodynamiques du modèle d'Engelund (1974), la tendance à l'augmentation d'amplitude des méandres et leur migration vers l'aval ont pu être reproduites. Ikeda *et al.* (1981) fournissent une explication à l'évolution de la courbure des méandres en fonction d'une analyse de stabilité linéaire.

Sur les bases de ce modèle, la forme en « cou d'oie », commune chez les chenaux méandriques, a pu être reproduite (Parker *et al.*, 1982). Puis à partir de formulations non linéaires, Parker *et al.* (1983) modélisent un chenal avec des méandres de forte amplitude migrant vers l'aval, sans migration latérale. En 1986 ils publieront un travail sur l'instabilité de ce type de méandres : leur sinusoïté croît

jusqu'à leur recouplement, puis ils se reforment. Ce genre de travaux a fait l'objet de nombreuses études.

En ajoutant un modèle morphodynamique d'évolution du lit du chenal, Blondeaux et Seminara (1985) ont fait ressortir l'importance de l'interaction rive concave/rive convexe.

La relation HIPS, simple et directe, permet d'avoir un aperçu de l'évolution en plan d'un chenal méandrique. Cependant, elle dissimule de nombreux paramètres et processus physiques, nécessite une calibration peut aisée grâce à des observations de terrain pas toujours disponibles, et suppose que les chenaux migrent afin de garder une largeur constante, ou que les processus de dépôt sur la rive convexe dépendent de l'érosion de la rive concave.

Murray et Paola (1994) ont montré, par des modélisations physiques, qu'une méandrisation développée ne pouvait se produire sans une stabilisation, quelle qu'elle soit, des bancs. Ils suggèrent que la méandrisation des rivières est le résultat de la suppression partielle des instabilités présentes sur des chenaux en tresse (ou anastomosée) par des facteurs qui contraignent latéralement le chenal tels que la végétation, des sédiments cohésifs ou un substratum. Les modélisations physiques de chenaux méandriques divagants sur des terrains non cohésifs n'obéissent pas à la relation HIPS, démontrant ses défauts. Des matériaux cohésifs ont alors été utilisés (Schumm et Khan, 1972 ; Jin et Schumm, 1986 ; Smith, 1998), ainsi que des pousses de végétaux (Gran et Paola, 2001 ; Tal et Paola, 2007) afin de s'approcher des résultats de la relation HIPS. Baudrick *et al.* (2009) ont ainsi pu observer le recouplement d'un méandre de forte amplitude.

De nombreux modèles numériques s'affranchissent aujourd'hui de cette relation, qui oblige à l'utilisation de sédiments cohésifs et de végétation pour retenir les sédiments sur la rive convexe. Celui de Beck fut le premier en 1988, et plus récemment nous pouvons trouver ceux de Duan et Julien (2005) ou Rùther et Olsen (2007). D'autres, comme ceux de Mosselman *et al.* (2000) ou Parker *et al.* (2011) tiennent compte de l'indépendance évolutive de la rive convexe par rapport à la rive concave.

Ces modèles, physiques comme numériques, mettent en avant la complexité du processus de divagation des chenaux méandriques. Leur raffinement, progressif, permet de dégager des idées nouvelles sur le fonctionnement de ces environnements, et sur les processus mis en jeu, parfois à l'encontre d'idées plus anciennes.

II.1.2 : Le domaine intertidal

Comparé au domaine fluvial, les études sur les chenaux tidaux sont plus rares. Sur un plan horizontal, le développement des réseaux de drainage contrôle l'hydrodynamique et l'échange de sédiments entre le haut schorre et la basse slikke (Pestrong, 1965 ; Pethick, 1980 ; Fagherazzi *et al.*, 1999).

A – Les chenaux tidaux dans la littérature

Les chenaux tidaux ont une morphologie proche des chenaux fluviaux. Le flux bidirectionnel, caractéristique unique des chenaux tidaux, conduit toutefois à des différences morphologiques.

Dans les estuaires, où la vitesse des courants de remplissage et de vidange est quasi-identique, la modification de la ligne de plus grande vitesse amène le flot et le jusant à éroder des bancs opposés, créant un méandre qui est proche des apex (Fig. 9). Ainsi, le chenal emprunté par le flot est souvent différent de celui du jusant (Van Veen, 1950 ; Geyl, 1976). La morphologie en plan adoptée par les méandres d'une rivière en « cou d'oie » (Carson et Lapointe, 1983) est ainsi modifiée par un flux bidirectionnel selon les intensités du flot et du jusant (Fig. 13). Leur situation dans un environnement abrité est compliquée par la forte variabilité des courants, des transports sédimentaires en résultant, qui sont tant affectés par les courants tidaux que par la fréquence des tempêtes (Leonard *et al.*, 1995). Ces complications peuvent modifier l'importance des pics de flot ou de jusant et donc fausser la détermination du courant dominant. Ce courant bidirectionnel est aussi la cause principale de la chute des berges (Fagherazzi *et al.*, 2004).

Pour des méandres de faible sinuosité, les barres de méandre sont similaires aux barres de méandre fluviaux. Cependant, pour des méandres de plus forte sinuosité, le flux bidirectionnel crée des barres multilobées avec des rampes d'interlobes et de nombreuses chutes de blocs de berges au flot (Fagherazzi *et al.*, 2004).

L'action géomorphologique de la marée, incluant érosion et dépôt des sédiments, dépend du marnage, et diminue lorsque la distance à la mer augmente (Collins *et al.*, 1987), alors que la longueur d'onde des méandres diminue avec cette distance (Fagherazzi *et al.*, 2004).

La migration latérale des rivières est très documentée (Lawler 1993). Les chenaux tidaux tendent à avoir une morphologie dans le plan horizontal stable (Goldthwait, 1937 ; Pestrong, 1965 ; Redfield, 1972 ; Leopold *et al.*, 1993). Cependant, Redfield (1972) s'en étonne car la géométrie en plan très sinueuse de ces objets, fortement entrecoupée de bancs, possède des taux d'érosion des berges importants. Toutefois, il a pu constater à Barnstable Marsh, dans le Massachusetts, qu'un méandre n'a pas migré depuis 2000 ans. Leur migration semble donc plus faible que pour les rivières, surtout dans les schorres (Gabet, 1998). Afin de comprendre ce modèle, des études ont été menées sur ces chenaux tidaux.

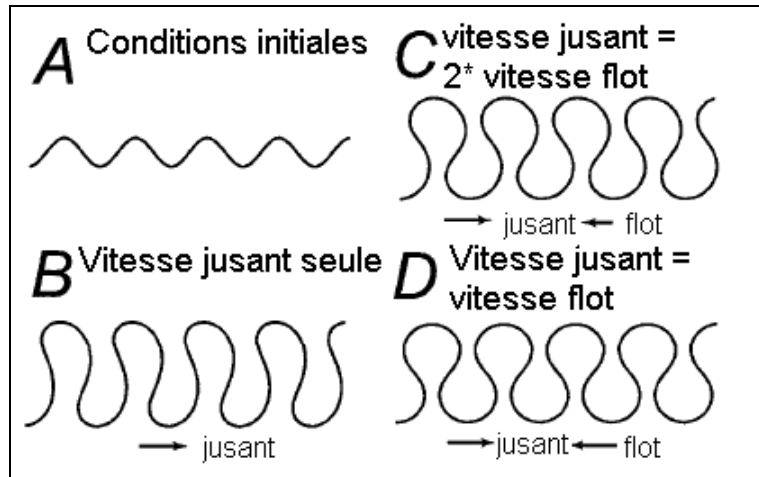


Fig. 13 : Evolution possible des formes planes de méandres (Fagherazzi, 2004).

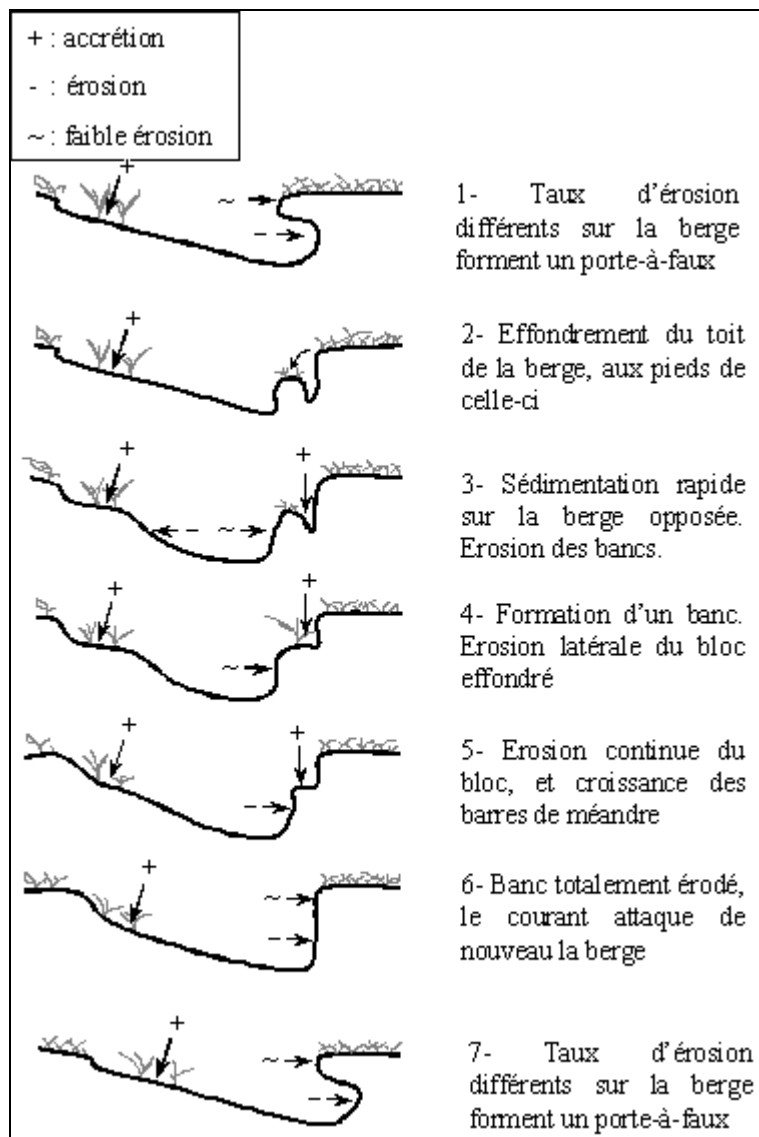


Fig. 14 : Processus et événements concomitants de la migration latérale d'un chenal. La partie droite étant le bord concave et la gauche, la barre de méandre. D'après Gabet (1998).

Garofalo (1980) a mesuré la migration latérale de 42 chenaux tidaux dans un estuaire de la baie de San Francisco. Il calcule un taux de migration latéral de $0,21 \pm 0,2$ m/an pour des chenaux de 9 à 211 m de large et 0,32 m/an pour des chenaux d'eau douce dont la végétation est halophile. Ces résultats ne sont pas comparables avec ceux de Redfield, le couvert végétal présent ici étant différent.

Gabet (1998) a aussi travaillé dans la baie de San Francisco, sur une autre zone d'étude. Elle mesure un taux de migration adimensionnel de 0,5%/an, pour une érosion des berges de 57 mm/an ± 10 . Ce taux de migration sans dimension d'un chenal correspond au rapport du taux de migration sur la largeur du chenal. Ce taux est de l'ordre de 2,0%/an pour les rivières (Larsen, 1995).

Fenies et Faugères (1998), rapportent que dans le bassin d'Arcachon, la divagation des chenaux est quasi nulle car les estrans adjacents sont constitués de 3 à 5 m d'épaisseur de vase couverte de zostères ; ces plantes préviennent de l'érosion des bancs sur lesquels elles croissent. De plus, dans la zone où les estrans sont le plus développés, les apports fluviaux sont nuls, les chenaux n'étant alimentés par aucune rivière.

Ces études précisent le fonctionnement des chenaux tidaux dans le schorre. Sous des conditions normales, les forces associées au cycle tidal sont insuffisantes pour causer la migration d'un chenal. Cette migration résulte d'une augmentation des forces hydrauliques créées par des conditions de tempête (Garofalo, 1980). Elle s'effectue par effondrement de blocs à travers une combinaison de porte-à-faux et fissures de toit (Allen, 1989) (Fig. 14) lorsque le chenal est situé dans le schorre. Les faibles taux de migration latérale constatés alors sont dus à la persistance des matériaux constitutifs du banc effondré qui protègent temporairement le banc de l'érosion (Gabet, 1998).

Ces estrans évoluent différemment des plaines d'inondation continentales du fait de la faible migration et de l'inondation fréquente du schorre ainsi que de l'accrétion qui en découle. Howard (1996) indique que pour les estrans, les sédiments déposés par les courants inondants les bancs sont plus importants que le taux de sédiments remobilisés par la migration des chenaux.

B – Eléments sur les chenaux tidaux de la baie du Mont-Saint-Michel

La Petite Baie (du Mont-Saint-Michel) est une embouchure tidale. Son évolution suit les variations des forçages (cycles de la marée, tempêtes...) mais aussi dépend de son propre fonctionnement (la migration des chenaux). L'engraissement et la migration des chenaux sont de l'ordre de la méso-échelle (de la semaine à la dizaine d'années).

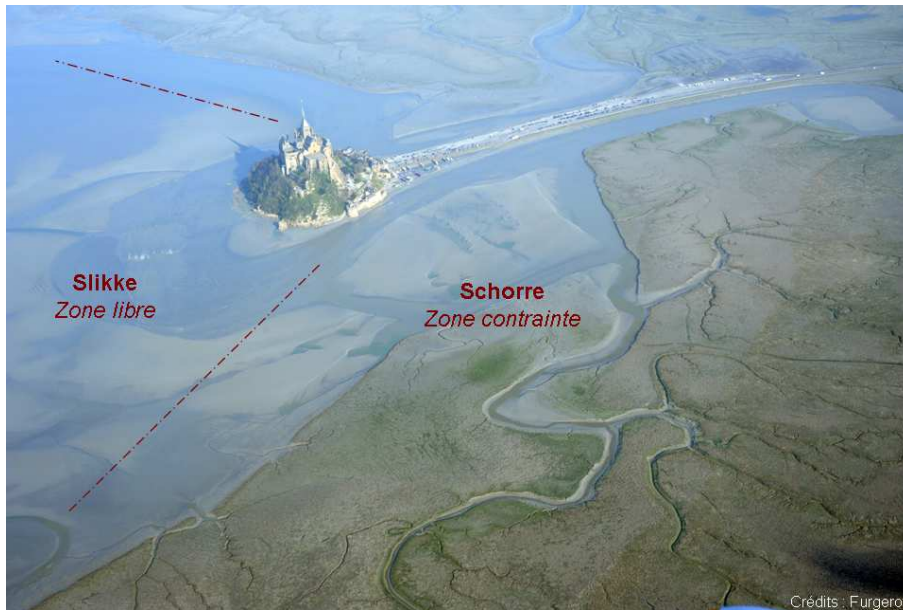


Fig. 15 : Chenaux tidaux aux abords du Mont-Saint-Michel. Les chenaux sont fortement contraints dans le schorre, alors qu'ils sont plus libres de divaguer sur la slikke.

Le paysage de l'embouchure tidale du Couesnon est structuré en fonction du temps de submersion (Fig. 15 et Fig. 16):

- le schorre : cette partie est inondée lors de coefficients de marée supérieurs à 90. Le couvert végétal est total. Les espèces varient selon l'altitude du marais, depuis les prairies de chiendents et fétuques pour le haut schorre, aux obiones et puccinellies sur le bas schorre, en passant par des asters et des soudes ;
- la slikke, est inondée à chaque marée haute. Quelques espèces pionnières telles les salicornes et les spartines, parsèment sa surface en haute slikke. Sa partie basse est non végétalisée.

Le passage dans le temps de la slikke vers le schorre témoigne de l'exhaussement des fonds.

La divagation des chenaux n'est pas suffisamment bien prise en compte dans les modèles numériques de la baie du Mont-Saint-Michel utilisés, parce que mal définie et appréhendée. Il pourrait donc y avoir une surestimation des dépôts dans les bilans sédimentaires établis dans le cadre des études pour le rétablissement du caractère maritime du Mont-Saint-Michel, dans la Petite Baie (SOGREAH, 2000).

Aux abords du Mont-Saint-Michel les méandres sont libres et divagants. Il s'agit d'un système développé dans la plaine alluviale, à la surface de laquelle le chenal a la possibilité de migrer latéralement, d'éroder ses berges et d'y déposer des alluvions. Ces méandres ne sont pas influencés par la présence de versants entaillés dans le substratum. Leur formation est le résultat de la dynamique du

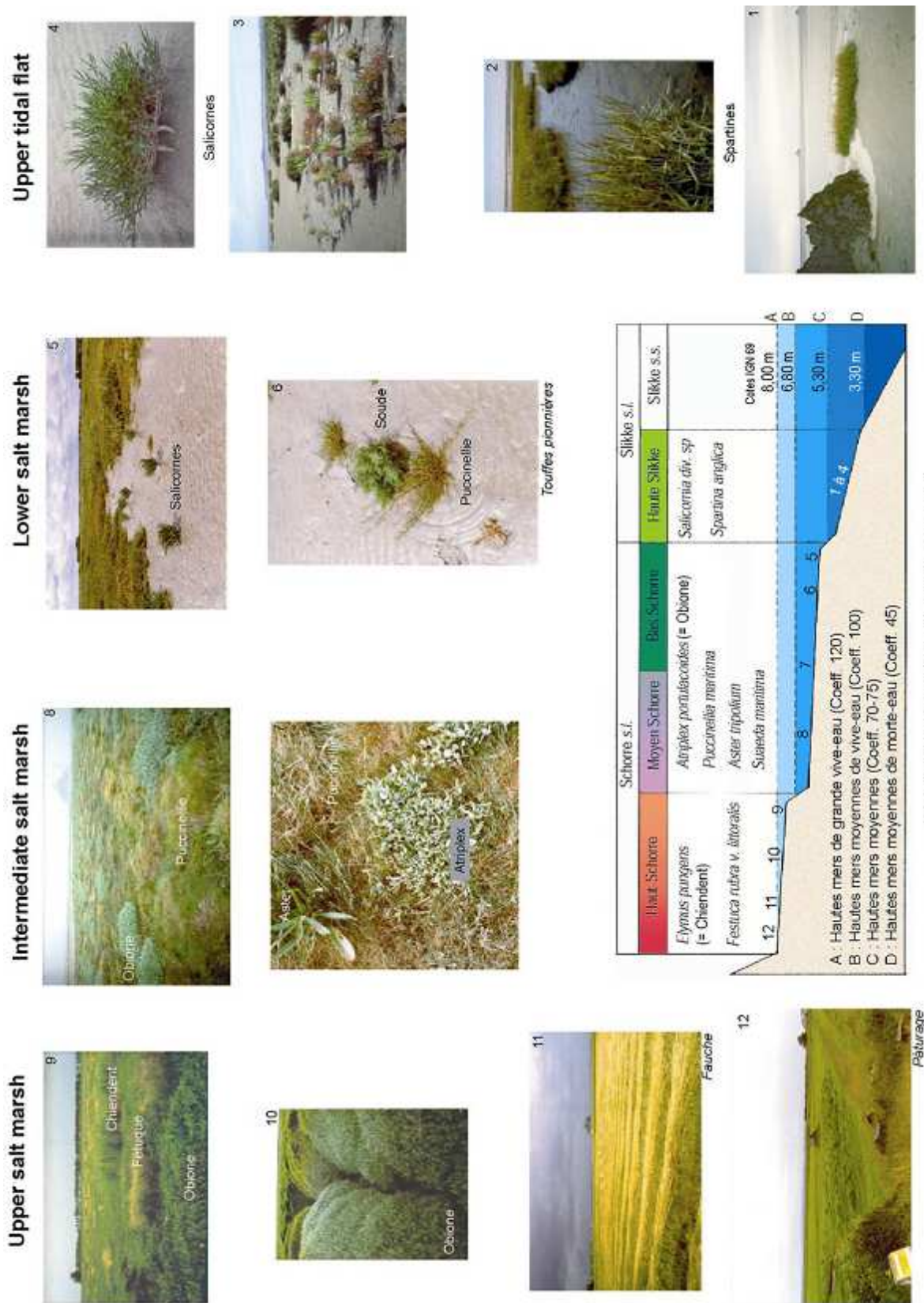


Fig. 16 : Subdivision bionomique de l'estran aux abords du Mont-Saint-Michel (Levasseur et Bonnot-Courtois, 2000).

cours d'eau avec un ajustement permanent aux variables de contrôle externes que sont les débits solide et liquide. Ils présentent des courbures alternées, régulières, de dimension semblable.

Dans la Petite Baie, la pente moyenne de l'estran n'excède jamais 0,3%, elle est même par endroits inférieure à 0,1%, favorisant d'autant plus la divagation des chenaux tidaux. Les bancs et levées sableuses de la haute slikke jouent un rôle déterminant dans cette divagation, comme le chenal du Couesnon qui semble repoussé vers le Mont par les avancées sableuses en provenance du NW.

Dans les chenaux de la Baie (Sée, Sélune et Couesnon) se propage un mascaret. Celui-ci transporte des sédiments en amont, et contribue donc au transport avec un dépôt sur des zones intertidales. Des mesures de turbidité au Nord du Mont-Saint-Michel réalisées en 1997 par le GRESARC montrent une forte augmentation de la concentration de matières en suspension à l'arrivée du flot : de vitesses de courant quasi nulles à l'étales, elles augmentent jusqu'à ~2 m/s lors de forts coefficients de marée (>90). Le mascaret contribuerait à la migration des chenaux par érosion des bancs et des berges. En effet, la forte contrainte à composante unidirectionnelle que l'onde de mascaret engendre est à l'origine de déformations sédimentaires (plis et blagues à tabac) observées au sommet des berges des chenaux (Tessier et Terwindt, 1994).

Dans la baie de Fundy, la construction d'un barrage sur le Petitcodiac a diminué de plus d'un tiers la hauteur du mascaret, diminué sa largeur, et des barres sont apparues, obstruant le cours à basse mer. La construction du barrage de la Caserne empêche toujours le flot et son mascaret de remonter plus en amont.

Sur le domaine continental comme intertidal, la migration latérale d'un chenal est le résultat d'un réajustement vers un équilibre. Des études antérieures ont été menées, de l'amont vers l'aval, mais se sont arrêtées à la limite végétation-sable, omettant le comportement des chenaux tidaux sur la slikke. Dans cet environnement, les taux de migration sont élevés, et les chenaux subissent l'action de multiples forçages, contrôlant leur dynamique.

Comprendre la dynamique de la divagation des chenaux sur la slikke, et les processus physiques qui la régissent est donc essentiel, tant pour mieux appréhender cet environnement que pour implémenter les modèles.

II.2 : Qualifications de la divagation d'un chenal

Etudier le comportement dans le temps d'un chenal, c'est potentiellement évaluer le débit solide et déterminer la résistance des berges, qualifier l'influence du substratum sur la morphologie, relier les variations de débit liquide ou solide à la morphologie, déterminer l'état d'artificialisation et l'influence de la végétation sur les berges, évaluer l'impact de l'Homme sur la rivière et la réversibilité des aménagements.

L'analyse des changements de forme en plan, et le calcul du taux de migration latérale, a beaucoup évolué depuis le développement de méthodes sous SIG (Système d'Information Géographique).

Cette analyse des changements morphologique peut se faire à partir de différentes sources de données : des cartes, des photographies aériennes ou images satellitaires, des relevés topographiques ou photogrammétriques... Ces données sont ensuite entrées dans un SIG, sous forme de limites de berges. A partir de cette étape, différents calculs peuvent être réalisés.

Tout d'abord, le chenal ou la rivière est découpée en segment puis sous-segments, jusqu'à l'entité du méandre. Les différents paramètres morphométriques caractérisant le méandre peuvent alors être calculés : la courbure, la distance entre deux points d'inflexion, l'amplitude... à chaque date ou la rotation de l'axe de méandre et la migration latérale entre deux dates.

Puis, à partir du polygone formant la rivière, des surfaces en érosion ou dépôt peuvent être calculées, par comparaison entre deux dates. Le calcul des surfaces non superposables aux tracés antérieurs ou bien la mesure de la migration entre deux dates par l'observation de la variation de surface occupée par le chenal permet d'observer l'érosion (Fig. 17). Le type de migration, horizontale ou latérale, peut aussi être distingué (Hooke, 2007).

A partir du polygone formant la rivière, la ligne de milieu des berges en basses eaux peut être extraite, afin de calculer ensuite les évolutions de cette ligne au cours du temps (Micheli *et al.*, 2004). Ces données peuvent ensuite servir à implémenter des modèles numériques (Micheli *et al.*, 2004 ; Fagherazzi *et al.*, 2004)

Ces méthodes et calculs sont simples à mettre en œuvre avec l'aide d'un SIG. Cependant, elles nécessitent de nombreuses sources de données valides et sûres, et dont l'échantillonnage a été réalisé sur la même période hydrologique ou sur un chenal dont la largeur du lit est constante dans le temps. De plus, si le pas d'échantillonnage des données est long (annuel, voire pluriannuel), cette méthode ne peut être qu'appliquée à des chenaux peu mobiles.

Des calculs concernant l'hydrodynamique du chenal et le transport solide, afin de réaliser un bilan sédimentaire peuvent aussi permettre de caractériser l'évolution d'un cours d'eau. Mais ils nécessitent des mesures de terrain, plus ou moins évidentes à mettre en œuvre, et ne tiennent pas toujours compte des paramètres extérieurs comme l'influence d'aménagements humains, et considèrent bien souvent le lit de la rivière comme une donnée connue et fixe.

Ces différentes approches ont permis d'élaborer une méthode, applicable à l'environnement particulier de la Petite Baie. Cette méthode, développée dans la Partie II, permet de calculer la vitesse et l'angle de migration entre deux sources de données consécutives et d'en déduire les composantes horizontale et verticale de la migration du chenal. Des périodes de forte ou de faible mobilité sont ainsi mises en avant, ainsi que la dynamique globale du chenal. Elles sont reliées avec les différents forçages que sont la marée, le vent, le débit fluvial et l'agitation.

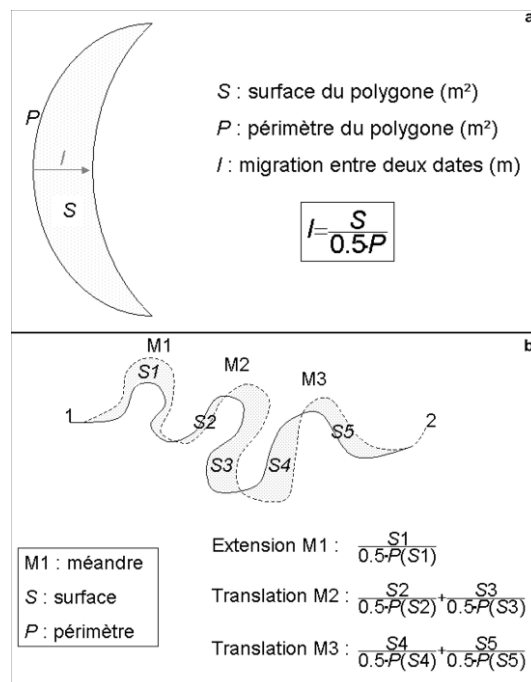


Fig. 17 : Schéma de calcul des vitesses de migration (a.) d'après Micheli *et al.*, 2004, et suivant leur type de migration (b.), d'après Galliot, 2007.

II.3 : Bilan et objectifs de la thèse

La divagation des chenaux est un phénomène naturel et immuable en réponse aux pressions de son environnement. Un équilibre dynamique s'opère entre les variables externes, que sont les débits solide et liquide, et les variables internes du chenal que sont la longueur d'onde, largeur... du méandre. Un chenal pour atteindre l'équilibre tend vers une moindre dépense d'énergie. Le type méandrique est le plus adapté pour y répondre. En effet, le cours d'eau allongeant sa longueur dissipe son énergie. Les caractéristiques, notamment la longueur d'onde et l'amplitude des méandres ainsi produits dépendent de la puissance hydraulique ($\Omega = \rho.g.Q.S$ avec $\rho.g$ le poids spécifique de l'eau en $\text{kg/m}^2/\text{s}^2$, Q le débit liquide en m^3/s et S la pente du cours d'eau) de l'écoulement et de la nature des sols traversés.

Des chenaux méandriques sont observables dans de nombreux environnements où la pente est suffisamment faible. On les rencontre dans les plaines alluviales, mais aussi en domaine intertidal. De nombreuses études ont été réalisées sur le domaine continental, mais l'espace fluviomaritime reste très lacunaire. Les définitions et les paramètres morphométriques ne changent pas entre ces deux milieux. Par contre, les variables internes sont différentes : interviennent alors la marée, une granulométrie plus fine et plus ou moins cohésive, une végétalisation diversifiée et variable tant spatialement que temporellement, et l'agitation. De plus, les chasses hydrauliques réalisées depuis mai 2009 au niveau du barrage sur le Couesnon, pour cibler l'exemple étudié, sont à prendre en compte dans le fonctionnement du chenal.

L'objectif de cette thèse est d'apporter de nouvelles connaissances sur les facteurs et l'impact de la divagation des chenaux tidaux sur l'évolution altimétrique des fonds sédimentaires en domaine mégatidal, à travers l'exemple du Couesnon, dans la baie du Mont-Saint-Michel.

Grâce à l'utilisation de différentes méthodes - mesures et des observations in-situ, analyse SIG, traitement de données topographiques...- ce mémoire tentera de répondre aux questions suivantes :

- comment le cours de la rivière Couesnon a évolué planimétriquement dans le temps ? Quels ont été les processus hydrodynamiques à l'origine de sa divagation ? Quel est le rôle des chasses hydrauliques réalisées au barrage en amont ?
- comment évolue la topographie de la zone d'étude, et quelle est l'évolution des bilans sédimentaires et les facteurs régissant leur variabilité sur le domaine non végétalisé de la Petite Baie?

- comment les schorres évoluent-ils dans le temps et l'espace ? Leur évolution est-elle liée aux variations des bilans sédimentaires ? Comment les divagations du Couesnon peuvent-elles affecter ces schorres ?

Pour répondre à ces questionnements, la présente étude se scinde en deux parties. La première traite des divagations du chenal du Couesnon, d'abord sur une période dite « historique », de 1969 à février 2009, puis sur une période dite « récente », de février 2009 à novembre 2010. La seconde partie aborde la relation entre l'évolution des bilans sédimentaires dans la Baie du Mont-Saint-Michel et la divagation des chenaux.

PARTIE 2

LES DIVAGATIONS DU COUESNON

Introduction

Cette seconde partie présente les divagations du chenal du Couesnon au cours de trois périodes de temps :

- avant 1969, c'est-à-dire avant la mise en place du premier barrage de la Caserne ;
- de 1969 à février 2009, entre la construction du premier barrage de la Caserne et celle du second ;
- de février 2009 à novembre 2010, avec le nouveau barrage de la Caserne fonctionnel.

A l'exception du premier chapitre, les suivants sont structurés de la manière suivante : les évolutions morphologiques aux abords du Mont-Saint-Michel sont présentées dans un premier sous-chapitre, puis dans un second les vitesses de migration sont calculées avec une méthode originale et, dans un troisième sous-chapitre sont abordés les différents forçages agissant sur les évolutions constatées, notamment la marée, les conditions de vent et d'agitation et les débits fluviaux. Puis un bilan de la dynamique du chenal sur la période étudiée est dressé.

Le deuxième chapitre détaille pas à pas les remarquables migrations du chenal du Couesnon, vers l'est puis son retour au nord, au cours de la période du 13/07/1990 au 16/06/2001 afin de mieux préciser les forçages mis en jeu.

I - Avant 1969

I.1 : Méthodes

Durant cette période, antérieure à l'installation du premier barrage de la Caserne, la rivière du Couesnon a subi de nombreuses modifications, tant par la main de l'homme, au travers de travaux de génie civil, que naturellement par ses propres divagations.

Afin d'étudier les migrations du Couesnon au cours du temps, des données cartographiques, photographiques (missions de photographies aériennes de l'IGN) ainsi que des données

bibliographiques sont exploitées (Tableau 2). Les illustrations figurées dans l’ouvrage de Bonnot-Courtois *et al.* (2002) ont été utilisées pour couvrir cette période précédant l’installation du premier barrage sur le Couesnon. Les photographies aériennes ont été géo-référencées (Lambert 2 étendu), et les différentes entités que sont le Couesnon, les schorres ouest et est (situation géographique par rapport à l’actuelle digue-route) ont été digitalisées.

Date	Type	Source
1757	Carte de Brion de la Tour	Desnos, Paris
1775	Carte des Ingénieurs	Service historique de l’Armée de Terre, Vincennes, J 10C 289,
1858	Illustration	De l’Homer (Bonnot-Courtois <i>et al.</i> , 2002)
1947	Photographie aérienne	Photothèque IGN
1952	Illustration	De l’Homer (Bonnot-Courtois <i>et al.</i> , 2002)
1955	Illustration	De l’Homer (Bonnot-Courtois <i>et al.</i> , 2002)
1961	Photographie aérienne	Photothèque IGN
1964	Illustration	De l’Homer (Bonnot-Courtois <i>et al.</i> , 2002)
1966	Illustration	De l’Homer (Bonnot-Courtois <i>et al.</i> , 2002)
1969	Photographie aérienne	Photothèque IGN

Tableau 2 : Caractéristiques des illustrations utilisées.

I.2 : Résultats

Jusqu’en 1858, quatre kilomètres de grèves très planes, de La Chapelle-Sainte-Anne au Mont-Saint-Michel, favorisent la migration du Couesnon (Fig. 18 et Fig. 19). Ces migrations sont à l’origine du fameux proverbe : « *Le Couesnon, qui dans sa folie, mit le Mont en Normandie* ». A la fin du XVIII^e siècle, un vaste herbu se développe à l’Est du chenal du Couesnon, terrains situés à l’emplacement actuel des polders de l’Ouest. Le Couesnon suit alors une direction NW à WNW. Le flot pouvait atteindre le monument même pour de faibles coefficients de marée, la cote 3 m IGN69 se situant au pied du Mont-Saint-Michel (LCHF, 1977). Les méandres dans le schorre établi (> 6 m IGN69) augmentent en sinusoïté, comme l’illustre la carte des Ingénieurs Géographes « Abords ouest du Mont-Saint-Michel » (Fig. 19). Cela tend à diminuer l’effet de chasse naturel du Couesnon.

Les mouvements de la rivière sont à l’origine de l’érosion des deux rives du Couesnon, balayant tantôt le schorre est, tantôt le schorre ouest, voire même la digue du marais de Dol. Ces incessantes migrations gênant l’agriculture pratiquée sur ces espaces, la rivière Couesnon est canalisée, sur une longueur de 3 800 m en 1858, et est fermée par le barrage en terre du Pas-aux-bœufs (i.e. Saint Georges-de-Grehaigne). Dans un même temps, de 1857 à 1859, le « chenal commun » Sée-Sélune dévaste les herbous au SE du Mont-Saint-Michel (L’Homer, 1984). La migration de celui-ci vers le

se forment. Par conséquent, la slikke est érodée, ainsi que le schorre. Des microfalaises se constituent alors (Bonnot-Courtois *et al.*, 2002).

Avant 1934, de petites rivières (Guintre, ruisseau de la Rive et Pont Landais) sont détournées pour permettre une meilleure stabilisation des polders nouvellement créés. Leurs lits se comblent, et la surface occupée par le schorre augmente encore à l'occasion de ces travaux.

Les photographies aériennes des missions IGN de 1947 et 1961 (Fig. 20) montrent le chenal du Couesnon, au delà du Mont, dans une position NNW à N. Le lit du Couesnon continue de s'exhausser (Bonnot-Courtois *et al.*, 2002). De plus, la puissance hydraulique des chasses naturelles se trouve réduite par les prélèvements d'eau effectués en amont dans le bassin versant - à hauteur de 5.10^6 m³/an-, pour notamment alimenter la ville de Rennes (L'Homer et Dorst, 1989).

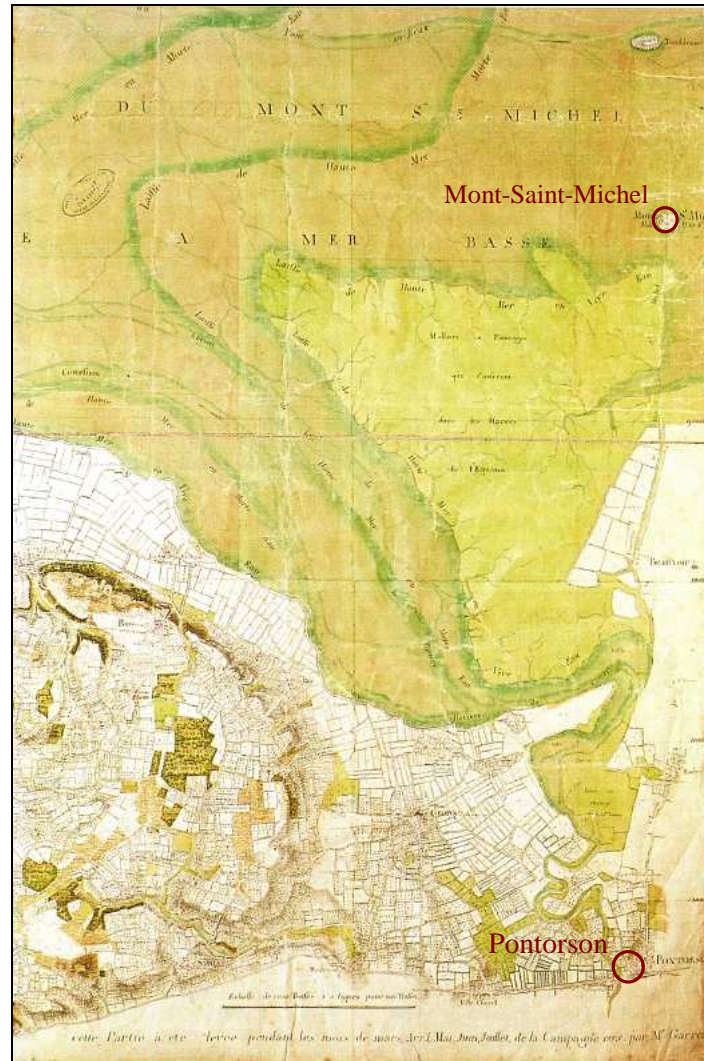


Fig. 19 : Extrait de la carte des Ingénieurs Géographes, Abords ouest du Mont-Saint-Michel (Service historique de l'Armée de Terre, Vincennes, J 10C 289, première partie), 1775.

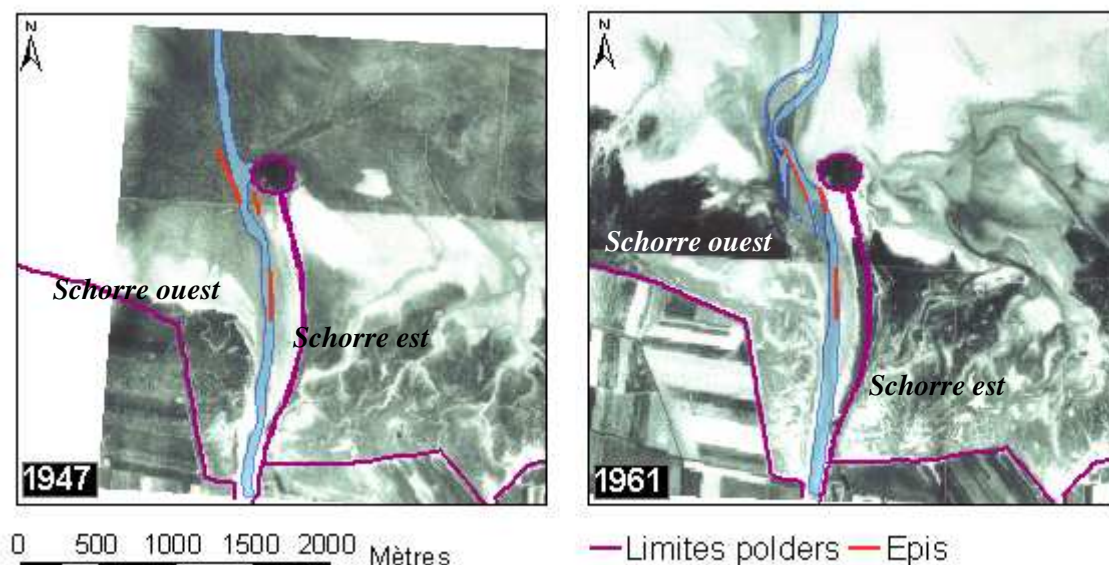


Fig. 20 : Positions du chenal du Couesnon sur les photographies aériennes issues des missions IGN de 1947 et 1961.

De 1966 à 1969, un premier barrage est construit au lieu-dit de la Caserne afin de mettre en valeur l'anse de Moidrey et mieux drainer les polders.

I.3 : Discussion

L'historique de cette période, avant la construction du barrage de la Caserne, permet de mettre en évidence certaines idées, qui sont à l'origine des travaux entrepris dans le cadre du projet de rétablissement du caractère maritime du Mont-Saint-Michel.

Afin de contrer, tout du moins ralentir, l'accrétion aux abords du Mont-Saint-Michel, et par conséquent la progression des herbues, il faut induire une érosion des fonds sédimentaires. Tout d'abord, la présence d'un chenal est essentielle pour lutter contre l'accrétion au pied du Mont-Saint-Michel, voire éroder cette zone, grâce à des vitesses des courants, flot ou jusant, plus importantes dans les chenaux. Ainsi, le départ de la Sée et de la Sélune vers le Nord après 1859 engendre une importante accrétion des abords du monument et du lit du Couesnon. Un chenal est aussi important dans l'érosion du fait de sa migration. Ces migrations permettent l'érosion des fonds, augmentent la pente par endroits, et augmentent la tranche d'eau à pleine mer, permettant d'avoir une agitation plus importante en période de vive-eau, à même de saper les fronts des herbues (Bonnot-Courtois *et al.*, 2002). De plus, les chenaux favorisent une résultante des flux sédimentaires vers le large (Dronkers, 1986).

L'action de l'effet de chasse naturel du Couesnon, au travers sa puissance hydraulique, a été remarquable sur cette période, et à contrario, une perte de puissance a été synonyme d'augmentation de l'indice de sinuosité des méandres des chenaux, et d'exhaussement des fonds sédimentaires (avec des valeurs jusqu'à +1,5 m dans le lit canalisé du Couesnon, sur la période d'étude suivante, entre 1969 et 1992 (Bonnot-Courtois *et al.*, 2002)).

La construction de la digue-route a freiné les processus érosifs, entravant la circulation des courants traversiers, elle a permis l'accumulation des sédiments du côté Ouest de celle-ci, et modifié la manière dont le schorre est érodé. Dès lors, l'extension des schorres s'intensifie.

Les incessantes inondations de Pontorson, des polders et, une volonté de mieux drainer ces derniers ont conduit à la construction du barrage de la Caserne, achevée en 1969 ; et cela malgré les nombreuses contestations, notamment au sujet de la digue-route.

Le chapitre suivant aborde l'évolution des migrations du chenal du Couesnon de la construction de ce barrage, à sa démolition suite à la mise en service du nouveau barrage de la Caserne en mai 2009.

II - De 1969 à février 2009

Cette période couvre la phase de fonctionnement du premier barrage de la Caserne. En 1969, ce barrage de section utile de 32 m sur une section de 120 m pour le lit du Couesnon, est mis en service au niveau de la Caserne. Il constitue une porte à flot, et empêche ce dernier de remonter dans les polders et de les inonder. De nombreuses modifications morphologiques en résultent, notamment l'étrécissement du chenal et l'exhaussement des fonds sédimentaires (Bonnot-Courtois *et al.*, 2002). La dernière position du chenal enregistrée avant la fin de cette période est février 2009.

Afin d'étudier cette période, les évolutions morphologiques sont détaillées et analysées. Puis, la migration latérale, et surtout les phases de migrations importantes, sont mises en relation avec différents forçages (marée, débit fluvial, vent et agitation) pouvant influencer cette mobilité. La position particulière du chenal du Couesnon au cours de l'année 1995 fait l'objet d'un sous-chapitre spécifique.

II.1 : Description des évolutions morphologiques

II.1.1 : Méthodes

Tout comme pour la période précédente, les différentes positions du Couesnon ont été observées sur des photographies aériennes, mais aussi sur des images satellitaires et sur des MNT (Modèles Numériques de Terrain) du relevé topographique LiDAR de février 2009. Le Tableau 3 présente les différentes sources de données utilisées dans ce travail. Les photos aériennes ont été géo-référencées (Lambert2 étendu), et les limites des différentes entités schorre est, schorre ouest, et chenal du Couesnon ont été extraites de différentes manières :

- par digitalisation au 1 :10 000^{ème} pour les images dont le pixel est supérieur à 5 m, ou au 1 :1 000^{ème}, à l'aide d'un SIG pour les photographies aériennes et le chenal des images satellitaires ;
- via le logiciel Coastal Extractor (Puissant, 2008) pour les schorres des images satellitaires ;
- par extraction de la cote altimétrique 6 m IGN69 pour les schorres du MNT de février 2009, avec le logiciel SURFER (Golden Software), et par digitalisation de la limite eau/tangue, le laser utilisé ne pénétrant pas dans l'eau.

Ces trois techniques ont une précision planimétrique variable. Elle est de ± 15 m pour la digitalisation au 1 :10 000^{ème}, ± 4 m pour la digitalisation au 1 :1 000^{ème}, de ± 3 à $\pm 6,75$ m avec l'utilisation du logiciel Coastal Extractor, ± 1 m pour la digitalisation de la limite eau/tangue avec le logiciel SURFER et la précision planimétrique du MNT dont est extrait la cote altimétrique 6 m IGN69 est de 2 m.

L'ensemble de ces données permet de couvrir la période de fonctionnement de l'ancien barrage, à raison d'une donnée tous les un à deux ans.

II.1.2 : Résultats

En 1972, le Couesnon conserve sa position globalement WNW. Puis dès 1972 (Fig. 21), les cordons d'encrochements construits en 1968 disparaissent sous l'accumulation de sédiments. Cette date marque aussi la formation d'un lobe de tangue à l'extrémité Est du schorre ouest, au droit de l'actuel parking ouest. En 1985, il est couvert de végétation.

En 1975, puis en 1978, le Couesnon forme un large méandre orienté vers l'Est, sur la slikke, dans la partie Nord du Mont. Ce méandre est précédé d'un autre à l'Ouest du Mont. Des bancs de sable sont visibles sur les photographies aériennes de 1978, 1979 et 1980. En 1980, le Couesnon est orienté selon un axe N-S. Cette position correspond au dernier tracé connu avant une nouvelle divagation du chenal vers l'Ouest.

De 1980 à 1989, le Couesnon balaie l'estran vers l'Ouest, et retrouve une position d'axe NW-SE (Fig. 21). Les cordons d'enrochements visibles sur les photographies aériennes de 1982 et 1984 montrent que les fonds sont relativement bas au Sud du Mont-Saint-Michel.

Date	Type de données
12/07/1972	Photographie aérienne IGN
--/07/1975	Photographie aérienne
17/10/1977	Photographie aérienne
14/08/1978	Photographie aérienne IGN
19/06/1979	Photographie aérienne
--/10/1980	Photographie aérienne
18/07/1982	Photographie aérienne IGN
19/06/1984	Photographie aérienne IGN
05/09/1986	Photographie aérienne
29/05/1989	Photographie aérienne
13/07/1990	Photographie aérienne IGN
20/08/1991	Photographie aérienne IGN
09/04/1992	Photographie aérienne IGN
20/08/1993	Image SPOT – résolution 20 m
27/03/1994	Photographie aérienne IGN
04/05/1995	Image LANDSAT – résolution 30 m
17/03/1996	Photographie aérienne IGN
30/03/1997	Photographie aérienne IGN
02/07/1999	Photographie aérienne IGN
07/10/2000	Photographie aérienne IGN
16/06/2001	Photographie aérienne IGN
02/09/2002	Image SPOT – résolution 5 m
--/03/2003	Image QUICKBIRD – résolution 0,6 m
18/12/2003	Image SPOT – résolution 2,5 m
04/11/2005	Image SPOT – résolution 2.5 m
07/06/2006	Photographie aérienne IGN
23/05/2007	Photographie aérienne IGN
19/12/2007	Image SPOT – résolution 20 m
12/02/2009	Levé LIDAR (CLAREC)

Tableau 3 : Images utilisées

Puis en six ans, de 1989 à 1995, le chenal migre de nouveau vers l'Est (Fig. 21). Des bancs de sable venant de l'Ouest sont visibles sur la photographie de 1989, témoignant d'un apport sédimentaire ;

d'autres plus importants apparaissent sur l'image satellitaire de 1995 (Fig. 22). Durant cette période, le Couesnon encercle le Mont. Il passe d'une position sur la slikke orientée vers le NW à une autre dirigée vers l'ENE en 1995. Cette année 1995 est aussi particulière, puisqu'on voit au Nord du Mont-Saint-Michel la séparation du Couesnon en deux chenaux – dont seul le chenal le plus à l'Est a été utilisé (le plus en eau) compte tenu de la méthodologie employée. Cette morphologie à deux bras n'apparaît que deux fois sur le jeu de données : en mai 1995 et en novembre 2005.

Sur la photographie de 1999, un banc de sable apparaît au sein du méandre au Nord du Mont et de larges méandres se forment sur la slikke, démontrant une faible pente.

Jusqu'en 2000, bien que migrant vers l'Ouest, le Couesnon conserve un tracé orienté vers le NE (Fig. 21). En 2001, le chenal migre rapidement vers l'Ouest et atteint sa position extrême occidentale en décembre 2003, avec un axe NNW/SSE. Il est peu mobile entre 2001 et 2003. De nouveau les cordons d'encrochements, affleurant à 4 mIGN69, apparaissent en 2001 et 2002, démontrant un abaissement des fonds au Sud du Mont.

Enfin, de décembre 2003 à février 2009, le Couesnon migre vers l'Est, tout en augmentant la sinusoïté de ses méandres (Fig. 21). L'image satellitaire de décembre 2003 montre l'arrivée d'un banc de sable en provenance de l'Ouest, longeant le front Nord du schorre ouest ; la photographie aérienne de 2006 en montre plusieurs plus au Nord.

II.1.3 : Discussion

Les évolutions du chenal du Couesnon sur cette période durant laquelle l'ancien barrage est fonctionnel mettent en avant les effets de ce dernier. Fonctionnant par un système de portes à flot, la marée ne peut plus remonter dans les polders. Par conséquent, à chaque marée montante, les sédiments se déposent aux pieds du barrage, puis à l'aval de l'ouvrage, dans le chenal lui-même (Bonnot-Courtois *et al.*, 2002).

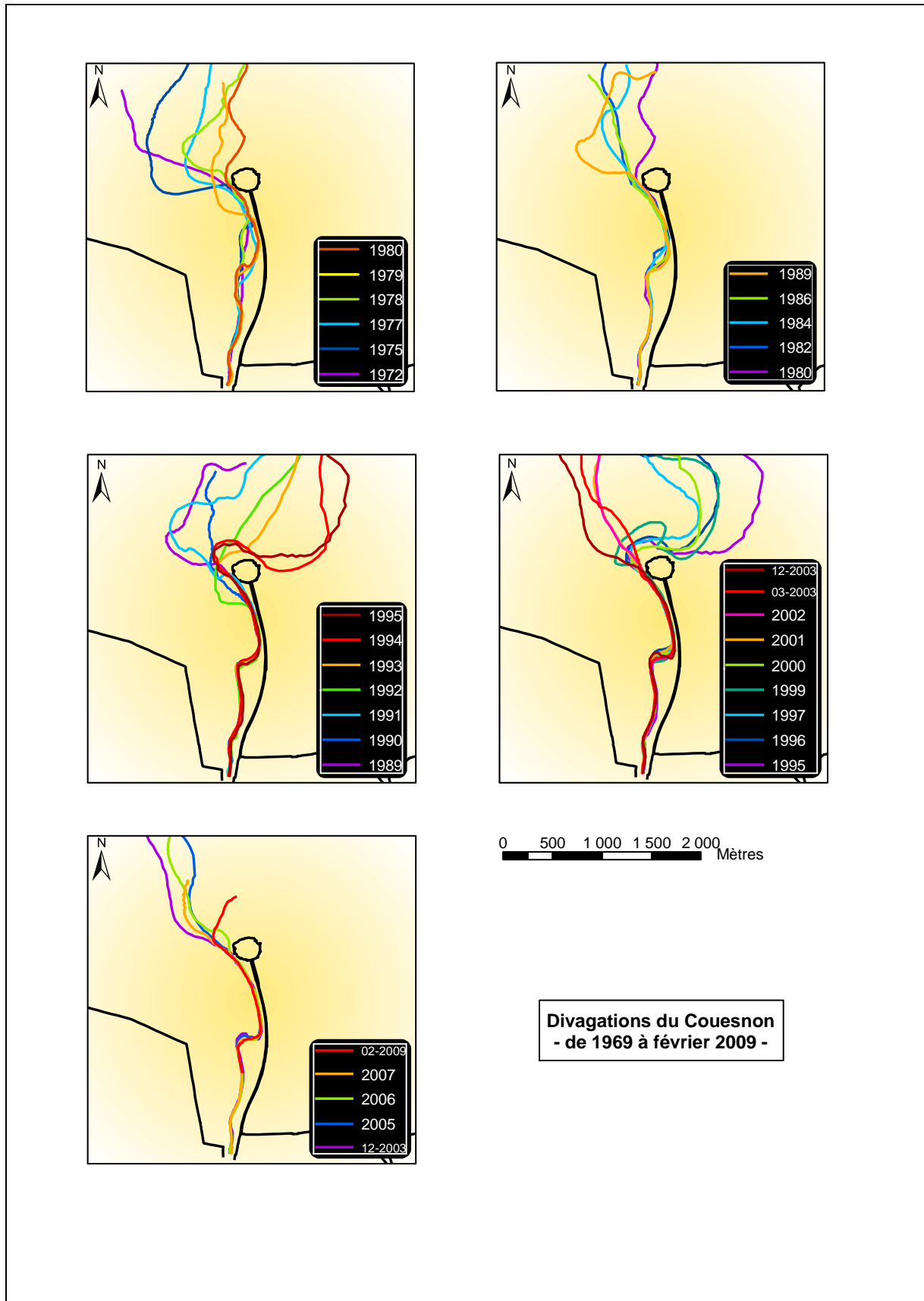


Fig. 21 : Lignes médianes du Couesnon de 1969 à février 2009

Les différentes positions du Couesnon suivant la construction du barrage sont révélatrices de la perte de puissance hydraulique du chenal. Une photographie aérienne de 1969, non utilisée pour quantifier le mouvement du chenal, permet cependant d'apprécier la réponse à cette perte. Assez lente, elle n'est sensible qu'à partir de 1972 : le débit de la rivière n'est plus suffisant pour conserver un tracé du chenal rectiligne et une position globalement axée N-S. Il apparaît ainsi un contrôle du chenal par le débit fluvial (Hickin et Nanson, 1983 ; Nanson et Hickin, 1986 ; Nichols, 2008), en le fixant dans une direction NNW. La divagation vers l'Est ou l'Ouest semble répondre à la perte de puissance hydraulique probablement associée à d'autres processus.

Cette perte de puissance hydraulique engendre l'exhaussement des fonds. Cela permet la progradation de l'estuaire ainsi que l'avancée des herbues (Bonnot-Courtois *et al.*, 2002). Dans un même temps, la digue de la Roche-Torin est arasée de juin 1983 à décembre 1984, dans le cadre du projet de sauvegarde du caractère maritime du Mont-Saint-Michel. Son emplacement est rapidement effacé dans le schorre est, qui progresse vers le Nord depuis la migration du « chenal commun » Sée-Sélune dans la même direction. L'exhaussement du lit du Couesnon lui permet, du fait de la faible pente, de former des méandres plutôt stables. Cependant, la mobilité du chenal est suffisamment importante en 1985 pour entraver la croissance du lobe de tange qui apparut en 1972 au NE du schorre ouest (Bonnot-Courtois *et al.*, 2002). Les phénomènes d'extension des schorres, donc d'apports en sédiments vers la haute slikke, dépendent des différentes positions occupées par les chenaux, que ce soit le Couesnon pour les schorres ouest et est, ou la Sée et Sélune pour les schorres est et nord. En effet, si l'extension des schorres dépend essentiellement des apports sédimentaires, la présence d'un chenal peut diminuer voire contrecarrer ces apports.

La présence de bancs de sable sur les photographies aériennes de 1978, 1979 et 1980 expliquerait la provenance des sédiments accumulés dans le lit du chenal : ils seraient originaires du grand banc de l'Ouest. Alors que le Couesnon divague vers l'Ouest de 1980 à 1989, la progression vers l'Est de ces bancs de sable (certains sont visibles sur les images de 1982, 1984 et 1989) contraindrait le Couesnon à divaguer vers l'Est, à partir de 1989. D'autres bancs, en provenance de l'Ouest, apparaissent sur les images de 1999, 2003 et 2006. A partir de décembre 2003, le Couesnon se déplace de nouveau vers l'Est. Ainsi, un apport sédimentaire dans le système, en provenance de l'Ouest de la Petite Baie, pourrait être à l'origine d'une migration vers l'Est du chenal. La diminution de ceux-ci contraindrait le chenal à d'autres paramètres. Ce comportement est proche de celui d'une flèche sableuse sous l'influence d'une dérive littorale (Robin, 2007 ; Allard, 2008). Mais le grand banc de l'Ouest ne peut être véritablement considéré comme une flèche sableuse. Cette dernière étant définie comme un corps sédimentaire allongé, subaérien, dont la base est reliée au continent et l'extrémité se prolonge en mer

(Evans, 1942 ; Van Rijn, 1998), dans un contexte océanique comme lacustre, à condition que l'environnement côtier présente une interruption du trait de côte et des apports sédimentaires longitudinaux par rapport au littoral (Davies, 1973).

La construction d'un modèle physique de la Petite Baie par le LCHF en 1975 permet de préciser l'évolution future des abords du Mont-Saint-Michel. Ce dernier prédit un encerclement du Mont-Saint-Michel, avec des dépôts de 2 à 3 m de tange, une progression importante du schorre vers le Nord et un déplacement vers l'Est du chenal du Couesnon en aval du Mont, dû à une perte de puissance hydraulique (Migniot, 1996). Les prévisions à moyen terme (25 ans) de ce modèle furent exactes, confirmant la nécessité d'agir afin de préserver le caractère maritime du Mont-Saint-Michel.

Entre 1969 et 1992, le lit du Couesnon s'exhausse de 1,5 m ; le barrage est « engraisé » de tange, qui peut atteindre par endroits la cote 4,5 m IGN69 (Bonnot-Courtois *et al.*, 2002).

Dans le cadre de la Mission Mont-Saint-Michel, des essais d'introduction d'eau marine en amont du barrage sont réalisés en 1993 et 1994. Les résultats en termes d'érosion sont concluants, d'autant plus que le débit de crue de la rivière était important ces années-là. Le surcreusement du lit de l'amont vers l'aval entraîne une érosion régressive des tangues, qui sédimentent au niveau du Mont et plus en aval. L'année suivant ces essais, le chenal du Couesnon occupe une position orientale qu'il ne retrouvera pas avant la mise en service du nouveau barrage.

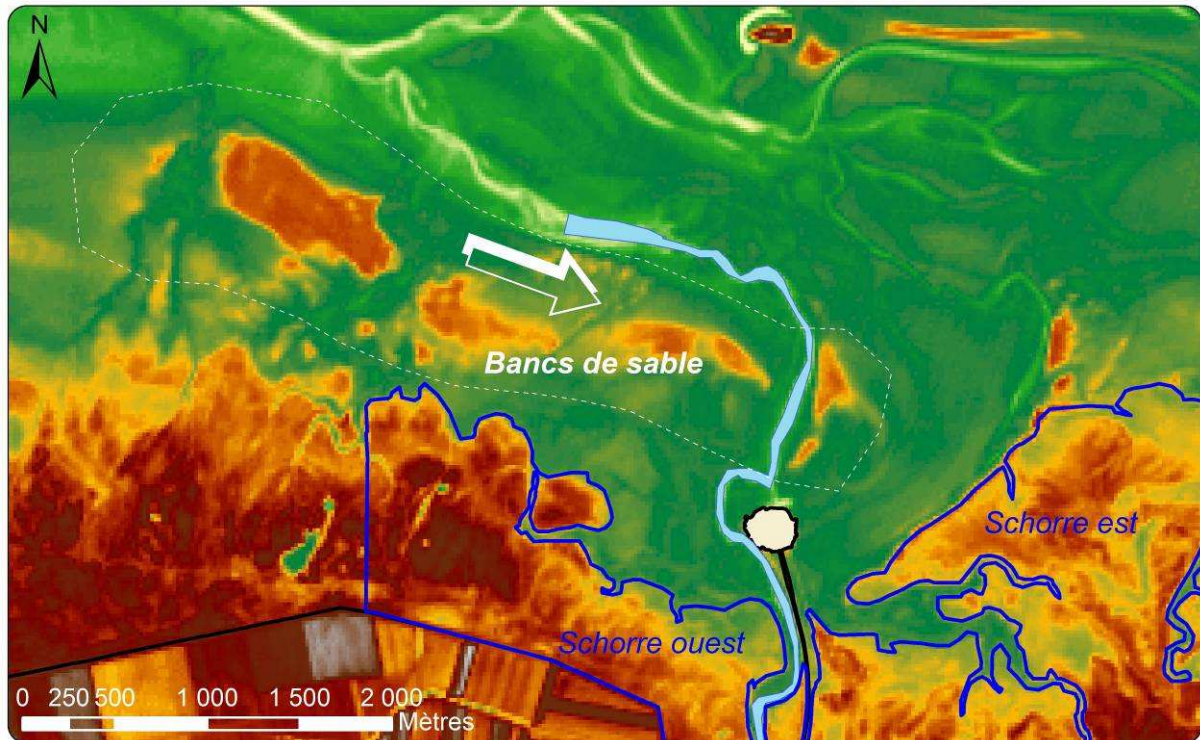


Fig. 22 : Position des bancs de sables visibles sur l'image satellite du 22/08/1995.

D'autres études sont menées au milieu des années 1990 (GRESARC, 1997a et 1997b). La prise de conscience de la perte d'insularité du monument est réelle. Celles-ci conduiront aux actuels travaux entrepris dans le cadre du projet de rétablissement du caractère maritime du Mont-Saint-Michel.

Grâce aux images étudiées, couvrant la période de fonctionnement de l'ancien barrage, une dynamique globale de balayage de la Petite Baie d'Ouest en Est est observée. Elle s'effectue sur une période d'une quinzaine d'années. Plus précisément, de 1969 à 1980, la rivière met onze ans pour se déplacer jusqu'à sa position la plus orientale, avant de mettre neuf ans pour retrouver une localisation plus occidentale. Puis de 1989 à 1995, elle balaie de nouveau la slikke d'Ouest en Est, soit sur six années, et repart dans l'autre sens jusqu'à une position extrême à l'Ouest en 2003. Le dernier mouvement vers l'Est s'effectue en huit ans, mais il s'agit de la fin de la période d'étude (i.e. février 2009), sous l'influence de l'ancien barrage. La position extrême orientale n'est pas encore atteinte à cette date puisque le Couesnon divague toujours vers l'Est depuis, après la mise en fonction du nouveau barrage de la Caserne.

Cette analyse met en avant l'influence des apports sédimentaires en provenance de l'Ouest induisant une migration du chenal vers l'Est, le rôle du débit fluvial dans le contrôle de la position du chenal quand il est dirigé vers le NNW et les conséquences de la mise en place d'un barrage avec portes à flot.

II.2 : Etude de la vitesse de migration

II.2.1 : Introduction

L'observation des différentes images étudiées dans le chapitre précédent permet de mettre en avant le fait que la rivière est en réajustement permanent, notamment sous l'action de forçages externes comme les débits. D'un tracé globalement dans une position NNW-SSE, les divagations du chenal, tant pour aller d'une position NNW à ENE que pour l'inverse sont très rapides. Par exemple, en 2000, le Couesnon entoure le Mont-Saint-Michel d'un large méandre ; il retrouve une position rectiligne orientée vers le NNW dès l'année suivante (Fig. 21).

Afin de mieux appréhender le déplacement du Couesnon sur la période de fonctionnement de l'ancien barrage de la Caserne, une analyse des vitesses de migration et des angles polaires de migration a été réalisée.

II.2.2 : Méthode

A partir de la digitalisation de la limite eau/tangue du Couesnon à marée basse, délimitant les bords du chenal, il a été extrait la ligne médiane du chenal grâce à un utilitaire du SIG employé. Cette dernière est divisée en points régulièrement espacés d'un mètre, nommés points métriques (pm) - tout comme les grands fleuves français sont segmentés selon leur profil en long en points kilométriques. La précision planimétrique de cette méthode est de ± 5 m. Puis, la distance ainsi que l'angle polaire entre deux mêmes points métriques de deux années consécutives ont été calculés (Fig. 23).

Cette méthode présente l'avantage de décrire simplement le mouvement de la rivière d'une année sur l'autre. Elle est le reflet de la distance le long de la ligne médiane du Couesnon, et non de la distance à vol d'oiseau, de l'origine (pm0 ou barrage de la Caserne) au point métrique considéré. Ainsi, lorsque le chenal varie peu dans son tracé, rectiligne par exemple, deux même points métriques d'années consécutives se situent presque à la même distance à vol d'oiseau de l'origine. Si par contre, le chenal change de tracé, de rectiligne à méandrique par exemple, deux même points métriques de deux années consécutives, seront plus proches de l'origine à vol d'oiseau qu'en suivant le tracé du chenal. Des mouvements importants peuvent ainsi apparaître avec cette méthode qui ne sont pas révélateurs d'un mouvement rapide, mais plutôt d'un changement de tracé en plan du chenal. Si le chenal présente des digitations, seul le bras le plus ennoyé est pris en compte dans la méthodologie employée. Si la présence d'un banc est constatée, la ligne médiane passe donc à travers celui-ci. Ce point amènera une réflexion particulière pour l'une des images de l'année 1995 et, pour le banc de sable au SW du Mont, probablement apparu en 1993. Les limites de cette méthode sont discutées au fil du texte.

Grâce à cette méthode, la mobilité du chenal du Couesnon a d'abord été suivie en quatre points particuliers (Fig. 24 a), globalement situés dans la partie la plus contrainte du chenal :

- pm1000 : avant le méandre dans la partie la plus encaissée du schorre ;
- pm1500 : après le méandre dans la partie encaissée du schorre ;
- pm2000 : au droit de l'actuel parking ouest ;
- pm2500 : immédiatement au NW du Mont-Saint-Michel.

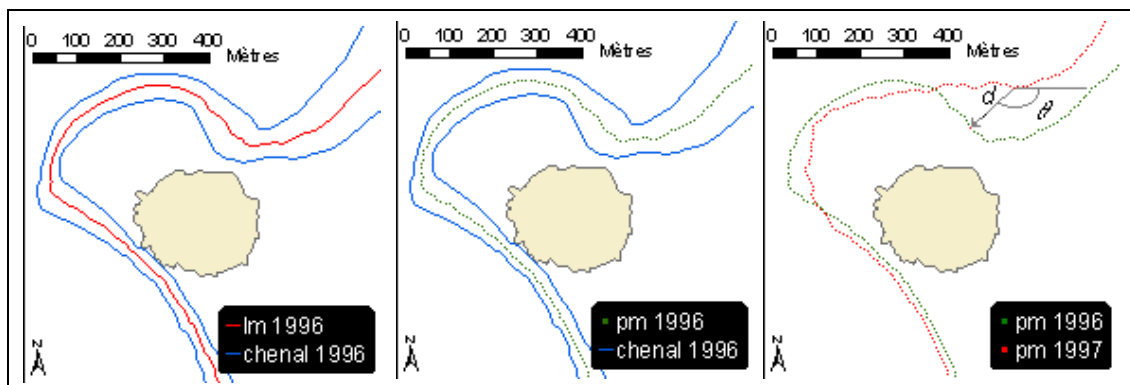


Fig. 23 : Calcul de la mobilité du Couesnon selon la méthode des points métriques. a\ extraction de la ligne médiane b\ découpage en points tous les mètres c\ calcul de la distance (d) et de l'angle polaire (θ) entre deux même points métriques d'années consécutives – exemple avec les années 1996 et 1997

Puis les divagations du Couesnon sont analysées sur la slikke. Ces déplacements sont observés avec un échantillonnage tous les 100 m, pour les points métriques 3000 à 3700, situés dans la partie nord du Mont-Saint-Michel (Fig. 24 b).

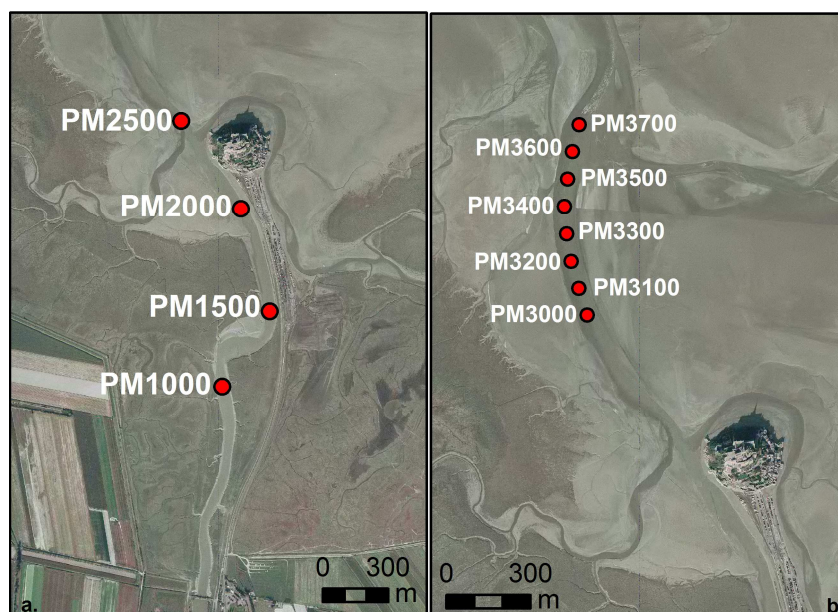


Fig. 24 a et b : Position des points métriques étudiés – orthophotographie de 2002 (IGN)

II.2.3 : Résultats dans la partie sud du Mont

Dans sa partie canalisée, en omettant la partie présentant le méandre, le chenal du Couesnon est peu mobile. La vitesse de migration entre le début et la fin de la période d'étude est de 1 m/an pour le pm1000, 5 m/an pour le pm1500, 2 m/an pour le pm2000 et 5 m/an pour le pm2500. Au vu de la

méthode utilisée, ces vitesses ne sont pas significatives. Des périodes de relativement forte mobilité (~47 m/an pour une largeur moyenne de chenal de 50 m) ont cependant pu être mises en évidence. Il s'agit des périodes 1978 à 1979, 1991 à 1993, mars 2003 à décembre 2003 et en 2007 (Fig. 25).

Les déplacements sont présentés à l'aide de vecteurs vitesse afin de mieux apprécier le mouvement de la rivière, et ce en chaque point métrique (Fig. 26). Le déplacement des points métriques correspond à une combinaison des composantes N-S et W-E. Il existe toutefois des cas de translation verticale, comme entre mars et décembre 2003 au pm1500 ou horizontale, comme entre 1984 et 1986 au pm2500. Entre deux dates données, les directions des vecteurs vitesse sont différentes d'un point métrique à un autre. Cependant, les vitesses sont globalement du même ordre de grandeur d'un point métrique à un autre, entre deux dates données.

En 1980, le chenal du Couesnon occupe une position à l'extrémité d'un balayage « W-E », avec un tracé globalement orienté N-S. Cette position extrême Est est précédée d'un mouvement important entre 1978 et 1979 (31 m/an au pm1000, 235 m/an au pm1500, 195 m/an au pm2000 et 157 m/an au pm2500), dirigé vers le SE. La période 1979-1980 voit sa direction de migration NE s'inverser vers le NW entre 1980 et 1982 pour les pm2000 à pm2500. Sinon, entre 1972 et 1980, les points métriques se dirigent globalement vers l'Est.

La rivière se déplace vers l'Ouest, et atteint en 1989 sa position extrême Ouest, orientée vers le NW. Lors de la période 1980-1989, le maximum de vitesse de migration est très faible. Les pm2000 à pm2500 se déplacent d'abord vers l'Ouest jusqu'en 1984 (1982 pour pm1000 et pm1500) puis vers l'Est ; le pm2500 repart vers l'Ouest entre 1986 et 1989. Outre les pm1500 et pm2000, la composante de déplacement des autres points métriques est inversée, d'une composante Ouest à une composante Est en 1989-1990. Ces inversions des directions des vecteurs vitesse se retrouvent dans les divagations du Couesnon, sur la slikke : la position du Couesnon de 1986 est identique à celle du chenal en 1982.

En 1995, le Couesnon est dans sa position la plus orientale - le schorre est a été plus érodé par la rivière en 1995 qu'en novembre 2010, dernière position acquise sur la période d'étude suivante (Annexe III). De 1991 à 1993, les vitesses de migration des points métriques sont importantes (138 m/an au pm2000 et 109 m/an au pm2500) ; période durant laquelle la direction des vecteurs vitesse est globalement Est. Tout comme pour la précédente position extrême Est en 1980, il y a une inversion globale de la direction des vitesses de migration (sauf pour les pm1000 et pm2500). Elle passe de SW entre 1993 et 1995 à NE entre 1995 et 1996 pour le pm1500, et de SE à NW pour le pm2000.

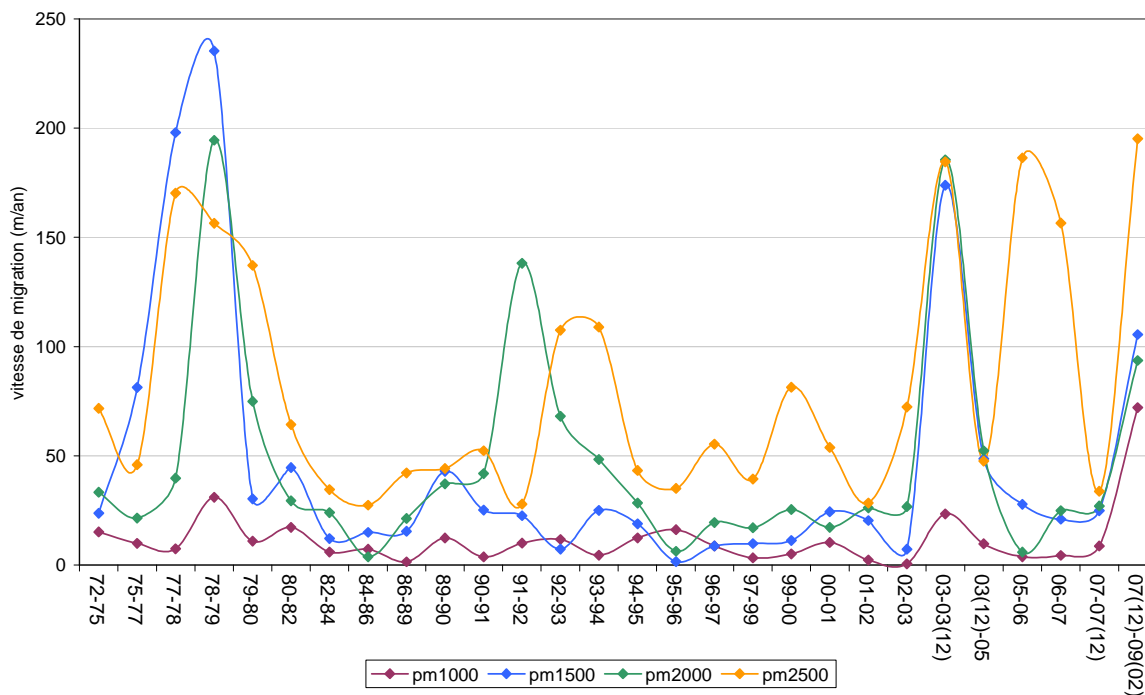


Fig. 25 : Vitesse de migration (m/an) sur chaque période aux points métriques 1000, 1500, 2000 et 2500

Le Couesnon balaie de nouveau l'estran vers l'Ouest, et se localise en décembre 2003 dans sa position la plus occidentale. De mars à décembre 2003, les vitesses de migration sont importantes (23 m/an au pm1000, 174 m/an au pm1500, 186 m/an au pm2000 et 185 m/an au pm2500). Durant la période 1995-2003, les directions des vecteurs vitesse s'alternent régulièrement entre l'Ouest et l'Est.

De la période de mars-décembre 2003 à la période décembre 2003-2005, les directions des vecteurs vitesse s'inversent, de façon distincte selon chaque point métrique : du SE vers le NW pour les pm1000, pm2000 et pm2500 et du Sud vers le Nord pour le pm1500.

II.2.4 : Discussion à propos des divagations dans le schorre

L'analyse des vitesses de migration du chenal du Couesnon dans la partie contrainte par le schorre et la digue route met en avant des périodes où les vitesses sont plus importantes que la moyenne (~47 m/an). Ces vitesses peuvent d'abord être expliquées par le changement de lit du chenal autour d'un banc. C'est notamment le cas au SW du Mont, où le chenal longe tantôt le schorre ouest, tantôt le Mont lui-même (fin des années soixante-dix, et entre 1991 et 1993). Ensuite, les vitesses de migration maximales sont observées entre deux positions extrêmes du balayage « W-E », ou précèdent une

position extrême, mais jamais juste après. Les positions extrêmes du balayage « W-E » sont marquées par une inversion des directions des vecteurs vitesse.

L'analyse de ce segment de rivière, permet de mettre en avant son comportement très fortement contraint, notamment au niveau du banc de sable au SW du Mont. Le méandre est aussi très contraint par les berges (haut de talus), ainsi que par les anciens cordons d'encrochements, qui affleurent lorsque les fonds altimétriques sont relativement bas. Les vitesses de migration latérale (composante W-E) peuvent être comparées à celles de la littérature. Garofalo (1980) a mesuré la migration latérale sur 42 chenaux tidaux dans des prés salés de spartine dans le New-Jersey. Cette migration correspond au déplacement total du chenal digitalisé au 1 : 2400 d'un instant t à un instant $t+1$, divisé par cet intervalle de temps. Il trouve un taux moyen de migration de $0,23 \pm 0,2$ m/an. Ce résultat est 65 fois inférieur à celui obtenu pour le chenal du Couesnon entre le pm1000 et le pm2000 (15 m/an). Les chenaux étudiés par Garofalo forment un échantillon de 9 à 211 m de large. Gabet (1998), trouve un taux moyen de migration latéral de $0,023 \pm 0,023$ m/an pour un chenal tidal du Comté Marin en Californie. Cette migration latérale est déterminée par comparaison de la position des apex de trois méandres issus de deux photographies aériennes (1 :12000è et 1 :9900è) scannées et géoréférencées. D'importantes incertitudes dues au géoréférencement et à la qualité des photographies sont toutefois signalées. Les résultats concernant la vitesse de migration du Couesnon dans la partie contrainte sont très supérieurs aux résultats issus de la littérature. Ils sont aussi supérieurs aux vitesses de migration de chenaux méandriiformes terrestres. Ces vitesses s'échelonnent, par exemple, entre 0,1 et 2,7 m/an pour la rivière de la Bruche (Galliot, 2007), ou 2,3 à 5,8 m/an pour la rivière Sacramento (Micheli *et al.*, 2004). Hooke (2007) trouve des vitesses de migration latérale de l'ordre de 0,7 m/an, jusqu'à 3 m/an, pour la rivière Dane (UK). Les vitesses calculées dans cette analyse peuvent être expliquées par la nature du sédiment local, la taille du chenal et la végétation (Micheli *et al.*, 2004).

Le chenal du Couesnon, au sein du schorre, a un comportement différent des chenaux tidaux décrits dans la littérature : il est plus mobile, mais pas autant qu'une rivière méandriiforme. Cependant, cette mobilité pourrait être augmentée si le chenal n'était pas aussi contraint (digue-route, anciens cordons d'encrochements et Mont-Saint-Michel lui-même). Ce déplacement plus libre, est étudié avec les points métriques 3000 à 3700, avec un échantillonnage tous les 100 m : ce sont les divagations du Couesnon sur la slikke.

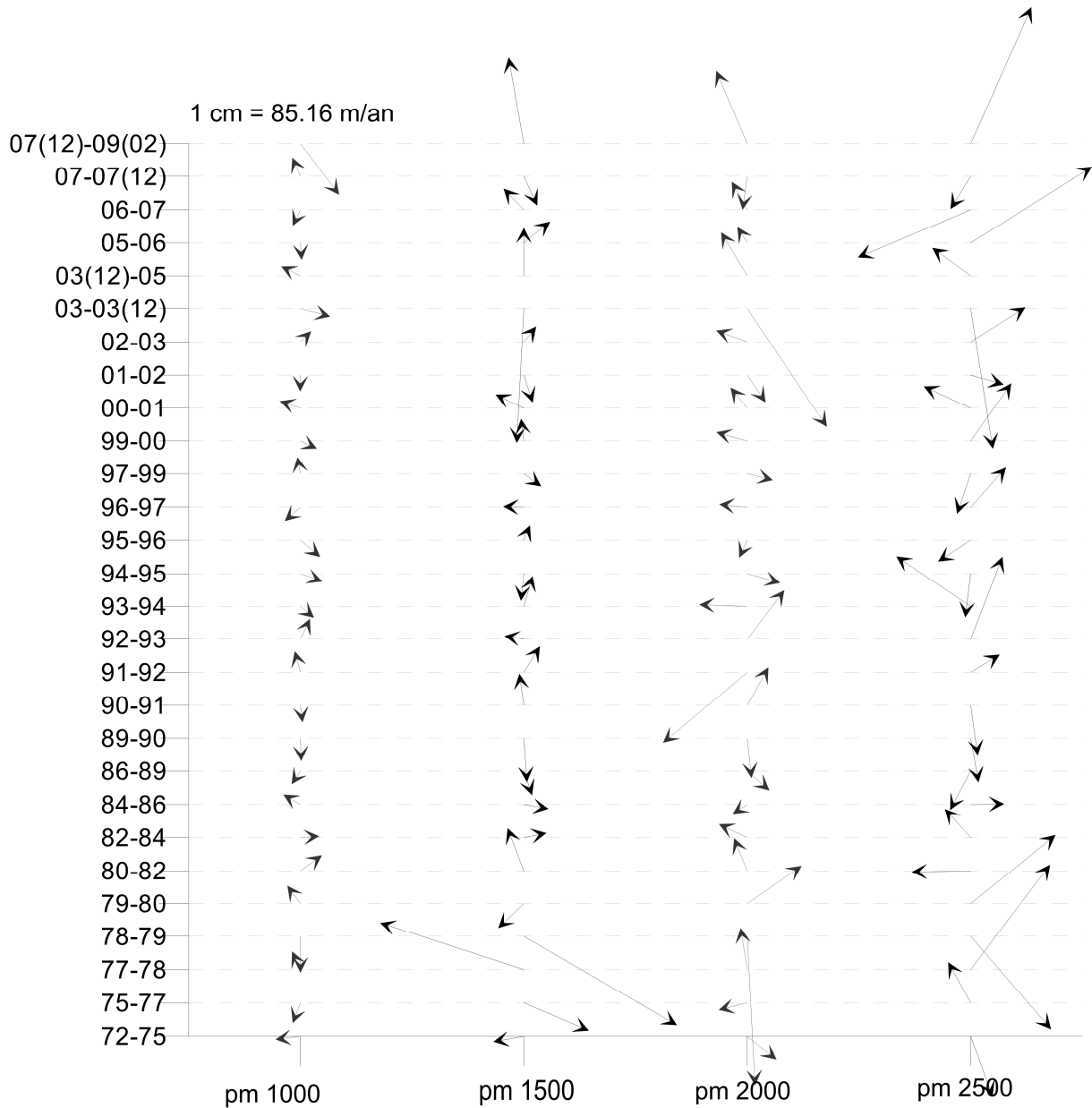


Fig. 26 : Vitesse de migration en m/an des pm1000 à pm2500

II.2.5 : Résultats sur la slikke

Dans l'espace de divagation libre du chenal du Couesnon, les périodes les plus mobiles sont 1991-1992, 1993-1994, et 2000-2001 pour les points métriques 3000 à 3300 (Fig. 27). D'autres périodes un peu moins mobiles peuvent être notées, à savoir une période sur deux en commençant par 1975-1977. La mobilité moyenne oscille alors entre 274 m/an (pm3100) et 452 m/an (pm3600).

La vitesse de migration entre deux dates a aussi été présentée à l'aide de vecteurs vitesse pour mieux apprécier les déplacements du chenal. On peut ainsi observer des mouvements de translation horizontale (période 1991-1992), de translation verticale (période 1993-1994) ou bien l'association des deux composantes (période 2000-2001).

Jusqu'en 1980, le Couesnon divague globalement vers l'Est. Ceci se retrouve bien sur la composante W-E des vecteurs vitesse. Entre 1975 et 1977, la vitesse de migration est relativement importante (de 277 à 338 m/an). Cette importante vitesse de migration, ainsi que celle, moindre, de la période 1978-1979, sont accompagnées d'une direction de migration vers le NE. La position extrême orientale de 1980 est marquée par une inversion de la direction de migration passant de NE en 1979-1980 à NW en 1980-1982 pour chacun des points métriques.

Puis de 1980 à 1989, le chenal balaie l'estran vers l'Ouest. Cela se retrouve aussi sur la composante W-E des vecteurs vitesse essentiellement dirigée vers l'Ouest (excepté en 1982-1984 où un « retour en arrière » du Couesnon est marqué par une direction Est des pm3200 à pm3600 et en 1984-1986 pour les pm3000 et 3100). Entre 1986-1989 et 1989-1990 il y a une inversion des directions des vecteurs vitesse, passant de NE à SW pour le pm3000, de SW à NE pour les pm3000 à pm3300, de Sud à NE pour le pm3400 et de SE à NE pour le pm3500.

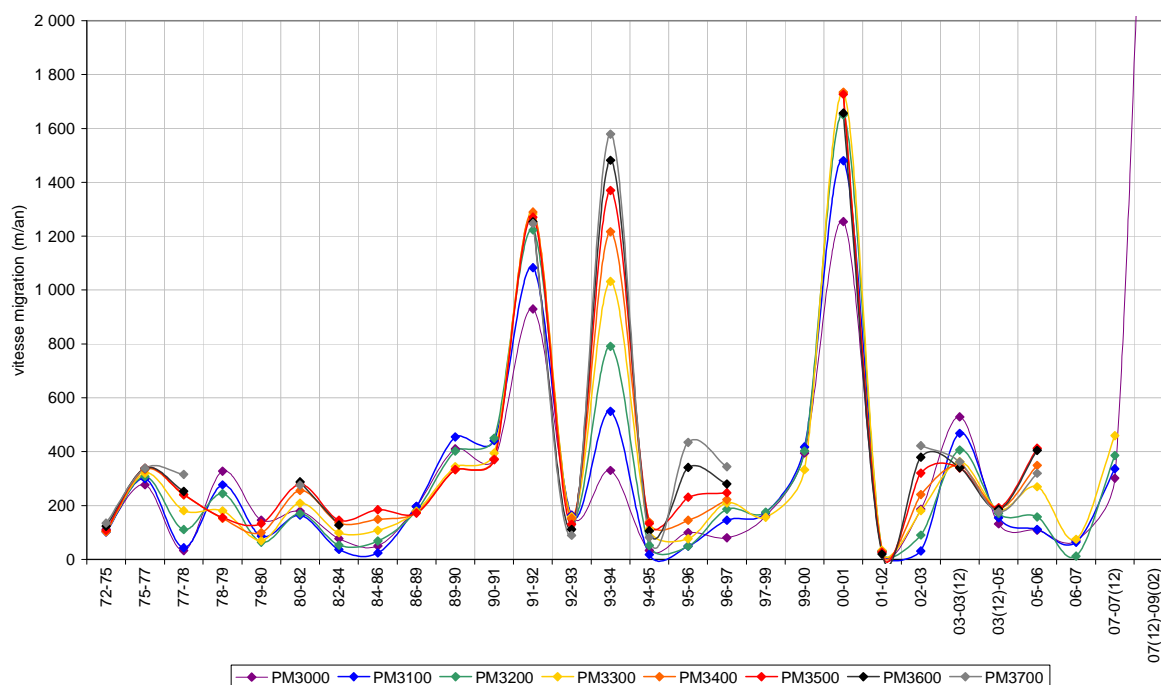


Fig. 27 : Vitesse de migration (m/an) sur chaque période aux points pm3000, pm3100, pm3200, pm3300, pm3400, pm3500, pm3600 et pm3700

En 1995, la rivière est dans une position extrême orientale. De 1989 à 1995, les vitesses de migration sont relativement importantes, voire très grandes entre 1991 et 1992 (de 929 à 1289 m/an) et, 1993 et 1994 (de 329 à 1578 m/an). Avant et après 1995, les vitesses s'inversent selon l'axe N-S, en passant d'une direction NE à NW ; excepté au pm3000 où la vitesse de migration passe de SW à NE. Le pm3100 quant à lui conserve sa direction de migration NW.

Puis le chenal balaie de nouveau la baie vers l'Ouest, pour atteindre en décembre 2003 une position extrême occidentale. Les vitesses de migration sont très importantes entre 2000 et 2001 (de 1253 à 1656 m/an), mais aussi entre mars et décembre 2003 (de 362 à 529 m/an) pour les pm3000 à pm3300. Ce mouvement vers l'Ouest est associé à une composante W-E des vecteurs vitesse essentiellement Ouest, sauf en 1996-1997, 1999-2000 et 2001-2002. Les vitesses de migration sont dirigées vers le SW avant décembre 2003, puis s'inversent vers le NE après cette date. Février 2009 est la dernière

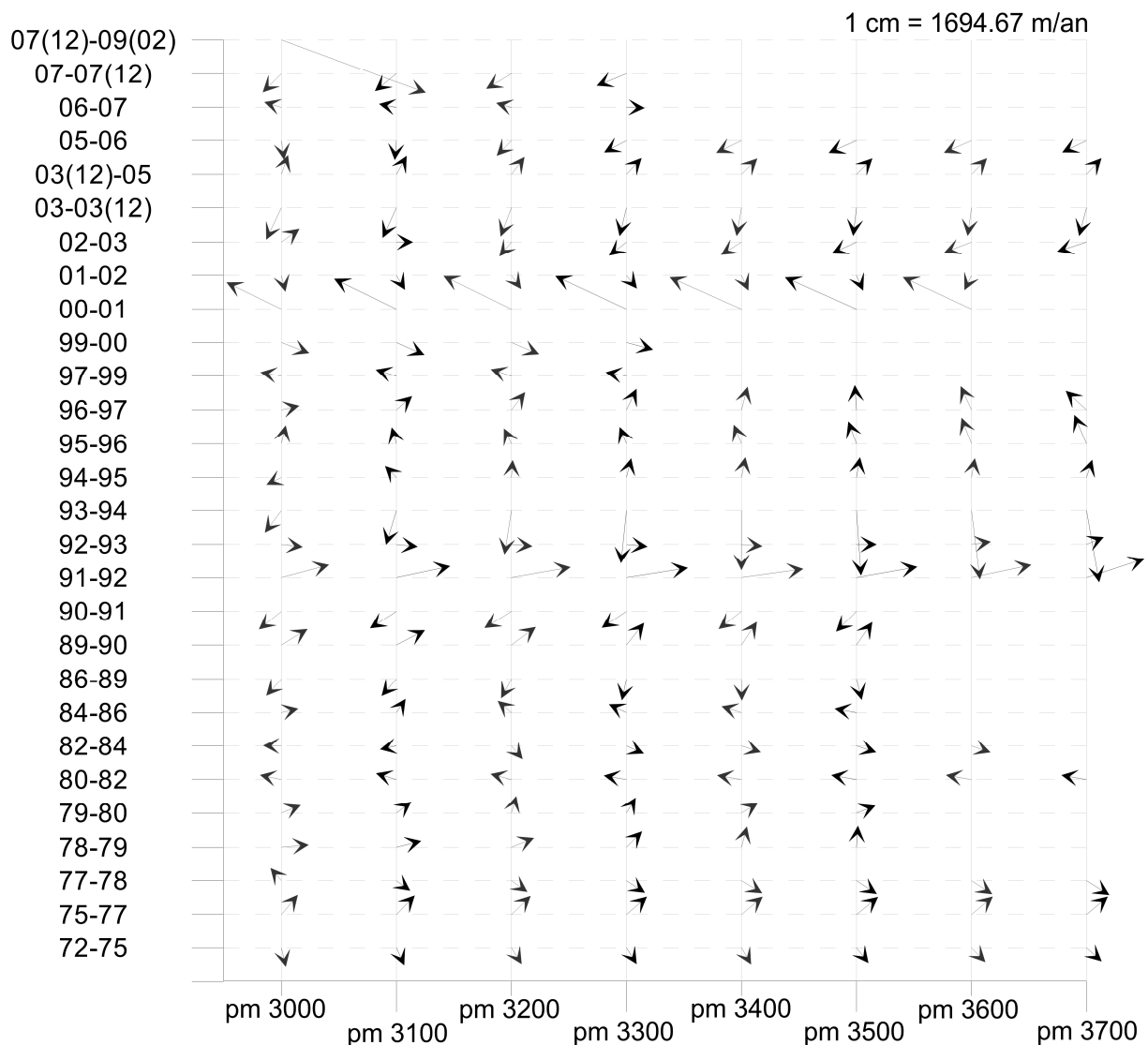


Fig. 28 : Vitesse de migration en m/an des points métriques 3000 à 3700.

position connue du Couesnon sur la période d'étude 1969-2009, 12 semaines avant la mise en fonction du nouveau barrage de la Caserne. De décembre 2003 à février 2009, le Couesnon balaie la baie de nouveau vers l'Est avec des vitesses plutôt modérées, excepté entre décembre 2007 et février 2009 pour le pm3000, où elles sont plus importantes et dirigées vers le SE.

Concernant la période décembre 2003 à décembre 2007, les vecteurs vitesse passent d'une direction NE à SW, puis vers l'W, vers le SW et enfin le SE.

II.2.6 : Discussion à propos des divagations sur la slikke

Sur la slikke, les vitesses de migration du Couesnon diffèrent de celle de la partie dans le schorre. Elles sont environ sept fois supérieures. Les vitesses les plus rapides (~1 500 m/an) s'observent entre 1991 et 1992, 1993 et 1994 et, 2000 et 2001, soit pendant le balayage « W-E », soit juste avant d'atteindre une position extrême. Celles un peu moins importantes (~400 m/an) ont lieu en 1989-1990 et mars-décembre 2003, soit juste avant ou juste après une position extrême. De 1969 à 1989, les vitesses de migration du chenal sont relativement faibles (moyenne de 174 m/an). Toutefois, elles sont de l'ordre des vitesses maximales atteintes dans la partie contrainte au Sud du Mont. Les importantes vitesses de migration du Couesnon sur la slikke n'apparaissent que lorsque le balayage « W-E » est total, c'est-à-dire lorsque le Couesnon balaie les abords du Mont-Saint-Michel d'un schorre à l'autre (de l'Ouest à l'Est, et inversement). La particularité des divagations autour de l'année 1995 tient dans le fait que le tracé du chenal du Couesnon cette année-là est le seul connu pour la position extrême orientale, sur la période d'étude 1969-2009.

Les directions des vecteurs vitesses sont identiques d'un point métrique à un autre, entre deux mêmes dates. Cela n'est pas le cas dans la partie contrainte du chenal. Cette direction commune illustre le comportement homogène du Couesnon sur le segment étudié, du point métrique 3000 au point métrique 3700.

Les directions des vecteurs vitesse sont parfois opposées au mouvement général du chenal, comme entre 1990 et 1991 ou entre 1993 et 1994. Cela peut s'expliquer par l'augmentation de la sinuosité du méandre dans lequel se situent les points métriques. Des changements de forme de la rivière, de quasi-linéaire à méandrique et inversement, l'illustrent bien. Lorsque le chenal migre vers l'Est, le

méandre entourant le Mont croît vers le NW, telle la rotation antihoraire d'un « s » autour de son centre de symétrie.

Les différentes directions prises par le Couesnon s'opposent souvent d'une année à l'autre, reflétant bien la migration générale non régulière, voire chaotique, tant en intensité qu'en direction, du chenal.

L'étude combinée des vitesses et directions de migration met en avant quatre périodes, correspondant aux balayages « W-E » :

- avant 1989, illustré par un déplacement global du Couesnon vers l'Est, puis l'Ouest. Le tracé du chenal de 1980, marque la fin du déplacement vers l'Est et le début du déplacement vers l'Ouest ;
- de 1989 à 1995, illustré par un déplacement global du chenal vers l'Est ;
- de 1995 à décembre 2003, illustré par un déplacement global du Couesnon vers l'Ouest ;
- de décembre 2003 à février 2009, illustré par un déplacement global du chenal à nouveau vers l'Est.

Les vitesses de migration calculées sur ces surfaces de slikke ne peuvent pas être comparées à celles obtenues sur des sites similaires puisque la littérature sur la divagation latérale des chenaux tidaux ne s'est pas intéressée à cette problématique.

L'étude des vitesses de migration du chenal du Couesnon durant le fonctionnement de l'ancien barrage a mis en évidence des différences de comportement selon le segment de rivière considéré. L'analyse du sens des migrations permet aussi de mettre en avant les changements de forme adoptée par le chenal ou la migration non régulière de celui-ci.

Afin d'identifier les causes à l'origine des mouvements du chenal détaillés précédemment, différents paramètres physiques ayant eu cours en même temps sont analysés dans le sous-chapitre suivant.

II.3 : Processus concomitants aux migrations importantes du Couesnon

La partie précédente illustre différentes positions caractéristiques de la rivière et différentes périodes de migration importante.

Sur la slikke, où le Couesnon est libre de divaguer, les positions du chenal peuvent occuper une position extrême orientale (~1980 et ~1995) ou extrême occidentale (~1989 et ~décembre 2003) au cours de ses migrations.

Les périodes de migration importante sont différentes selon qu'elles affectent le schorre ou la slikke (Tableau 4).

Période/Zone	Schorre	Slikke
1978-1979	*	
1989-1990		*
1991-1992	*	*
1992-1993	*	
1993-1994		*
2000-2001		*
03/2003-12/2003	*	*

Tableau 4 : Périodes de migration importante selon la zone étudiée, schorre ou slikke.

Afin de comprendre les conditions qui sont à l'origine de ces rapides migrations du Couesnon, différents forçages potentiels ont été étudiés.

II.3.1 : Données météorologiques

Les tempêtes ont un rôle dans sur la dynamique sédimentaire, la mobilité de chenaux ou la progression des herbues (Kleinhans *et al.*, 2009). Des tempêtes majeures ont eu lieu, dans le Nord de la France, en 1990 (tempête Wiebke), en 1999 (tempête Lothar), 2007 (tempête Kyrill), 2009 (tempête Quinten) et 2010 (tempête Xynthia). Ces épisodes venteux ont pu influencer la mobilité du grand banc de l'Ouest, celui-ci contraignant plus ou moins le Couesnon selon sa position.

Des données météorologiques (vitesses et directions tri-horaires du vent) issues de la station de Dinard ont été collectées pour la période étudiée. Elles ont été acquises via un partenariat entre l'Université de Caen-Basse Normandie et Météo-France ou gracieusement fournies par Chantal Bonnot-Courtois (EPHE Dinard). Ces enregistrements correspondent à la moyenne sur dix minutes de l'intensité du vent en m/s avec la direction associée en degrés.

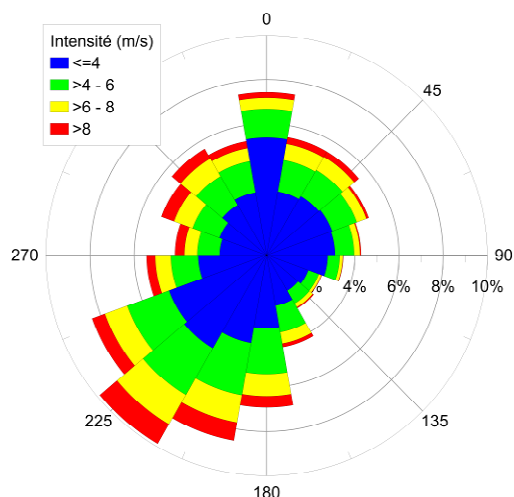


Fig. 29 : Rose des vents à la station météorologique de Dinard pour la période 1969-2009 (classés tous les 20°).

Les vents issus de la station météorologique de Pontorson n'ont pas été utilisés car les enregistrements ne couvrent pas toute la période étudiée. A noter qu'à la station météorologique de Dinard, les vents de NE sont très fortement atténués par les reliefs locaux. De plus, les vents de SW tournent de 40 à 60°, de façon antihoraire, par rapport à ceux mesurés à Cancale ou à Pontorson à cause des reliefs environnants. Une rose des vents sur la période 1969-2009 du site de Dinard a néanmoins été réalisée (Fig. 29). Afin de caractériser des événements tempétueux un seuil de 8 m/s a été choisi, sachant que les vents sont localement atténués. Cette vitesse seuil correspond à de bonnes brises. Un filtre concernant les directions entre 270 et 340° ne sélectionnant que les vents de mer, à même de générer une agitation efficace dans la zone étudiée, a été également appliqué. Les « bonnes brises » de secteur NE, 0-90° soufflants durant trois heures ont aussi été pris en compte. L'impact éventuel des tempêtes sur la divagation du chenal est analysé en considérant le nombre d'épisodes de « bonnes brises » soufflant pendant plus de 12h. Le filtre 270-340° ne modifie pas l'allure de ce calcul, mais le nombre de « bonnes brises » par an. Cependant, certains épisodes de tempêtes majeures se trouvent masqués (tel Xynthia), les vents lors de ces tempêtes provenant de terre sur la zone d'étude.

Les vents les plus forts et les plus fréquents sont de SW, donc de terre pour le site étudié. Le secteur Ouest à Sud comprend 47% des données, et 50% des vents tri-horaire maximal journalier supérieurs à 8 m/s. La saisonnalité est importante. L'automne et l'hiver ont un quart SW très développé, avec respectivement 46% et 42% des données, alors que le printemps et l'été ont une partie SW à NE plus étendue, avec respectivement 66% et 68% des données.

L'analyse annuelle permet de distinguer une forte variabilité de la provenance et de la fréquence des vents (Fig. 30). Le nombre d'épisodes de « bonne brise » supérieure à 8 m/s est très supérieur à la moyenne (35 évènements) en 1970, 1974, 1977, 1978, de 1980 à 1982, 1984, 1985, 1988, 1990, 1995, de 1998 à 2000, 2007 et en 2009 ; alors qu'il est très inférieur en 1971, 1972, 1976, 1986, 1997, 2001,

2008, et 2010. Concernant les « bonnes brises » supérieures à 9 m/s, les années les plus venteuses sont 1969, 1974, de 1978 à 1983, 1988, 1990, 1994, 1999 et 2007. Cette autre valeur seuil permet de voir le faible impact de celle-ci sur l'allure générale du comportement décennal des « tempêtes ».

Depuis les années soixante, le nombre de tempêtes augmente, jusqu'à se stabiliser dans les années quatre-vingt/quatre-vingt-dix. Dès le début des années deux-mille, ce nombre tend à diminuer.

Les secteurs NW et NE sont importants car ils favorisent une agitation (les houles en provenance du NW étant très fortement atténuées (Migniot, 1997)) capable de remettre en suspension les sédiments. Les « bonnes brises » de secteur NW suivent une tendance à l'augmentation entre 1969 et 1981. Puis, ces bonnes brises diminuent entre 1981 et 1991, pour augmenter de nouveau entre 1991 et 1995. Elles diminuent de nouveau entre 1995 et 2003 et sont plutôt stables depuis 2003. Les « bonnes brises » de secteur NE suivent une tendance plutôt stable entre 1969 et 1980, entre 1986 et 1994, et entre 2000 et 2005 ; alors qu'ils augmentent entre 1980 et 1986, et entre 1994 et 1996 ; et diminuent entre 1996 et 1999, et entre 2005 et 2009.

Il apparaît ainsi :

- un balayage vers l'Est du chenal du Couesnon lors de périodes où le nombre de « bonnes brises » de NW par an augmente ou est plutôt stable, et lors de périodes où le nombre de « bonnes brises » de NE est plutôt stable ou diminue ;
- un balayage vers l'Ouest du chenal du Couesnon lors de périodes où le nombre de « bonnes brises » de NW par an diminue, et lors de périodes où le nombre de « bonnes brises » de NE augmente ou est plutôt stable.

L'impact des épisodes très venteux sur la dynamique du chenal du Couesnon n'est pas évident. Si les forts et nombreux vents de secteur NW sont importants dans le balayage global du chenal vers l'Est et, les forts et nombreux vents de secteur NE sont importants dans le balayage global vers l'Ouest, les vitesses de migration les plus importantes s'observent souvent lors de périodes de calme relatif pour les vents sectorisés, quelque soit le sens de migration observé. Pour tous les secteurs confondus, les périodes venteuses sont importantes lors des fortes migrations du chenal du Couesnon, de même lors de faibles migrations.

Analyser le forçage météorologique seul n'est donc pas discriminant dans l'étude de la migration globale du chenal. Cependant, le vent est à l'origine de l'agitation dans la zone étudiée, et cette

dernière est responsable de la remise en suspension de sédiments, renforçant l'impact de la marée (Desguée *et al.*, 2011). Avec une échelle d'étude de la migration du Couesnon, minimum annuelle, l'impact des conditions météorologiques est peu mis en avant. Cette échelle sera réduite sur la période d'étude suivante, entre février 2009 et novembre 2010.

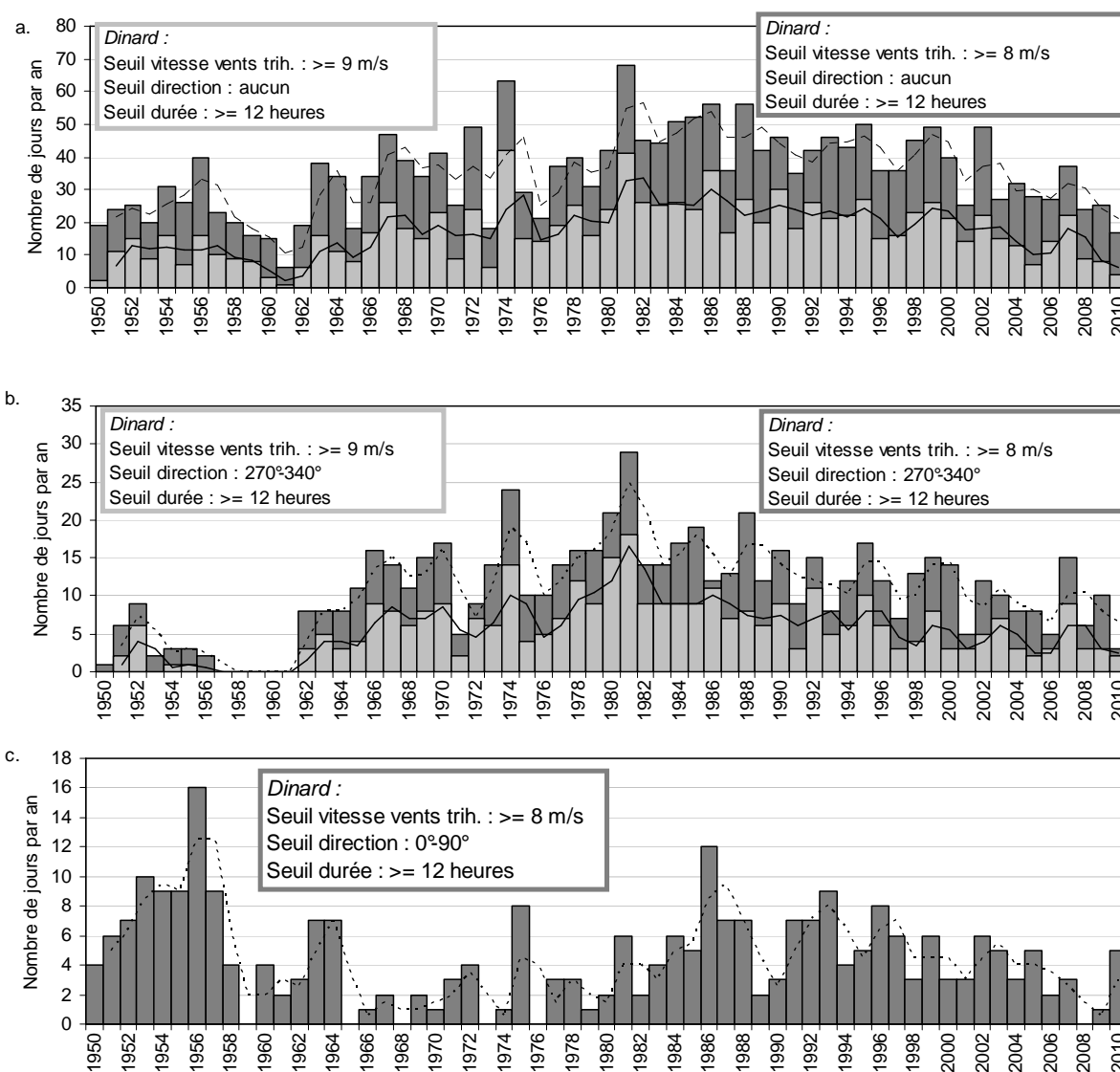


Fig. 30 : Nombre de jours de bonnes brises d'une durée supérieure à 12h de 1950 à 2010 (a.) non sectorisé, (b.) de secteur 270-340° et moyennes, (c.) d'une durée supérieure à 12h de secteur 0-90°, à la station météorologique de Dinard. Les courbes présentent les moyennes mobiles de période deux.

II.3.2 : Courantologie et agitation aux abords du Mont-Saint-Michel

Les vents permettent la formation d'une agitation locale dans la Petite Baie du Mont-Saint-Michel. Cette agitation est souvent à l'origine de la remise en suspension des sédiments, que les courants reprennent. L'altimétrie des fonds sédimentaires est très variable, sur de faibles hauteurs, au cours d'une marée. Et selon la capacité des courants, la charge sédimentaire l'est tout autant. Ces variations de la topographie et du débit solide sont des raisons, respectivement, au réajustement géométrique (pente, largeur, profondeur) et au réajustement à la charge solide (dépôt, érosion, tri granulométrique) du chenal du Couesnon.

Un courantomètre S4DW (InterOcean systems) a été implanté au Nord du Mont-Saint-Michel du 19/10/2006 au 20/12/2006, et du 02/03/2007 au 13/01/2009. L'importante mobilité du Couesnon ou des fonds sédimentaires lors de ces périodes a nécessité le déplacement du courantomètre à plusieurs reprises (Fig. 31), jusqu'à l'ôter, le 13/01/2009. Cependant, la cote altimétrique de cet appareil a toujours été de l'ordre de 4 à 4,5 m IGN69 (Desguée, 2008).

Le S4DW est un courantomètre qui associe la mesure de l'élévation de la surface libre et des paramètres de l'agitation (hauteur significative H_s , période de pic T_p , (Fig. 32)) grâce à un capteur de pression, à un courantomètre électromagnétique mesurant le courant orbital suivant deux axes perpendiculaires dans un plan horizontal (intensité, direction). L'eau se déplaçant dans un champ électromagnétique créé par l'instrument, produit un voltage proportionnel à sa vitesse. Cet appareil enregistre les données à 2 Hz durant neuf minutes toutes les 30 minutes, avec une autonomie d'environ trois mois. Acquérir un grand nombre de données pendant des bursts rapprochés a été préféré car l'appareil n'est pas immergé en permanence à cause de sa position haute sur l'estran.

Les courants mesurés par le S4DW illustrent les directions empruntées par le flot et par le jusant (Fig. 33). Les courants les plus forts et les plus fréquents vont vers une direction SSW au flot et NW au jusant. Ils sont inférieurs à 2 m/s, mais seulement 1% de ceux-ci sont supérieurs ou égaux à 1,5 m/s. La direction SE est relativement importante pour les courants inférieurs à 0,2 m/s. A l'échelle de la marée, la vitesse du courant est plus importante dans les faibles tranches d'eau (de l'ordre de 0,8 m/s), et diminue alors que le niveau d'eau monte (jusqu'à des valeurs de l'ordre de 0,1 m/s – valeurs pas toujours nulles à pleine mer du fait des courants résiduels induits par le barrage).

La direction du flot vers le SSW, peut sembler originale. Cependant, la position de l'appareil de mesure est en partie abritée par le banc situé au Nord du Mont-Saint-Michel. Le flot entrant dans la Petite Baie avec une direction principale NW-SE, contournerait ce banc, sa direction pivoterait alors ensuite vers le SW.

Les vitesses de courant enregistrées sont modérées, car la position de l'instrument est située en retrait du chenal, dans lequel les vitesses de courant peuvent être supérieures à 2 m/s.



Fig. 31 : Les différentes positions occupées par le courantomètre S4DW.

Concernant les caractéristiques de l'agitation, une mer calme est très représentative du secteur étudié car 70% des données sont inférieures à 0,1 m. Seulement 4% des hauteurs significatives moyennes sont supérieures à 0,3 m. La période de pic a été déterminée en ignorant les données d'agitation inférieures à 0,1 m pour mieux rendre compte de la houle résiduelle, même si elle est rare. Cette période est en moyenne de 8 s. Une mer de vent y est donc souvent présente. Le secteur NNW est très nettement la direction préférentielle de l'agitation au point de mesure (Fig. 34).

Au large de la baie du Mont-Saint-Michel, les houles dominantes sont de secteur Ouest à NW, avec une période de pic de 10 s et une hauteur significative moyenne de 1,5 m (moyenne de l'ensemble des enregistrements de la bouée CETMEF des Minquiers). D'après Migniot (1997), la houle est amortie de 75 à 80% entre le large et les abords du Mont-Saint-Michel.

L'atténuation des hauteurs significatives entre la moyenne de la bouée CETMEF et le point de mesure, est supérieure à 90% sur la période d'implantation. Cette atténuation est supérieure à celle calculée par Migniot en 1997. Malgré leur faible activité, ces vagues sont responsables de remaniements sédimentaires importants (Desguée *et al.*, 2011).

A l'échelle annuelle, et avec les lacunes d'acquisition de données, car l'appareil est hors d'eau 26% du temps d'acquisition, il est difficile de discriminer l'agitation comme un facteur déterminant dans l'évolution des positions du chenal du Couesnon. Cependant, l'agitation dépendant des vents, la relation vent/agitation peut donc être analysée. L'analyse des vents, sur la période d'étude 1969-2009, met en avant le rôle de forts et nombreux vents de NW dans la migration du chenal vers l'Est, et le rôle de nombreux coups de vents de NE dans la migration du chenal vers l'Ouest. En extrapolant, on peut dire que ces forts vents sont potentiellement à l'origine de flux sédimentaires importants, contraignant le Couesnon selon leur direction de propagation.

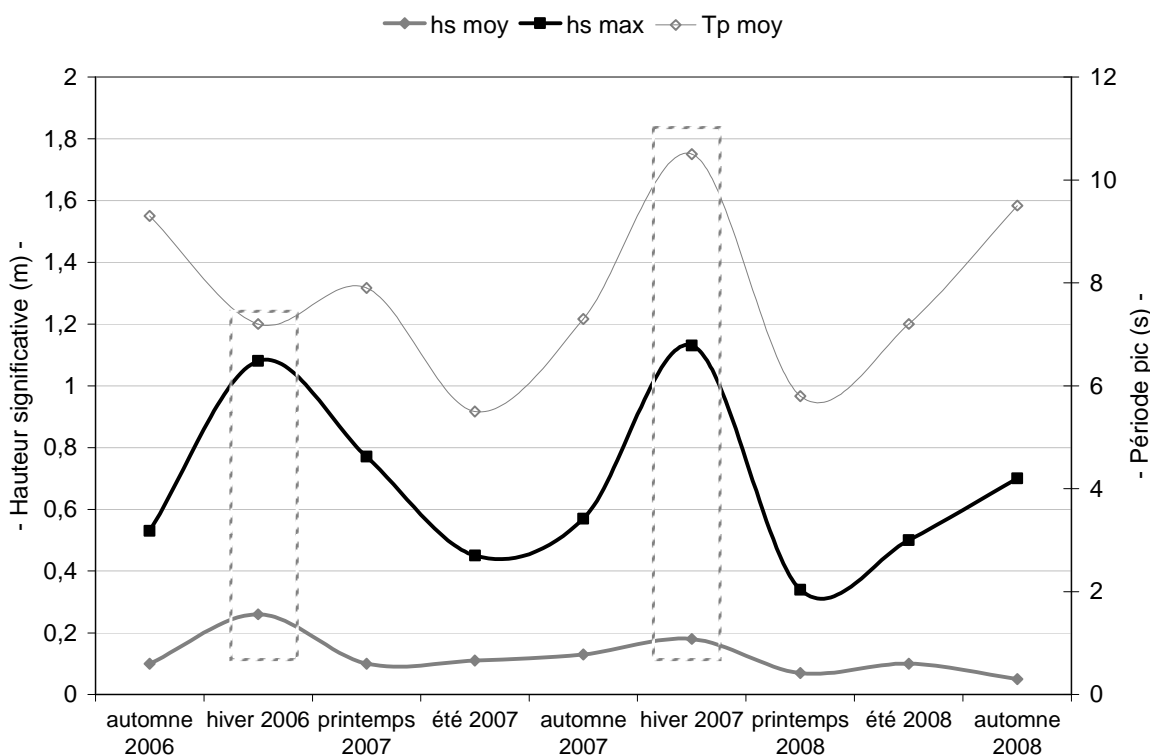


Fig. 32 : Caractéristiques de l'agitation moyennées sur la saison (automne 2006 à automne 2008) au nord du Mont-Saint-Michel.

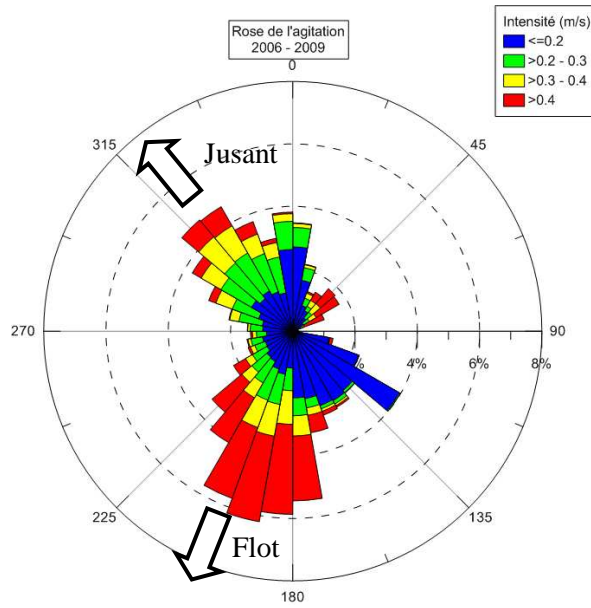


Fig. 33 : Vitesse et direction des courants au nord du Mont-Saint-Michel du 19/10/2006 au 20/12/2006 et du 02/03/2007 au 13/01/2009.

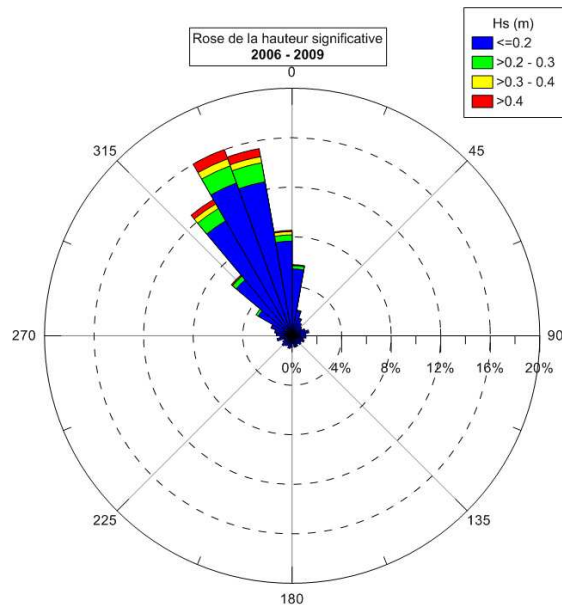


Fig. 34 : Hauteur significative de l'agitation selon la direction de provenance au nord du Mont-Saint-Michel du 19/10/2006 au 20/12/2006 et du 02/03/2007 au 13/01/2009.

II.3.3 : Débit fluvial du Couesnon

La divagation d'un chenal correspond à un équilibre dynamique répondant à deux variables de contrôle principales : le débit liquide et le débit solide. Les données concernant le débit solide sur la

période 1969-2009 sont lacunaires, elles n'ont donc pas été utilisées. En revanche, le débit liquide est bien renseigné sur cette période.

Les données de débit fluvial sont issues de la Banque Nationale de Données pour l'Hydrométrie et l'Hydrogéologie (www.hydro.eaufrance.fr). Elles concernent la station de Romazy. Il s'agit d'une station à échelle, mise en service en novembre 1967, à l'exutoire d'un bassin versant de 510 km². Cette station se situe à 30 km en amont du Mont-Saint-Michel. La station d'Antrain, plus proche, n'a pas été retenue pour cette analyse sachant qu'il s'agit d'une station virtuelle, et utilisable seulement pour des variables moyennes.

Lors de la période étudiée, les débits sont très variables (Fig. 35). Il y a des années d'étiage, comme en 1976, 1987, 1991 à 1993, 1996, 1997, 2002, 2005 et 2006. Lors de ces périodes d'étiages, les débits journaliers moyens (QJM) sont inférieurs à 8 m³/s. Ces années coïncident, ou font suite, à des périodes où la pluviométrie était très déficitaire par rapport à la moyenne (1976, 1989, 1990, 1996, 1997 et 2004 à 2006). Il y a également des années de crue, comme 1970, 1978, 1981 à 1983, 1988, 1994, 1995 et 1999 à 2001. Les QJM peuvent atteindre 15 m³/s en liaison avec la pluviométrie, très supérieure à la moyenne (1994, 1995, 2000 et 2001).

Les transitions entre les différents types de débit annuel (faible - <8 m³/s, moyen - de 8 à 15 m³/s et fort - >15 m³/s) sont variées. Elles sont bien souvent progressives, passant de faible à moyen puis fort et inversement. Mais elles peuvent être brusques comme entre 1987 et 1988, 1993 et 1994 (passage de faible à fort), ou entre 1995 et 1996 et entre 2001 et 2002 (passage de fort à faible).

Au début de la période d'étude, la moyenne mensuelle des QJM est plutôt modérée et ne semble pas influencer la position du chenal du Couesnon. En effet, ce dernier se déplace alors vers le schorre est. Après une année d'étiage en 1976, ces débits augmentent, changeant de type chaque année (moyen en 1977 et fort en 1978). Parallèlement à ce renforcement des débits, le chenal balaie l'estran vers l'Est pour atteindre en 1980 une position franchement dirigée vers le Nord.

A partir de 1980, la moyenne mensuelle des QJM est plus élevée. Le Couesnon se déplace vers une position NNW, en gardant une forme rectiligne. Les débits sont faibles en 1987 et augmentent brutalement en 1988. Les photographies aériennes ne permettent pas de suivre l'influence des débits sur ces années. En 1989, alors que les débits sont modérés, le chenal est méandrique et longe le schorre est.

De 1989 à 1993, les moyennes mensuelles des QJM sont modérées à faibles. En 1990, le Couesnon est de nouveau rectiligne et se déplace vers l'Est. Les débits ont légèrement augmenté entre 1989 et 1990.

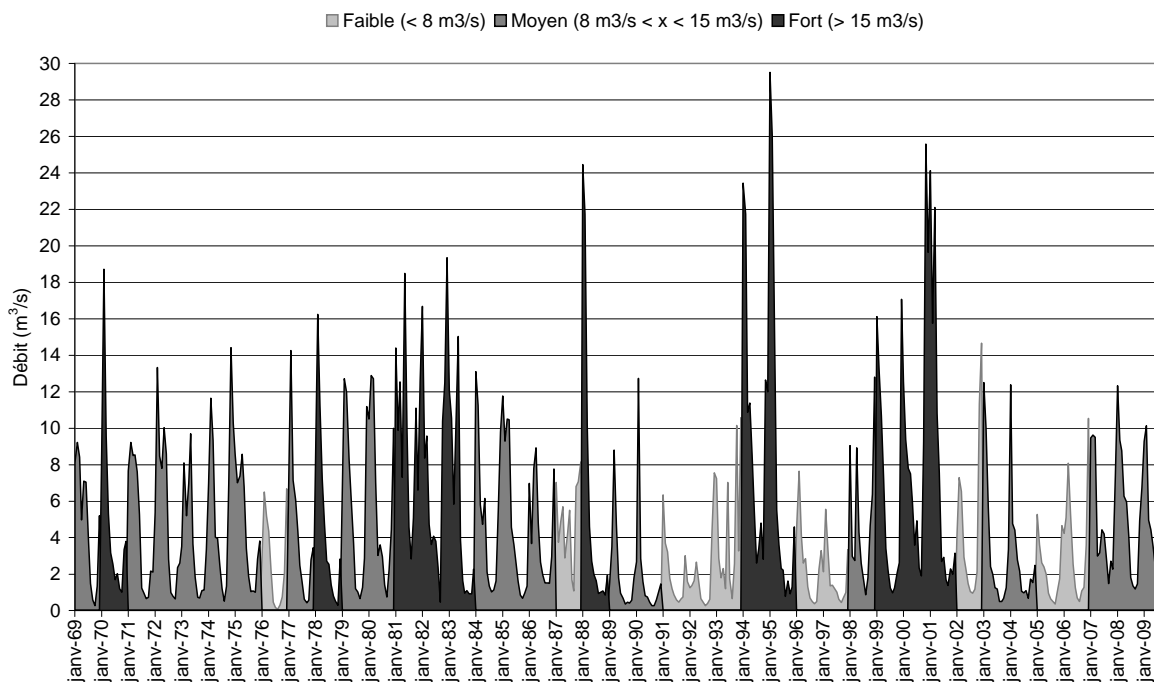


Fig. 35 : Moyenne mensuelle des débits journaliers moyens (QJM) de 1969 à 2009.

En 1991, le chenal est méandriforme, tandis que les débits diminuent. Il présente à nouveau des méandres à partir de 1992 alors que les débits sont très faibles. Entre 1993 et 1994, l'augmentation de débit est brusque, les vitesses de migration calculées du chenal entre ces deux années sont élevées. Le Couesnon continue de se déplacer vers l'Est jusqu'en 1995, malgré les forts débits fluviaux occurrents. Le méandre enserrant le Mont (des points métriques 2500 à 3000) migre cependant vers le NW.

Entre 1995 et 1996, la moyenne mensuelle des QJM chute brutalement. Elle augmente progressivement de 1998 à 1999. Durant cette période, le chenal se déplace faiblement vers l'Ouest, puis en 2001 il revient brusquement dans une forme rectiligne orientée vers le NNW. Le débit fluvial est alors fort, puis chute brusquement entre 2001 et 2002. En 2003 et 2004, le débit fluvial est modéré. Lors de cette diminution, le Couesnon est peu mobile, excepté en décembre 2003, où il migre vers l'Ouest pour longer le schorre.

A partir de 2004, les débits sont moyens à faibles. Le chenal du Couesnon se déplace à des vitesses modérées (excepté en 2007) vers l'Est et devient méandriforme à partir de 2005.

Lorsque le débit augmente rapidement ou est très important sur une période, le cours du Couesnon peut s'orienter globalement vers le Nord. Ainsi, l'augmentation des moyennes mensuelles des QJM de 1976 à 1986 a permis au chenal de prendre une position NNW et de la conserver (entre un à deux ans). Cela se produit également de 1996 à 2001 : les débits augmentent progressivement de 1996 à 2001, et

à partir de l'année 2000, le Couesnon se positionne dans la direction NNW. Cette migration entre 2000 et 2001 se fait à une vitesse importante ; cela peut être dû à la période de crue de 2001 qui s'est intensifiée par rapport à l'année antérieure. Cependant, si le Couesnon, dans une migration globale vers l'Est, est dans une position NNE avant une brusque augmentation de la moyenne des QJM, alors le débit ne peut pas contraindre le chenal à prendre une position dirigée NNW : il persiste dans sa migration vers l'Est, sous l'action a priori d'autres processus. Un fort débit moyen mensuel est donc à mettre en correspondance avec la forme rectiligne adoptée par le chenal.

Une diminution des moyennes mensuelles des QJM permet au chenal d'être plus sensible à d'autres forçages. Ainsi, après la période d'étiage de 1987, le chenal se déplace de sa position NNW vers une position extrême occidentale en 1989. Celle de 1991 à 1993 permet au chenal d'être mieux soumis à d'autres processus, et le chenal migre dans un axe NNE-SSW. Des périodes de faibles débits sont notamment à l'origine de la forme en plan à méandres du chenal. Cela s'observe par exemple de 2002 à 2009.

L'intensité du débit fluvial ne semble pas directement influencer la vitesse de migration du chenal. En effet, les périodes de fortes vitesses de migration sont accompagnées, en 1991-1992 par une période stable de faibles débits, en 1993-1994 par une brusque augmentation des débits (faible à fort), en 2000-2001 par une période stable de forts débits et en 2006-2007 par une période stable de débits modérés. Par contre, d'autres forçages peuvent interagir avec les débits fluviaux. La relation n'est donc pas évidente.

De l'analyse des moyennes des QJM, il apparaît que ceux-ci sont secondaires par rapport à l'influence d'autres paramètres. Leur rôle apparaît principalement sur le contrôle de la forme du chenal, rectiligne ou méandrique, et aussi dans leur aptitude à garder le Couesnon dans une direction, notamment le NNW. De plus, l'instabilité de la rivière dépendrait plus de la variation des débits que du débit lui-même. Par exemple, au début des années quatre-vingt, les variations sont peu importantes, tout comme la mobilité de la rivière.

II.3.4 : Marée

Les propriétés des estrans intertidaux dépendent fortement des conditions de la marée (Dyer *et al.* 2000). Le fonctionnement de la Baie du Mont-Saint-Michel est contrôlé de façon prépondérante par les marées. Elles déterminent les temps d'émersion et d'immersion de l'estran, et engendrent le courant le plus favorable au transport sédimentaire. La variation de ces courants de marée conduit à la

variation des apports sédimentaires dans le système de la Petite Baie, et à la modification de l'altimétrie des fonds sédimentaires. Un chenal s'ajuste dynamiquement à ces variations : il adapte sa géométrie (pente, largeur et profondeur) à l'évolution topographique et ajuste les variations de charge sédimentaire par des processus d'érosion, dépôt ou tri granulométrique.

Le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) prédit la marée à l'aide de la méthode harmonique. La précision de ces calculs est de quelques centimètres pour les hauteurs et quelques minutes pour les heures. Cependant, la hauteur d'eau réelle peut s'écarter notablement de la prédiction principalement à cause des variations du niveau de la mer dues aux perturbations atmosphériques. La référence de hauteur utilisée pour les prédictions de marée est le zéro des cartes marines qui, correspond approximativement au niveau des plus basses mers.

En supposant que les conditions marégraphiques n'ont pas changé sur le site étudié sur la période 1969-2009, on peut les utiliser pour vérifier des faits historiques. Ainsi, les hauteurs de pleine mer au port de Saint-Malo, et les coefficients correspondants, ont été collectés. Grâce aux équations de Roux (1998), la hauteur d'eau à pleine mer à Saint-Malo est corrigée pour obtenir la hauteur d'eau à pleine mer au Mont-Saint-Michel.

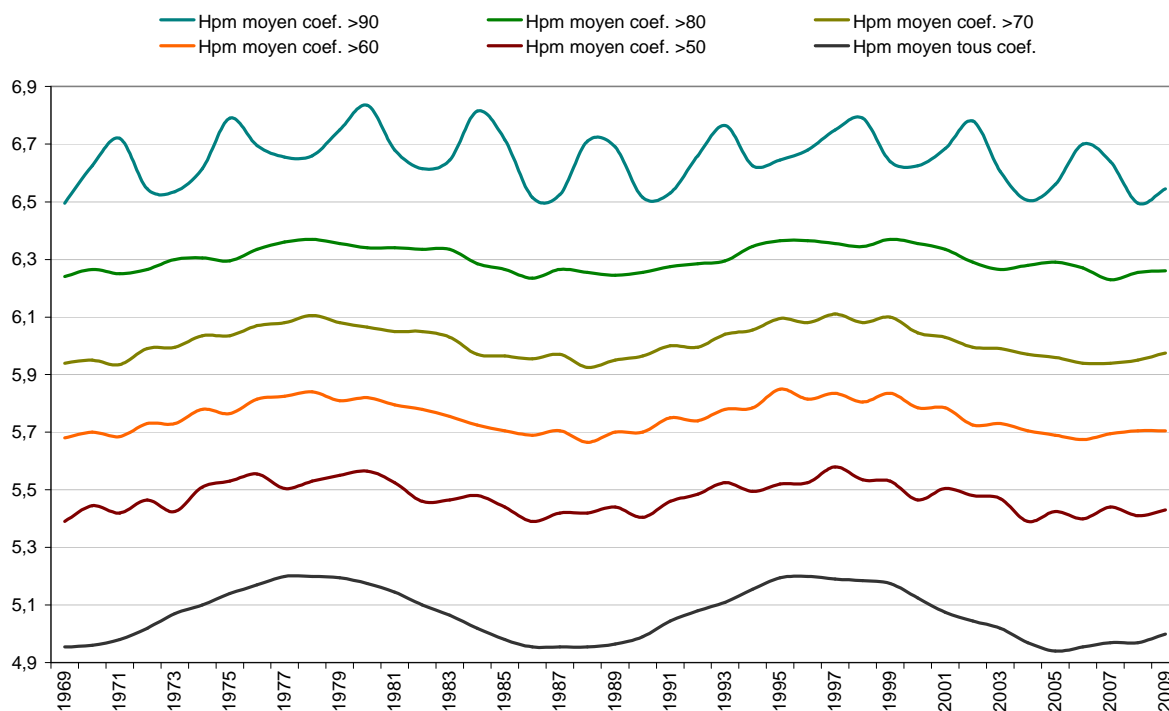


Fig. 36 : Niveau moyen des pleines mers au Mont-Saint-Michel en m IGN69 tous coefficients confondus et supérieur à un certain coefficient.

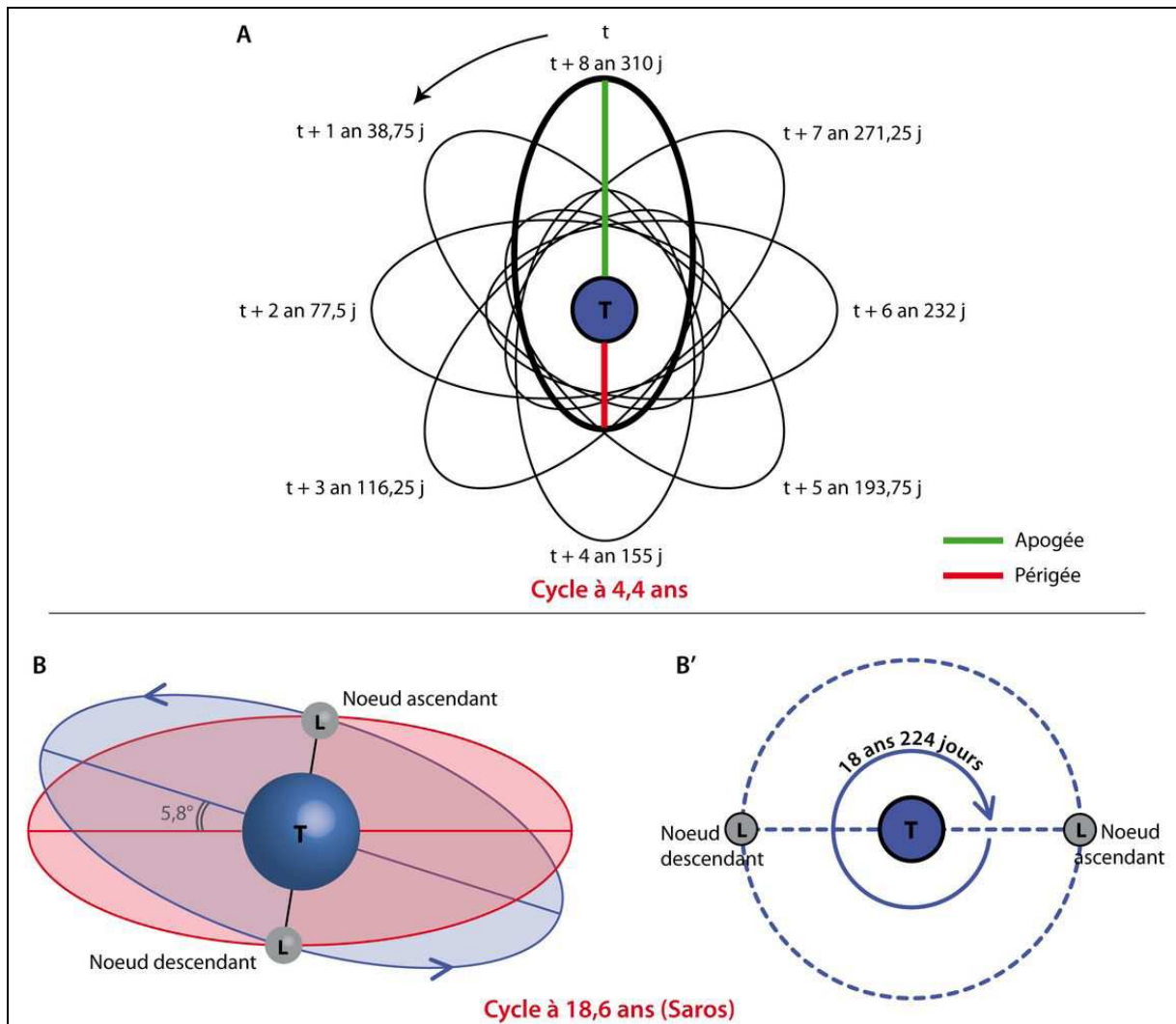


Fig. 37 : Schématisation des cycles lunaires de 4,4 et 18,6 ans. A) Mouvement de l'axe périégée-apogée de la Lune, faisant coïncider le périégée aux environs des équinoxes (distance minimale entre la Terre et le Soleil) tous les 4 ans et demi environ. B) Représentation des nœuds ascendants et descendants, intersections entre l'orbite de la Lune autour de la Terre et le plan de l'écliptique (orbite apparente du soleil autour de la Terre). B') Ces deux intersections, appelées « lignes de nœuds » sont animées d'un lent mouvement dans le sens des aiguilles d'une montre, leur faisant faire un tour complet en 18 ans et 224 jours (18,6 ans). Modifié d'après Guérin (1993).

L'altitude 6 m IGN69 correspondant à la hauteur atteinte par des marées de coefficient supérieur ou égal à 90, mais aussi à l'altitude de croissance des schorres établis, a été retenue dans l'analyse suivante. L'estran considéré dans la Partie III s'étend aussi jusqu'à l'altitude 6 m IGN69. Le niveau moyen des pleines mers a été calculé par année, de 1969 à 2009, pour toutes les pleines mers et à partir d'un coefficient donné (Fig. 36).

Différents cycles de marée apparaissent (Fig. 37) :

- le cycle à 18,6 ans. Cette période correspond au cycle nodal lunaire, ou Saros ; il s'agit de la période de rotation des lignes de nœuds de la Lune (les lignes de nœuds correspondent aux intersections entre le plan de l'écliptique et l'orbite de la Lune autour de la Terre). Cette cyclicité peut faire varier le plan d'eau de 30 cm (Weill, 2010).
- le cycle à 4,4 ans, qui se surimpose sur le signal de période 18,6 ans. Le périégée correspond à la distance Terre-Lune la plus courte, alors que l'apogée est la distance la plus longue entre les deux astres. Lorsque la Lune est au périégée de la Terre, il y a des grandes marées de vive-eau. La rotation de l'axe périégée-apogée, d'environ 40° par an, fait que celui-ci coïncide tous les 4,4 ans avec les équinoxes. On assiste alors à des grandes marées de vive-eau d'amplitude exceptionnelle. La modulation du niveau moyen des grandes vives-eaux, induite par cette rotation, peut atteindre 45 cm (Weill, 2010).

Le cycle de marée à 18,6 ans a déjà été mis en évidence dans les environnements côtiers, notamment dans la Dutch Wadden Sea, sur la position du trait de côte, la taille des deltas de jusant au travers des séquences sédimentaires des chenaux tidaux abandonnés (Wells et Coleman, 1981 ; Oost *et al.*, 1993 ; Dronkers, 2005 ; Gratiot *et al.*, 2008).

Globalement, le chenal du Couesnon se dirige vers l'Est en phase ascendante du cycle de Saros, et vers l'Ouest en phase descendante. Le balayage d'Ouest en Est de 1969 à 1980 et le balayage d'Est en Ouest de 1980 à 1989 présentent respectivement une position extrême orientale (orienté N-S) et extrême occidentale du chenal deux ans après la phase haute ou basse du cycle de marée à 18,6 ans.

La dynamique propre du système est une combinaison de divers processus. Elle pourrait expliquer ce retard de réponse du chenal par rapport au signal de marée (Fig. 38). Cependant, ce retard est absent pour les balayages d'Ouest en Est, et d'Est en Ouest suivants. Des conditions de vent favorables à une agitation relativement conséquente et donc à une remise en suspension des sédiments plus importante, sédiments qui seront repris par le courant de flot, ou des conditions de faible débit fluvial privilégiant l'action d'autres processus, pourraient favoriser cette absence de retard.

Lors d'une phase haute du cycle de Saros, la proportion de forts coefficients de marée (>90) est plus importante, ainsi que l'est le marnage (Tableau 6). Ce tableau présente les caractéristiques de marée de vive-eau à St Malo selon différentes phases du cycle de Saros. Il met en avant le rôle du marnage par rapport à celui de l'asymétrie de durée entre le flot et le jusant. Ainsi, les marées où les courants de flot sont intenses sont plus nombreuses à cette période. A noter que la déformation de l'onde de marée, donc l'asymétrie, est plus grande en vive eau dans la partie interne de la baie du Mont-Saint-Michel

(Le Rhun, 1982). Les données marégraphiques utilisées sont celles de St Malo car les corrélations entre les observations à la Chapelle St Aubert (au NW du Mont) ou au niveau du barrage de la Caserne avec celles de St Malo ne permettent pas de formuler une loi de transfert valable (Simon, 1996). Ainsi, l'analyse de l'effet de l'asymétrie de la marée dans la partie interne de la Baie du Mont-Saint-Michel n'est pas révélatrice de l'asymétrie réelle (plus prononcée).

Cette proportion de forts coefficients et d'importants marnages induisant d'intenses courants de flot, à même de remobiliser les sédiments et dont les particules ne seront pas toujours reprises au jusant, par manque de compétence de ce dernier courant. Les phases hautes du cycle de Saros ont donc de potentiels temps de transport et quantité de sédiments transportés plus importants qu'en phase basse.

L'asymétrie de la durée des étales peut aussi jouer un rôle, selon la taille des sédiments. Si les sédiments sont fins, alors la durée de leur sédimentation est plus longue que celle de l'étales. Si l'étales du flot est prolongé, il en résulte un transport résiduel vers la terre, et si c'est celui du jusant, le transport résiduel sera dirigé vers le large (Dronkers, 1986). Ainsi, il faut donc considérer les différentes caractéristiques de l'asymétrie de la marée, car selon le type de sédiments, le transport résultant peut être renforcé voire neutralisé.

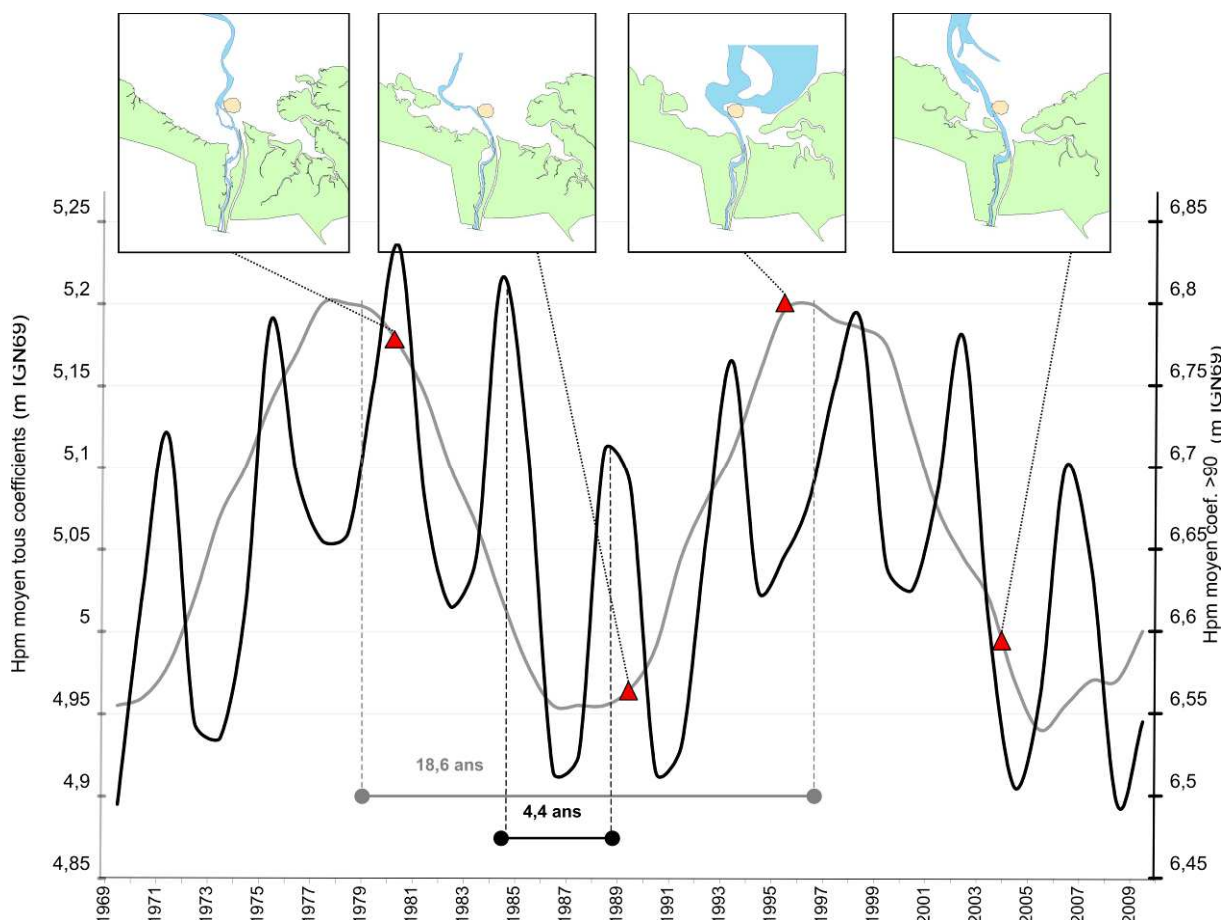


Fig. 38 : Niveaux moyens des pleines mers par année sur la période 1969-2009 et positions du chenal aux années 1980, 1989, 1995 et 2003. Les niveaux sont calculés pour toutes les pleines mers, et pour les pleines mers supérieures au coefficient 90.

Ainsi, le balayage « W-E » peut être en partie expliqué par les variations annuelles de l'amplitude des marées, surtout de vive eau. L'étude de l'action de ces marées sur la divagation du chenal met en avant le cycle à 18,6 ans de la marée.

Date	Coeff.	Durée flot	Durée jusant	% flot
04/01/95	100	5h20	7h04	43,01 %
05/01/95	92	5h20	7h03	43,07 %
06/01/95	80	5h22	7h00	43,40 %
07/01/95	68	5h26	6h57	43,88 %
08/01/95	55	5h31	6h53	44,49 %
09/01/95	49	5h28	6h49	44,50 %
10/01/95	40	5h39	6h50	45,26 %
11/01/95	37	5h55	6h48	46,53 %

Tableau 5 : Caractérisation de l'asymétrie de marées de vive eau à St Malo du 04/01/95 au 11/01/95.

Phase	Part du flot	Asymétrie	% coeff. > 90	Amplitude
Basse	Durée du jusant = 1,31 * durée du flot	+	14,63	-
Ascendante/ Descendante	Durée du jusant = 1,29 * durée du flot	-	18,28	+
Haute	Durée du jusant = 1,32 * durée du flot	++	20,21	++

Tableau 6 : Caractéristiques de marées de vive eau, à St Malo, selon les phases basse, ascendante, haute et descendante du cycle de Saros.

II.4 : Etude de la divagation de 1995

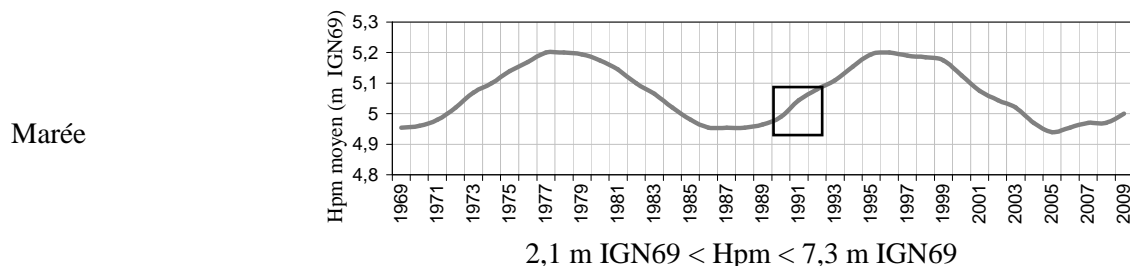
Les paragraphes précédents sont consacrés à la mobilité globale du chenal du Couesnon. Etudier plus en détail une période particulière permet d'affiner la description de la migration du chenal. Le tracé planimétrique du Couesnon en 1995 est particulièrement atypique avec sa position la plus à l'Est que le chenal ait connu jusqu'alors. Il semble donc intéressant d'étudier la période encadrant cette position.

La période analysée s'étend du 13/07/1990 au 16/06/2001 en ne considérant que les migrations du Couesnon sur la slikke. Cela représente un déplacement vers l'Est et son retour vers une position globalement axée N-S. L'analyse des différents paramètres que sont : la vitesse de migration des points métriques, les conditions météorologiques, le débit fluvial, et la marée, sont mis en relation avec la position des chenaux entre deux dates successives.

▫ Du 13/07/1990 au 20/08/1991 :

14 mois séparent la prise de vue des deux images utilisées (Fig. 39). Les conditions hydrodynamiques et le déplacement du chenal sont résumés dans le Tableau 7.

Paramètre		Commentaire
Points métriques	Direction	Vers SW
	Vit. moy.	400 m/an
Vent	Secteurs	N, SW
	% > 8 m/s	10,6%
Débit fluvial	Caractérisation	Faible (QJM < 10 m ³ /s)
	Pics	1991 : 11 et 20 m ³ /s en janv., 17 m ³ /s en fév.
	Durée de crue	4 mois



Bancs de sable	Visibles (photographie aérienne de 1990)
Autre	Faibles précipitations

Tableau 7 : Caractéristiques de la période 13/07/1990 au 20/08/1991. Moyenne des vitesses des points métriques et direction associée, secteurs des vents fréquents et pourcentage des données dont l'intensité du vent est supérieure à 8 m/s durant 3h, caractérisation du débit fluvial, pics de débit et durée des crues, nombre de pleines mers supérieures à 6 m IGN69 et échelles de leur hauteur, commentaires sur la présence de bancs sableux et sur la pluviométrie de la période.

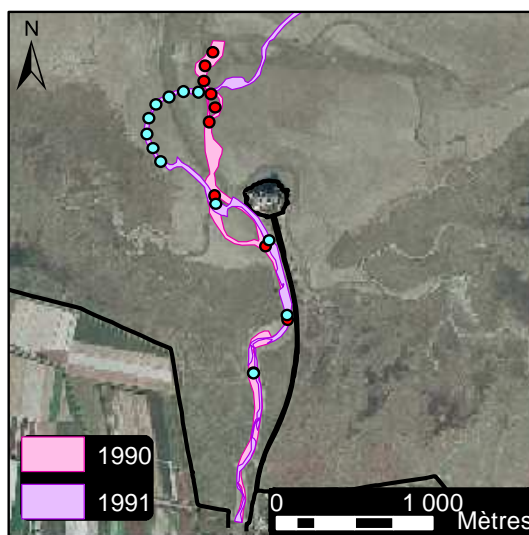


Fig. 39 : Positions du chenal du Couesnon en 1990 et 1991.

Le Couesnon migre à une vitesse inférieure à la moyenne vers le SW, pour les points métriques étudiés. Les vents, peu intenses proviennent principalement de la direction vers laquelle se dirige le chenal. Le faible débit fluvial et la courte période de crue peuvent lui permettre de changer sa position, étant peu contraint par la puissance de l'écoulement. Cette faible puissance s'accompagne d'ailleurs

du passage d'une forme rectiligne à méandriforme du chenal. Cette période est située au début de la phase ascendante du cycle de Saros : le temps de transport ainsi que le volume sédimentaire déplacé lors du flot peuvent être augmentés. Ce possible apport de sédiments dans le système pourrait contraindre le Couesnon à migrer vers l'Est. Cette migration vers l'Est s'observe sur le Nord de la Fig. 39.

La diminution du débit fluvial peut expliquer le changement de forme adoptée par le chenal, de quasi rectiligne à méandriforme.

▫ Du 20/08/1991 au 09/04/1992

Huit mois séparent la prise de vue des deux images utilisées (Fig. 40). Les conditions hydrodynamiques et le déplacement du chenal sont résumés dans le Tableau 8.

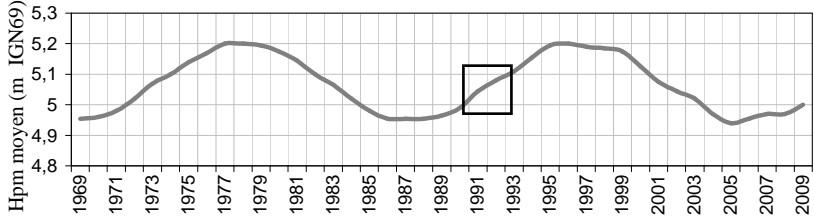
Paramètre		Commentaire
Points métriques	Direction	Vers NW
	Vit. moy.	1200 m/an
Vent	Secteurs	E
	% > 8 m/s	11,9%
Débit fluvial	Caractérisation	Faible (QJM < 10 m ³ /s)
	Pics	-
	Durée de crue	1 mois
Marée		
	2,2 m IGN69 < Hpm < 7,6 m IGN69	
Bancs de sable	-	
Autre	-	

Tableau 8 : Caractéristiques de la période 20/08/1991 au 09/04/1992. Moyenne des vitesses des points métriques et direction associée, secteurs des vents fréquents et pourcentage des données dont l'intensité du vent est supérieure à 8 m/s durant 3h, caractérisation du débit fluvial, pics de débit et durée des crues, nombre de pleines mers supérieures à 6 m IGN69 et échelles de leur hauteur, commentaires sur la présence de bancs sableux et sur la pluviométrie de la période.

Le Couesnon migre rapidement, s'orientant vers le NE ; les vents dominants, d'Est, sont opposés à ce mouvement. Les débits fluviaux sont faibles et la durée de la période de crue est très courte.

Les faibles débits ne contraignent pas la rivière dans son axe N-S préférentiel. Ils permettent au Couesnon de se mouvoir selon d'autres forçages, comme la marée. En effet, en phase ascendante du cycle de Saros, l'augmentation d'amplitude de l'onde de marée permet un temps de transport lors du

flot plus grand. Les bancs de sable en provenance de l'Ouest pourraient être les témoins de l'apport sédimentaire, et donc à l'origine du mouvement vers l'Est. La cause des fortes vitesses de migration calculées n'est pas déterminée.

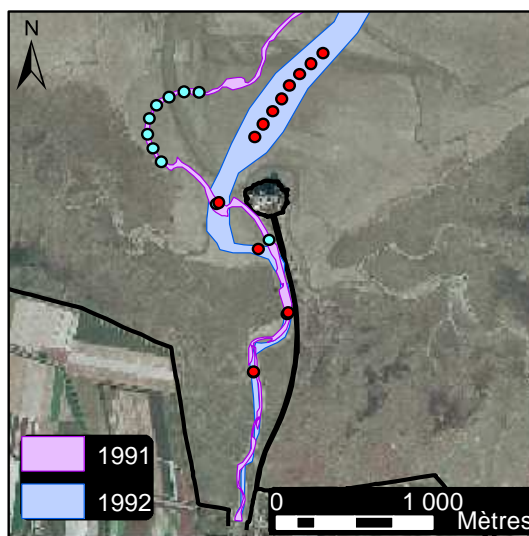


Fig. 40 : Positions du chenal du Couesnon en 1991 et 1992.

▫ Du 09/04/1992 au 20/08/1993

17 mois séparent la prise de vue des deux images utilisées (Fig. 41). Les conditions hydrodynamiques et le déplacement du chenal sont résumés dans le Tableau 9.

Paramètre	Commentaire	
Points métriques	Direction	Vers NE du pm3000 au pm3400, puis vers SE
	Vit. moy.	140 m/an
Vent	Secteurs	N et SW
	%>8 m/s	11,6%
Débit fluvial	Caractérisation	
	Pics	1992: 18 m ³ /s en nov., 25 m ³ /s en déc., 1993: 28 m ³ /s en janv., 38 m ³ /s en juin
	Durée de crue	3 mois
Marée		
	2,4 m IGN69 < Hpm < 7,7 m IGN69	
Bancs de sable	-	
Autre	-	

Tableau 9 : Caractéristiques de la période 09/04/1992 au 20/08/1993. Moyenne des vitesses des points métriques et direction associée, secteurs des vents fréquents et pourcentage des données dont l'intensité du vent est supérieure à 8 m/s durant 3h, caractérisation du débit fluvial, pics de débit et durée des crues, nombre de pleines mers supérieures à 6 m IGN69 et échelles de leur hauteur, commentaires sur la présence de bancs sableux et sur la pluviométrie de la période.

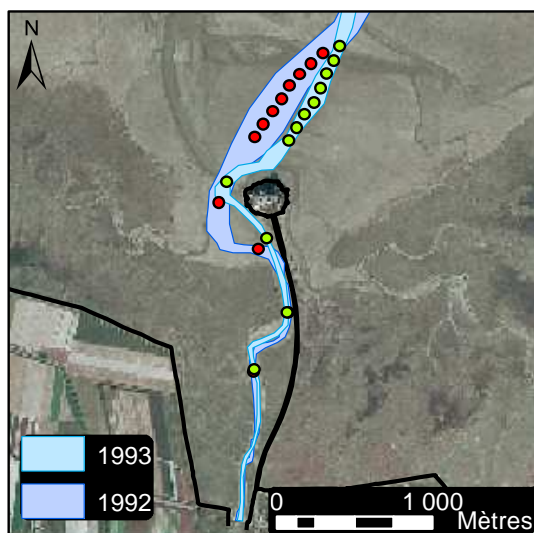


Fig. 41 : Positions du chenal du Couesnon en 1992 et 1993.

Le chenal se déplace très peu et lentement vers l'Est. La direction Nord préférentielle des vents peut être à l'origine de l'agitation du plan d'eau, bien que l'intensité de ces vents ne soit pas remarquable. Les débits fluviaux, en légère augmentation, restent faibles, tout comme la durée de la période de crue.

Le débit fluvial permet à la rivière de divaguer légèrement ; la possible agitation permet un réajustement du chenal. Excepté le rôle du courant de marée ou les vents de SW, le forçage déterminant la direction prise par le Couesnon n'est pas déterminé.

▫ Du 20/08/1993 au 27/03/1994

Sept mois séparent la prise de vue des deux images utilisées (Fig. 42). Les conditions hydrodynamiques et le déplacement du chenal sont résumés dans le Tableau 10.

Le chenal du Couesnon se déplace rapidement vers le SE. Les vents sont principalement de SW et sont très intenses. Cette intensité peut permettre la formation d'une agitation du plan d'eau, qui pourrait être à l'origine du réajustement du tracé du chenal. Malgré une crue très longue et un fort débit fluvial, le Couesnon continue de se déplacer vers l'Est.

Le chenal possède une certaine inertie, car avec l'augmentation du débit fluvial, un retour du Couesnon vers le Nord aurait pu se produire. Les bancs de sable qui apparaissent sur la photographie de 1993 semblent contraindre le Couesnon sur cette période, confirmant l'action des courants de marée. Leur déplacement peut être favorisé par les forts et nombreux vents d'W à SW, créant une potentielle agitation locale.

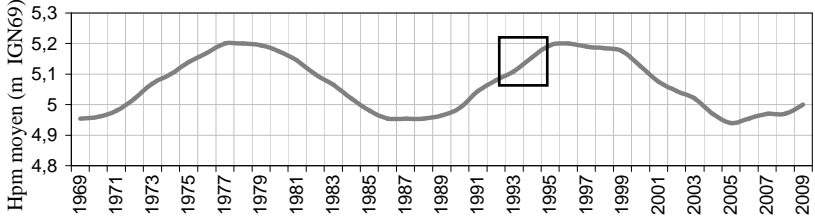
Paramètre		Commentaire
Points métriques	Direction	Vers SO du pm3000 au pm3400, puis vers SE
	Vit. moy.	1040 m/an
Vent	Secteurs	SW
	% > 8 m/s	17,4%
Débit fluvial	Caractérisation	Fort
	Pics	-
	Durée de crue	9 mois
Marée		
	2,4 m IGN69 < Hpm < 7,7 m IGN69; pas de coeff. < 30	
Bancs de sable	Visibles (photographie aérienne de 1993)	
Autre	Fortes précipitations (1994)	

Tableau 10 : Caractéristiques de la période 20/08/1993 au 27/03/1994. Moyenne des vitesses des points métriques et direction associée, secteurs des vents fréquents et pourcentage des données dont l'intensité du vent est supérieure à 8 m/s durant 3h, caractérisation du débit fluvial, pics de débit et durée des crues, nombre de pleines mers supérieures à 6 m IGN69 et échelles de leur hauteur, commentaires sur la présence de bancs sableux et sur la pluviométrie de la période.

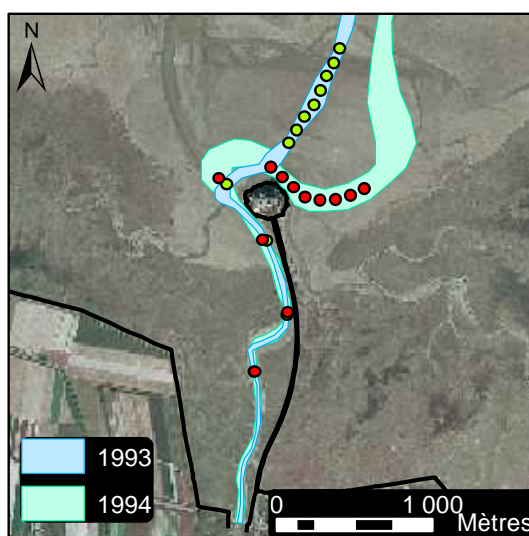
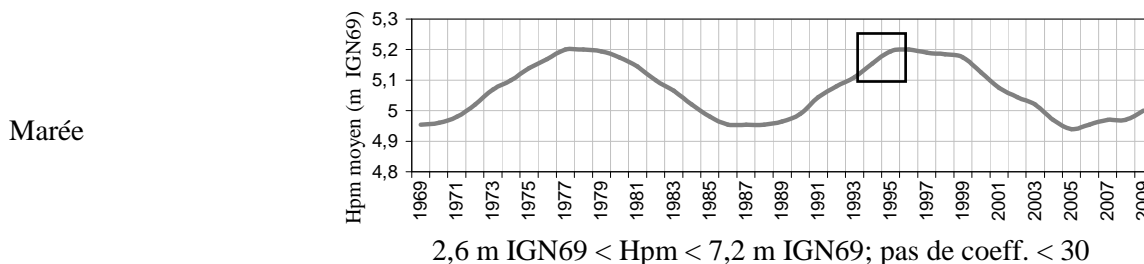


Fig. 42 : Positions du chenal du Couesnon en 1993 et 1994.

◦ Du 27/03/1994 au 04/05/1995

14 mois séparent la prise de vue des deux images utilisées (Fig. 43). Les conditions hydrodynamiques et le déplacement du chenal sont résumés dans le Tableau 11.

Paramètre	Commentaire	
Points métriques	Direction	Vers W du pm3000 au pm3100, puis vers NE
	Vit. moy.	80 m/an
Vent	Secteurs	SW
	%>8 m/s	16,4%
Débit fluvial	Caractérisation	Fort
	Pics	1994 : 30 m ³ /s en nov., 30 et 35 m ³ /s en déc. 1995 : 70 m ³ /s en janv.
	Durée de crue	5 mois



Bancs de sable

Autre

Fortes précipitations

Tableau 11 : Caractéristiques de la période 27/03/1994 au 04/05/1995. Moyenne des vitesses des points métriques et direction associée, secteurs des vents fréquents et pourcentage des données dont l'intensité du vent est supérieure à 8 m/s durant 3h, caractérisation du débit fluvial, pics de débit et durée des crues, nombre de pleines mers supérieures à 6 m IGN69 et échelles de leur hauteur, commentaires sur la présence de bancs sableux et sur la pluviométrie de la période.

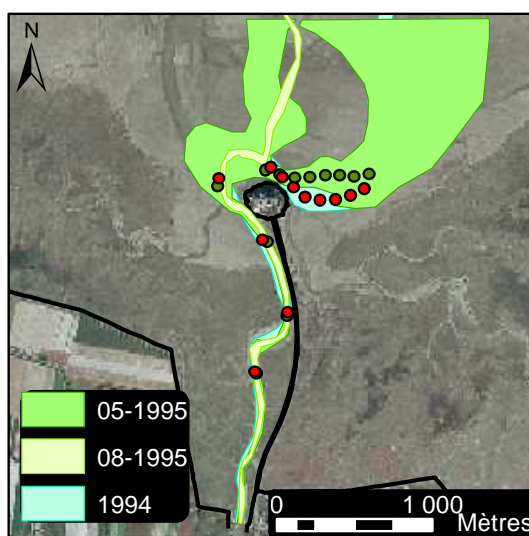


Fig. 43 : Positions du chenal du Couesnon en 1994 et 1995.

Le bras est de la photographie aérienne de mai 1995 a été choisi pour le calcul des points métriques (Fig. 43). Cela masque le fait qu'en mai 1995 un second bras axé N-S était aussi emprunté. Cet ensemble de photographies aériennes pose la question de savoir s'il y a eu migration du bras est de mai 1995 vers le second pour ne former qu'un seul et même chenal, ou bien s'il y a eu un abandon du chenal le plus à l'Est. Ce point met en évidence la nécessité d'un meilleur échantillonnage des photographies ou images pour analyser le phénomène de divagation.

Cette période est marquée par des vents de SW. Les vents supérieurs ou égaux à 8 m/s sont supérieurs à la moyenne et les débits sont également très importants. Ceux-ci, inefficaces durant la période précédente le deviendraient ici et influenceraient le tracé du Couesnon avec un chenal orienté N-S, malgré une période de crue relativement courte. Il s'agit de la fin de la phase ascendante du cycle de Saros : le transport sédimentaire vers l'Est peut être fortement favorisé.

La photographie aérienne de 1995 correspond à la position la plus orientale que le chenal du Couesnon ait connue, compte tenu des données disponibles. Si le retour pour une position méridienne semble être contrôlé par de forts débits, la position la plus à l'Est est accompagnée de nombreux et forts vents de SW, certainement à l'origine d'une agitation importante du plan d'eau, et de la croissance vers l'Est du grand banc de l'Ouest.

▫ Du 04/05/1995 au 17/03/1996

10,5 mois séparent la prise de vue des deux images utilisées (Fig. 44). Les conditions hydrodynamiques et le déplacement du chenal sont résumés dans le Tableau 12.

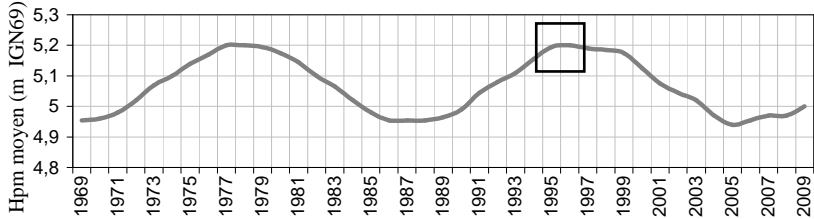
Paramètre	Commentaire	
Points métriques	Direction	Vers NW (sauf pm3000 vers NE et pm3300 vers SW)
	Vit. moy.	180 m/an
Vent	Secteurs	Tous secteurs (sauf SE et WNW)
	%>8 m/s	10,3%
Débit fluvial	Caractérisation	Faible
	Pics	1995: 20 m ³ /s en déc. 1996: 10 et 12 m ³ /s en janv., 15 et 22 m ³ /s en fév.
	Durée de crue	7 mois
Marée	 <p>2,7 m IGN69 < Hpm < 7,6 m IGN69; pas de coeff. < 30</p>	
Bancs de sable	- (sauf photographie aérienne d'août 1995)	
Autre	Fortes précipitations	

Tableau 12 : Caractéristiques de la période 04/05/1995 au 17/03/1996. Moyenne des vitesses des points métriques et direction associée, secteurs des vents fréquents et pourcentage des données dont l'intensité du vent est supérieure à 8 m/s durant 3h, caractérisation du débit fluvial, pics de débit et durée des crues, nombre de pleines mers supérieures à 6 m IGN69 et échelles de leur hauteur, commentaires sur la présence de bancs sableux et sur la pluviométrie de la période.

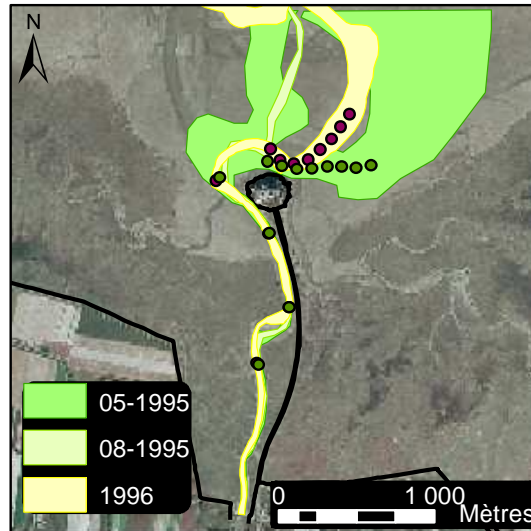


Fig. 44 : Positions du chenal du Couesnon en 1995 et 1996.

L'analyse de cette période est faussée par la méthode employée, puisque le chenal de 1995 utilisé est celui le plus à l'Est de la photographie de mai 1995. La migration de août 1995 à 1996 est illustrée comme un mouvement d'une position orientée sur un axe N-S vers un axe NE-SW (Fig. 44) ; les bancs en provenance de l'Ouest contraindraient ce mouvement vers l'Est. Le résultat de la méthode des points métriques montre une migration vers le NW peu rapide. Les vents, peu intenses, se répartissent également selon les différents secteurs, excepté le SE. Le débit fluvial change d'une forte intensité à une faible, malgré une longue période de crue. Ce gradient important permet un retour du chenal vers le NE entre août 1995 et 1996. La méthode des points métriques, n'ayant pas été appliquée à la photographie aérienne d'août 1995, délaisse le mouvement vers l'Est du chenal de août 1995 à 1996.

Pendant cette période, l'importance du fort gradient de débit fluvial qui permet au chenal de librement divaguer est mise en avant. Des limites de la méthode des points métriques apparaissent aussi.

▫ Du 17/03/1996 au 30/03/1997

12,5 mois séparent la prise de vue des deux images utilisées (Fig. 45). Les conditions hydrodynamiques et le déplacement du chenal sont résumés dans le Tableau 13.

Les directions prises par les points métriques sont révélatrices d'une diminution de la sinuosité du chenal, tout en conservant un même axe NNE-SSW. Les vents, peu forts, proviennent essentiellement du SW. Les faibles débits moyens mensuels et la courte durée de la période de crue permettent au chenal du Couesnon de se déplacer plus librement.

La diminution du débit ne peut être à l'origine de la diminution de la sinusoïté. D'autres forçages, dont une potentielle et faible agitation de NE, agissent sur le chenal à cette période.

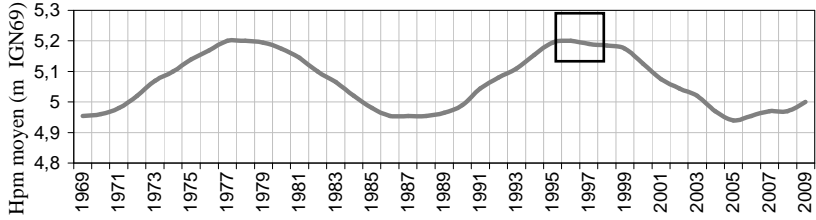
Paramètre		Commentaire
Points métriques	Direction	Vers NE pm3000 à 3400, vers SW pm3500, puis vers NW
	Vit. moy.	210 m/an
Vent	Secteurs	NE et SW
	%>8 m/s	11,2%
Débit fluvial	Caractérisation	Faible
	Pics	13 m ³ /s en déc. 1996, 16 et 22 m ³ /s en fév. 1997
	Durée de crue	4 mois
Marée		
	2,6 m IGN69 < Hpm < 7,7 m IGN69 ; pas de coeff. < 30	
Bancs de sable	-	
Autre	-	

Tableau 13 : Caractéristiques de la période 17/03/1996 au 30/03/1997. Moyenne des vitesses des points métriques et direction associée, secteurs des vents fréquents et pourcentage des données dont l'intensité du vent est supérieure à 8 m/s durant 3h, caractérisation du débit fluvial, pics de débit et durée des crues, nombre de pleines mers supérieures à 6 m IGN69 et échelles de leur hauteur, commentaires sur la présence de bancs sableux et sur la pluviométrie de la période.

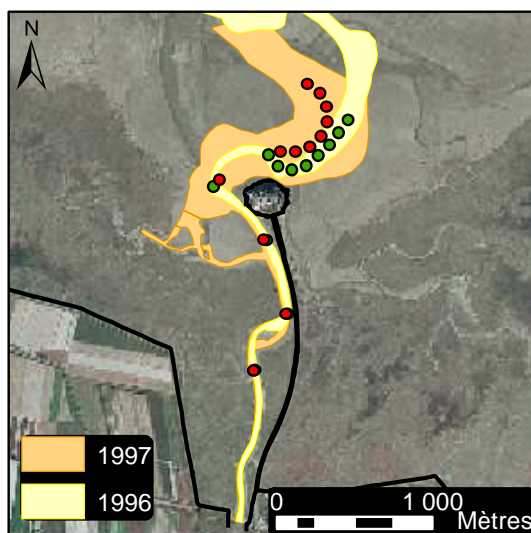


Fig. 45 : Positions du chenal du Couesnon en 1996 et 1997.

▫ Du 30/03/1997 au 02/07/1999

27 mois séparent la prise de vue des deux images utilisées (Fig. 46). Les conditions hydrodynamiques et le déplacement du chenal sont résumés dans le Tableau 14.

Paramètre		Commentaire
Points métriques	Direction	Vers NW
	Vit. moy.	170 m/an
Vent	Secteurs	NW et SW
	% > 8 m/s	13,7%
Débit fluvial	Caractérisation	Faible à fort, progressif
	Pics	-
	Durée de crue	première crue : 5 mois, seconde crue : 6 mois
Marée	2,4 m IGN69 < Hpm < 7,5 m IGN69	
Bancs de sable	Visibles (photographie aérienne de 1999)	
Autre	-	

Tableau 14 : Caractéristiques de la période 30/03/1997 au 02/07/1999. Moyenne des vitesses des points métriques et direction associée, secteurs des vents fréquents et pourcentage des données dont l'intensité du vent est supérieure à 8 m/s durant 3h, caractérisation du débit fluvial, pics de débit et durée des crues, nombre de pleines mers supérieures à 6 m IGN69 et échelles de leur hauteur, commentaires sur la présence de bancs sableux et sur la pluviométrie de la période.

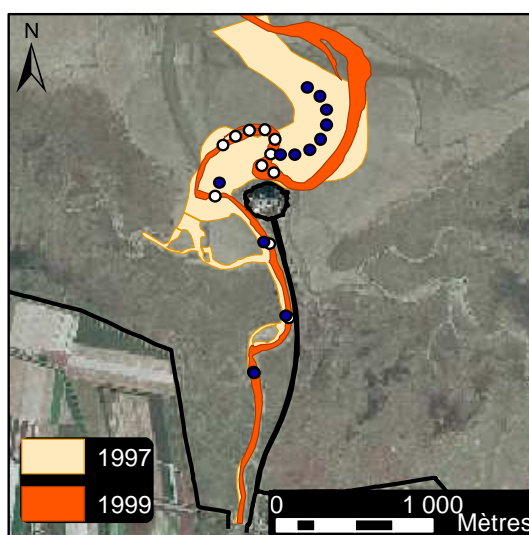


Fig. 46 : Positions du chenal du Couesnon en 1997 et 1999.

Lentement, la sinusoïté du chenal augmente de nouveau. Les points métriques étudiés se déplacent vers le NW, sens de migration du balayage global du chenal ; cette direction révèle l'augmentation de sinusoïté du premier méandre (pm3000 à pm3300). Celle-ci peut être observée sur la Fig. 46, où les

points métriques supérieurs à 3300 se dirigent vers le SE. Durant cette période, les vents d'Ouest sont forts. Les périodes de crues sont de durée moyenne, et les débits moyens mensuels augmentent progressivement de faible à fort.

Le Couesnon ne semble pas s'être adapté au fort débit fluvial : il présente une forme en méandres, alors que de forts débits fluviaux devraient influencer le chenal dans un tracé rectiligne et axé N-S.

Malgré le temps de réponse du chenal au forçage, le débit fluvial du Couesnon lui permet de se déplacer. Les vents d'Ouest, ainsi que la potentielle agitation induite, semblent avoir un rôle important sur les mouvements du chenal.

▫ Du 02/07/1999 au 07/10/2000

15 mois séparent la prise de vue des deux images utilisées (Fig. 47). Les conditions hydrodynamiques et le déplacement du chenal sont résumés dans le Tableau 15.

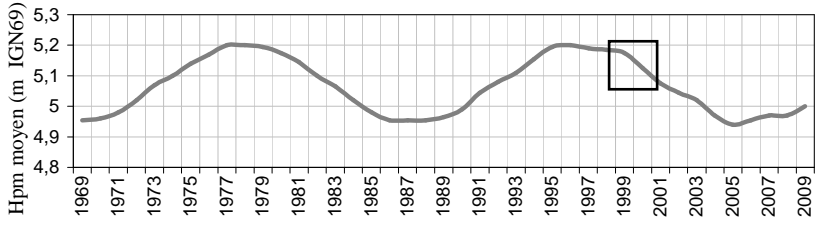
Paramètre		Commentaire
Points métriques	Direction	Vers SE pm3000 à pm3300, E pm3400, puis vers NE
	Vit. moy.	390 m/an
Vent	Secteurs	N et SW
	% > 8 m/s	10,1%
	Caractérisation	Fort
Débit fluvial	Pics	1999 : 27 et 53 m ³ /s en déc. 2000 : 22 m ³ /s en mars, 15 m ³ /s en avr., 13 m ³ /s en mai, 22 m ³ /s en juin, 12 et 14 m ³ /s en juil.
	Durée de crue	6 mois
Marée	 <p style="text-align: center;">2,4 m IGN69 < Hpm < 7,5 m IGN69</p>	
Bancs de sable	-	
Autre	2000 : fortes précipitations	

Tableau 15 : Caractéristiques de la période 02/07/1999 au 07/10/2000. Moyenne des vitesses des points métriques et direction associée, secteurs des vents fréquents et pourcentage des données dont l'intensité du vent est supérieure à 8 m/s durant 3h, caractérisation du débit fluvial, pics de débit et durée des crues, nombre de pleines mers supérieures à 6 m IGN69 et échelles de leur hauteur, commentaires sur la présence de bancs sableux et sur la pluviométrie de la période.

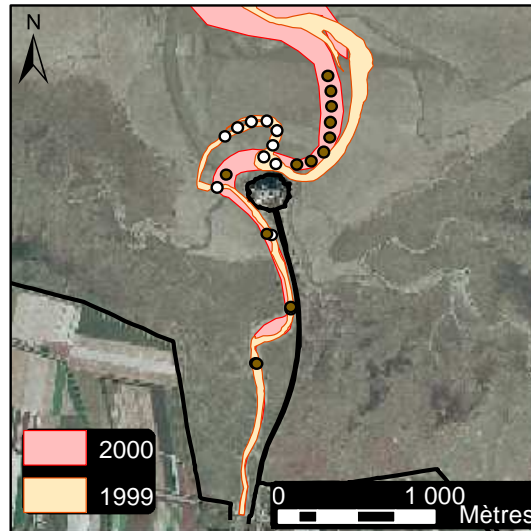


Fig. 47 : Positions du chenal du Couesnon en 1999 et 2000.

Pendant cette période 1999-2000, les points métriques étudiés se sont globalement déplacés vers l'Est. Des points métriques supérieurs à 5000, non utilisés dans un souci de comparaison avec les autres périodes, permettraient de se rendre compte de la migration générale du Couesnon vers l'WNW (Fig. 47). Ces deux directions inversées illustrent la diminution de sinusoïté du chenal à cette période. Les principales directions de provenance des vents, peu intenses, sont le SW et le Nord. Le débit moyen mensuel fort, pour la deuxième année consécutive, et la grande période de crue ne permettent pas un retour du chenal dans un axe plus N-S et dans une forme rectiligne. La phase descendante du cycle de Saros est commencée. La durée des périodes de flot augmentant et leur intensité se réduisant, le système pourrait refléter une diminution des apports sédimentaires qui pourrait ne plus contraindre le chenal vers l'Est.

L'augmentation progressive du débit fluvial ainsi que les bancs de l'ouest visibles sur la photographie de 1999 ne semblent pas influencer la migration du chenal durant cette période.

▫ Du 07/10/2000 au 16/06/2001

Huit mois et demi séparent la prise de vue des deux images utilisées (Fig. 48). Les conditions hydrodynamiques et le déplacement du chenal sont résumés dans le Tableau 16.

Cette dernière période présente un très rapide déplacement des points métriques étudiés vers le NW. Les vents sont très forts durant celle-ci, et le secteur de provenance le plus important est le SW. Ils sont donc orthogonaux à la migration du Couesnon. Les forts débits moyens mensuels, pour la troisième année consécutive, influencent le chenal qui tend à prendre une position plus rectiligne.

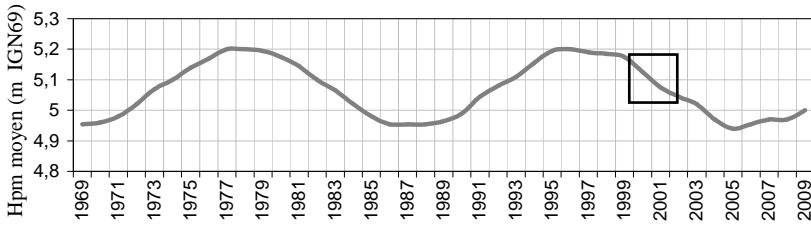
Paramètre		Commentaire
Points métriques	Direction	Vers NW
	Vit. moy.	1600 m/an
Vent	Secteurs	SW
	% > 8 m/s	19,7%
Débit fluvial	Caractérisation	Fort
	Pics	18 et 38 m ³ /s en oct. 2000, 40, 45 et 35 m ³ /s en nov. 2000, 38 m ³ /s en déc. 2000, 48, 35 et 39 m ³ /s en janv. 2001, 32 m ³ /s en fév. 2001, 50 et 22 m ³ /s en mars 2001
	Durée de crue	8 mois
Marée		
	2,4 m IGN69 < Hpm < 7,6 m IGN69	
Bancs de sable	-	
Autre	2001 : fortes précipitations	

Tableau 16 : Caractéristiques de la période 07/10/2000 au 16/06/2001. Moyenne des vitesses des points métriques et direction associée, secteurs des vents fréquents et pourcentage des données dont l'intensité du vent est supérieure à 8 m/s durant 3h, caractérisation du débit fluvial, pics de débit et durée des crues, nombre de pleines mers supérieures à 6 m IGN69 et échelles de leur hauteur, commentaires sur la présence de bancs sableux et sur la pluviométrie de la période.

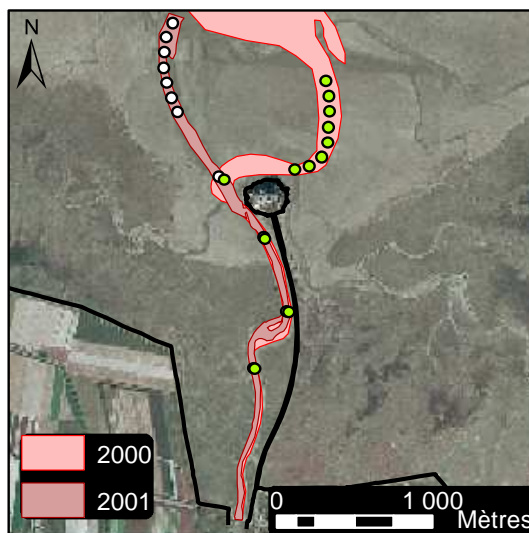


Fig. 48 : Positions du chenal du Couesnon en 2000 et 2001.

Le temps de réponse du Couesnon au débit fluvial semble long. Les vents de SW sont probablement à l'origine des fortes vitesses de migration constatées, mais pas de la direction empruntée par le chenal. Les bancs de sables, non visibles sur les données ne semblent plus contraindre le chenal du Couesnon dans sa position orientale, et serait le témoin de la diminution des apports sédimentaires en provenance de l'Ouest en phase descendante du cycle de Saros.

Cette analyse pas-à-pas, permet de dégager le ou les effets de chaque forçage, marée, débit fluvial et vent sur la dynamique de divagation du Couesnon.

La marée est le processus physique qui contrôle a priori la base du système, au travers son cycle de période 18,6 ans. Lorsque celui-ci est dans une phase ascendante, l'augmentation de l'amplitude moyenne de la marée, et par là même du nombre annuel de forts coefficients, ainsi que les variations de l'asymétrie (diminution puis augmentation) de la durée du flot par rapport à la durée du jusant permettent de favoriser la remise en suspension des sédiments, tant à l'aval que sur le site étudié. Il y a ainsi potentiellement plus de transport au flot, et donc potentiellement plus de dépôt dans le système. Cette modification de l'asymétrie peut aussi se trouver dans la durée des étales. Dans la partie interne de la baie du Mont-Saint-Michel, l'étales de basse mer est plus long que celui de haute mer. Ainsi le potentiel de dépôt des sédiments remis en suspension au flot est contrecarré par cet effet de l'asymétrie sur le site d'étude : l'accrétion est réduite par rapport à ce qu'elle pourrait être du fait d'un transport résiduel en direction du jusant.

Ce comportement peut-être à l'origine de l'arrivée des bancs de l'Ouest, et donc de la progression vers l'Est de la rivière. En phase descendante, le comportement est inversé. Ainsi, le chenal est plus libre de réagir à des facteurs autres que la marée.

Le débit fluvial est un processus clef du fonctionnement du système. Lorsque celui-ci est faible, le chenal divague plus librement sous l'influence d'autres processus. Lors d'une brusque augmentation du débit fluvial le chenal du Couesnon peut migrer vers une position plus méridienne avec un chenal plus rectiligne. Il semblerait que le temps de réponse du Couesnon à cette augmentation du débit fluvial soit annuel, voire pluriannuel. Par contre, lors du passage d'un débit fluvial fort à faible, la réaction du chenal est immédiate : sa sinusoïté augmente aussitôt. La durée des périodes de crue influence aussi le comportement du Couesnon.

Les vents sont souvent de secteur SW, ce qui pourrait induire une agitation notable juste au Nord du Mont-Saint-Michel. Ce secteur SW peut renforcer l'action du débit fluvial. Il existe des périodes où les vents sont forts (1993-1994, 1994-05/1995, 1997-1999 et 2000-2001). A l'exception de la période 1997-1999, ces épisodes très venteux sont accompagnés d'une migration rapide du chenal du Couesnon. Cependant, les directions du vent et de migration du chenal diffèrent le plus souvent. Les bonnes brises, et à fortiori celles de SW, permettent une meilleure remise en suspension des sédiments grâce à l'agitation locale induite. Cette agitation est un facteur de déstabilisation des fonds sédimentaires.

Ces vents induisent une agitation locale potentielle qui contribue aux grandes vitesses de migration du chenal observées.

Cette étude temporellement plus fine permet de mettre en avant la complexité des paramètres internes et externes qui interagissent sur la position du chenal du Couesnon. Cela souligne aussi les limites de la méthode des points métriques, avec une impossibilité de traiter un chenal digité. La nécessité d'avoir un pas d'échantillonnage temporellement plus fin pour l'imagerie est mise en avant.

II.5 : Bilan de la période 1969 – février 2009

Durant le fonctionnement de l'ancien barrage de la Caserne, le chenal du Couesnon sur la slikke a été très mobile. Généralement avec un tracé orienté vers le NNW, fortement contrôlé par le débit fluvial, il a divagué d'Ouest en Est, et inversement, à plusieurs reprises.

Cette migration est le résultat d'un équilibre et d'une combinaison de différents paramètres, plutôt que le fait d'un seul processus.

La marée, notamment au travers le cycle à 18,6 ans, semble être le processus de base qui génère le balayage « W-E » du chenal du Couesnon au Nord du Mont-Saint-Michel. Un apport de sédiments en provenance de l'Ouest du système en phase ascendante du cycle de Saros peut contraindre le chenal à divaguer vers l'Est. En phase descendante, le chenal peut être contraint par d'autres paramètres, et peut donc se déplacer vers une position plus méridienne, voire plus à l'Ouest.

Le débit fluvial participe au contrôle de la forme du chenal. Le Couesnon est plus rectiligne lorsque le débit fluvial est important et son tracé suit un axe globalement N-S. Un gradient négatif du débit fluvial (passage de fort à faible) entraîne une réponse très réactive de la part du Couesnon, mais plus lente pour un gradient positif.

Les conditions météorologiques ont un impact sur l'agitation, et donc la remise en suspension des sédiments, selon la direction des vents. C'est un facteur qui renforce l'action de la marée en phase ascendante du cycle de Saros. Les fortes vitesses de migration du chenal sont notamment remarquées lors de nombreux et/ou forts vents de SW.

Il ressort également de l'analyse sur la période 1969-2009 la nécessité d'avoir un échantillonnage plus fin dans l'acquisition des images pour mieux comprendre l'impact de chaque processus sur tel mouvement. La période suivante, de février 2009 à novembre 2010 est échantillonnée tous les un à

deux mois à défaut d'une autorisation pour la pose de caméras au Nord du Mont-Saint-Michel qui aurait permis une acquisition à plus haute fréquence.

III - De février 2009 à novembre 2010

Cette dernière période aborde la dynamique du Couesnon après la mise en fonction du nouveau barrage de la Caserne. La marée peut de nouveau pénétrer dans le chenal du Couesnon, et des chasses hydrauliques sont fonctionnelles. De nombreuses modifications morphologiques sont attendues, notamment l'érosion des schorres est et ouest suite à la réalisation barrage (Annexe III).

III.1 : Description des évolutions morphologiques

Sur cette dernière période étudiée, il n'existe pas de photographies aériennes dans la banque de données IGN ou d'images satellitaires. Les différentes positions du chenal du Couesnon, ont été extraites des relevés topographiques réalisés durant ce travail de thèse. Les limites eau-sable ont été extraites des MNTs en utilisant la cote altimétrique 3,5 m IGN69 ; altitude moyenne du plan d'eau au niveau du barrage de la Caserne.

Ces relevés topographiques ont été effectués sur deux surfaces différentes :

- une première surface de 800 m de rayon autour du Mont-Saint-Michel avec un laser terrestre installé dans le clocher du monument. La portée théorique de l'instrument (RIEGL LMS Z620) de 1200 m est réduite à 800 m au Nord du Mont-Saint-Michel en raison de la forte teneur en eau du sol scanné. Ces relevés ont été réalisés par la société ATM3D, à raison d'un levé tous les deux mois environ. Après un filtrage altimétrique des données fixé à 12 m IGN69, la société ATM3D a produit deux maillages à 0,2 et 0,5 m. Un MNT avec une maille de 1 m est ensuite réalisé avec la méthode d'interpolation par krigeage.
- une seconde surface sur l'étendue de la Petite Baie (52 km²) avec un LiDAR aéroporté dans le cadre du projet CLAREC (Contrôle Laser Aéroporté des Risques Environnementaux Côtiers). Un relevé topographique est réalisé tous les six mois environ. Un MNT avec un maillage à 1 m

est issu de ces relevés. Des zones sont ensuite découpées pour l'analyse morphosédimentaire qui fera l'objet de la troisième partie de ce mémoire.

Le Tableau 17 présente les différentes sources de données.

Date	Source
12/02/2009	LIDAR
09/07/2009	Laser terrestre
04/08/2009	Laser terrestre
21/09/2009	LIDAR
28/10/2009	Laser terrestre
26/01/2010	Laser terrestre
10/03/2010	Laser terrestre
18/04/2010	LIDAR
07/05/2010	Laser terrestre
06/07/2010	Laser terrestre
22/09/2010	LIDAR
16/11/2010	Laser terrestre

Tableau 17 : Sources des données topographiques pour la période 2009 – 2010.

Les différentes entités schorre ouest, schorre est ont été extraites des MNT. La cote 6 m IGN69, correspondant à l'altitude de croissance du schorre établi, est utilisée pour cette extraction. Ces données forment une continuité avec le travail réalisé antérieurement par Desguée (2008). Les résultats relatifs à la progression des schorres sont présentés en Annexe III.

Le relevé du mois de février 2009 correspond à l'état initial de la période considérée. Il s'agit du dernier relevé topographique réalisé avant la mise en service du barrage en mai 2009. A partir de cette date, le débit fluvial naturel du Couesnon n'agit plus directement sur le système. Ce sont des chasses hydrauliques contrôlées au niveau du barrage, qui remplacent la dynamique fluviale naturelle.

Au SW du Mont-Saint-Michel, le chenal du Couesnon passe à marée basse autour d'un banc, qui croît progressivement. (Rappel : si les deux passes sont en eau, la ligne médiane extraite du chenal du Couesnon est positionnée au centre de ce banc). La plupart du temps, la passe la plus proche du Mont est la plus ennoyée. Cependant, en juillet 2009, c'est la passe la plus proche du schorre ouest qui était la plus ennoyée, tout comme en 1992.

Durant cette période, le chenal se déplace d'Ouest en Est (Fig. 49). Une fois le Couesnon positionné dans un axe WSW-ENE, dès juillet 2009, sa sinuosité augmente globalement, tout en conservant cet axe. Dès lors, l'avancée et la croissance du banc au Nord du Mont semble contraindre fortement la

position de la rivière. Même si la position de la ligne médiane du Couesnon de novembre 2010 est très à l'Est, elle n'atteint toutefois pas celle de 1995.

III.2 : Etude de la vitesse de migration

III.2.1 : Méthode

Tout comme pour la période précédente, la méthode des points métriques a été utilisée pour quantifier les migrations de la rivière d'un levé topographique à un autre. D'abord sur la partie contrainte du Couesnon, entre pm1000 et pm3000, puis dans la partie libre de divagation, entre les pm3000 et pm3700.

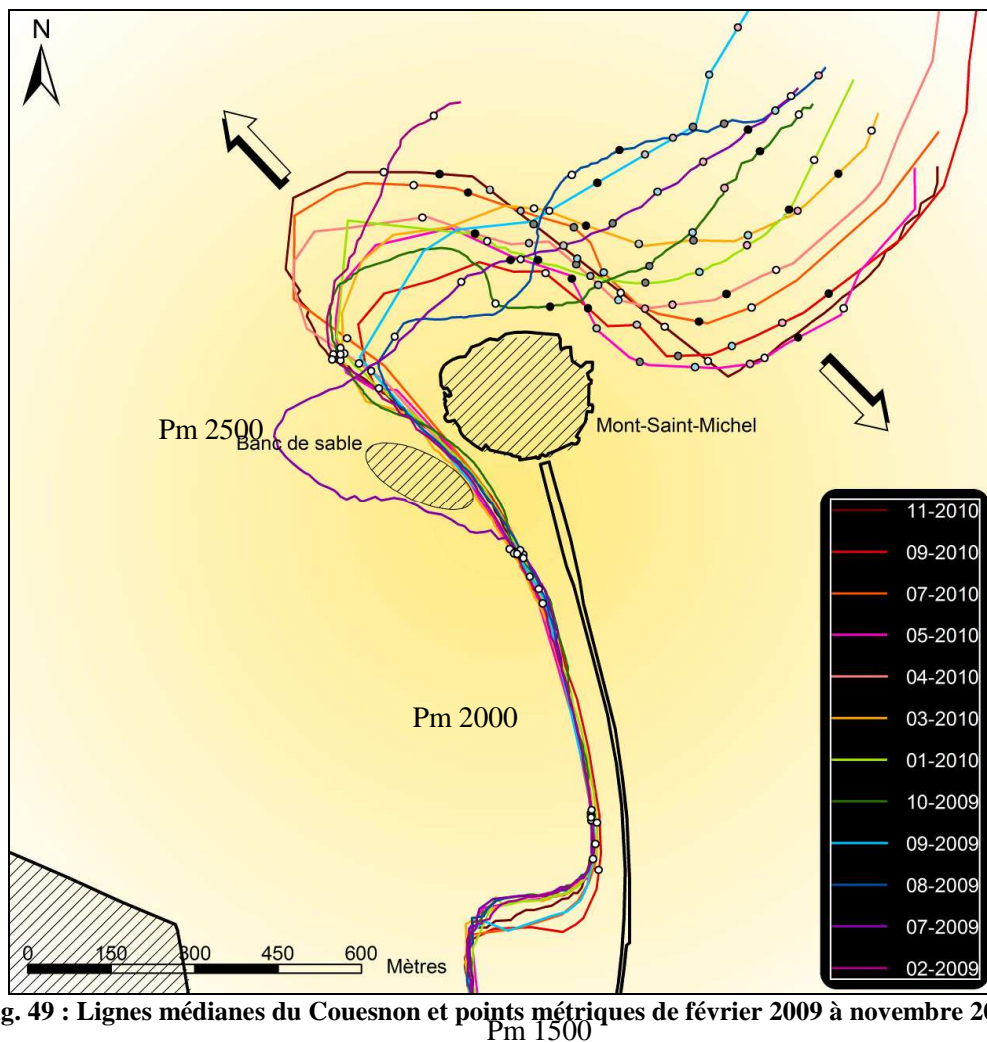


Fig. 49 : Lignes médianes du Couesnon et points métriques de février 2009 à novembre 2010.

III.2.2 : Résultats dans la partie canalisée

L'évolution de la vitesse de migration à chaque point métrique est représentée sur la Fig. 50. On observe deux types de comportement :

- du pm1000 au pm2000 la rivière est plus mobile entre août et octobre 2009, mars et mai 2010, juillet et novembre 2010. La vitesse maximale de migration est de 86 m/mois (1030 m/an), entre septembre et octobre 2009 au pm2000, et elle est minimale avec une migration de 0,6 m/mois (7 m/an) entre février et juillet 2009 au pm1000. Les vitesses moyennes de migration sont de 36 m/mois (430 m/an).
- du pm2500 au pm3000, le chenal divague plus librement ; il présente des mobilités plus importantes entre juillet et août 2009, septembre et octobre 2009, mars et avril 2010 et entre septembre et novembre 2010. Aux pm2500 et pm3000, la vitesse maximale de migration est de 3660 m/an (soit 305 m/mois, entre juillet et août 2009 : pm2500), et la minimale de 15 m/mois (soit 180 m/an, entre mai et juillet 2010 : pm2500). Quant à la vitesse moyenne, elle est de 102 m/mois (1220 m/an).

La vitesse de migration du chenal a aussi été calculée entre février 2009 et novembre 2011 à partir des relevés les plus récents disponibles. Elle est de 0,3 m/mois (3 m/an) en moyenne pour les points métriques 1000 à 2000 ; et de 7 m/mois (90 m/an) en moyenne pour le point métrique 2500.

Ces vitesses de migration ont été représentées sous forme de vecteurs vitesse pour mieux apprécier la migration latérale du chenal (Fig. 51). Dans la partie contrainte par les schorres, les directions de ces vecteurs vitesse s'inversent d'une période à l'autre et sont quasiment les mêmes d'un point métrique à un autre. Pour ces points métriques, la migration latérale est réduite par rapport à la migration longitudinale.

III.2.3 : Discussion à propos des divagations dans le schorre

Sur cette partie du chenal du Couesnon, fortement contrainte par le schorre, il existe des périodes où la vitesse de migration est plus importante que la moyenne. Ces phases peuvent être expliquées par des changements de position du lit du chenal : basculant d'une passe à une autre autour d'un banc. C'est notamment le cas entre février et août 2009, où le chenal occupait la passe la plus proche du schorre

ouest en juillet 2009. L'analyse des processus concomitants à cette période permet de discriminer les facteurs pouvant être à l'origine de ces importantes vitesses.

Sur la période février 2009-novembre 2010, les vitesses moyennes entre deux dates des points métriques 1000 à 2000 sont neuf fois plus importantes que celles relevées durant la période 1969-2009. Quant à celles des points métriques 2500 et 3000, elles le sont de 3,7 fois. Cependant, les vitesses moyennes de l'ensemble des points métriques sur la période totale février 2009-novembre 2010 sont 10 fois plus petites que celles de la période 1969-2009 pour les points métriques 1000 à 2000, et du même ordre pour les points métriques 2500 et 3000. L'augmentation des vitesses par rapport à la période 1969-2009 est donc imputée à un facteur d'échelle : diminuer la fréquence d'acquisition lisse les vitesses de migration du chenal.

Les taux de migration latérale entre février 2009 et novembre 2010 sont nettement supérieurs à ceux de la littérature, et s'approchent de ceux des rivières pour les points métriques 1000 à 2500. Ces migrations latérales changent régulièrement de sens, et de façon alternée.

De plus, la somme des composantes Ouest-Est des vitesses de migration sur la période 2009-2010 est quasi nulle. Toutefois, il existe une légère migration générale vers l'Est. Le chenal du Couesnon semble donc mobile autour d'une position moyenne.

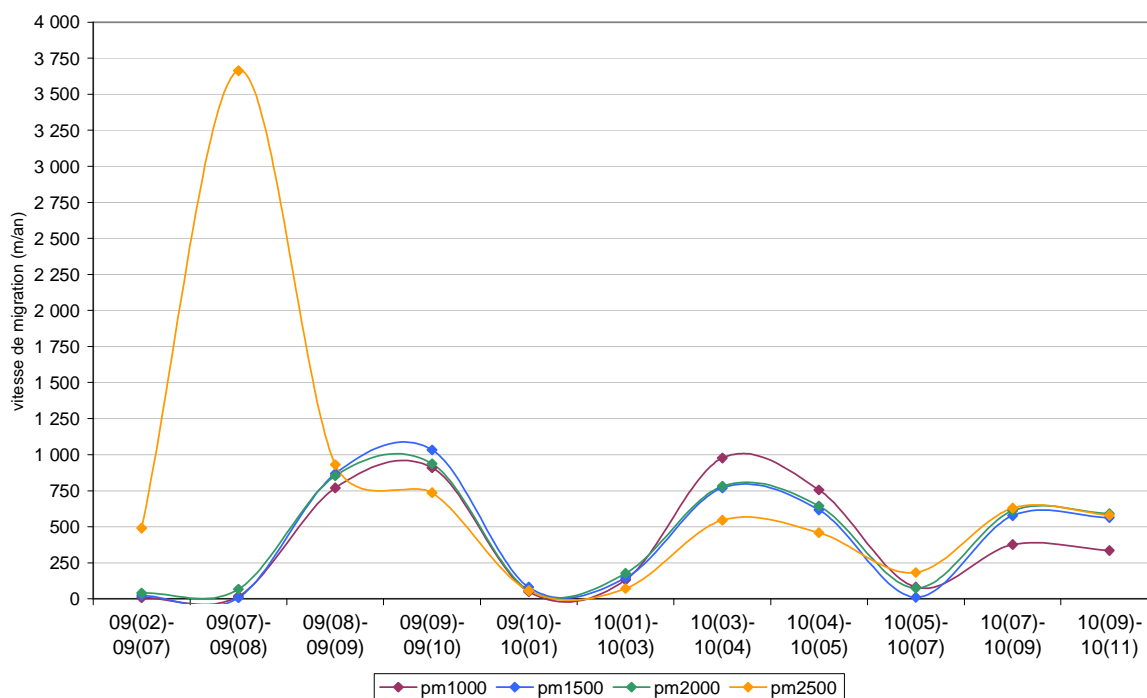


Fig. 50 : Vitesse de migration (m/an) entre chaque période aux pm1000, pm1500, pm2000 et pm2500.

Le point métrique 2500, à l'WNW du Mont, n'a pas tout à fait le même comportement que le point métrique 3000. Il se comporte de manière similaire de février à septembre 2009, puis l'évolution de sa mobilité ressemble à celle des points métriques inférieurs, tant en termes d'allure que de vitesse. Ce comportement contraint est probablement dû à une augmentation des dépôts sédimentaires dans cette zone. Ce point métrique fait la liaison entre le comportement contraint du chenal dans le schorre et la dynamique plus mobile sur la slikke.

L'augmentation de la fréquence d'acquisition des données permet de saisir des mobilités qui sont lissées avec un pas d'échantillonnage plus grand. La vitesse moyenne de migration du chenal sur cette période d'analyse, dans la partie contrainte du chenal, est inférieure à la moyenne de la vitesse de migration de la période 1969-2009.

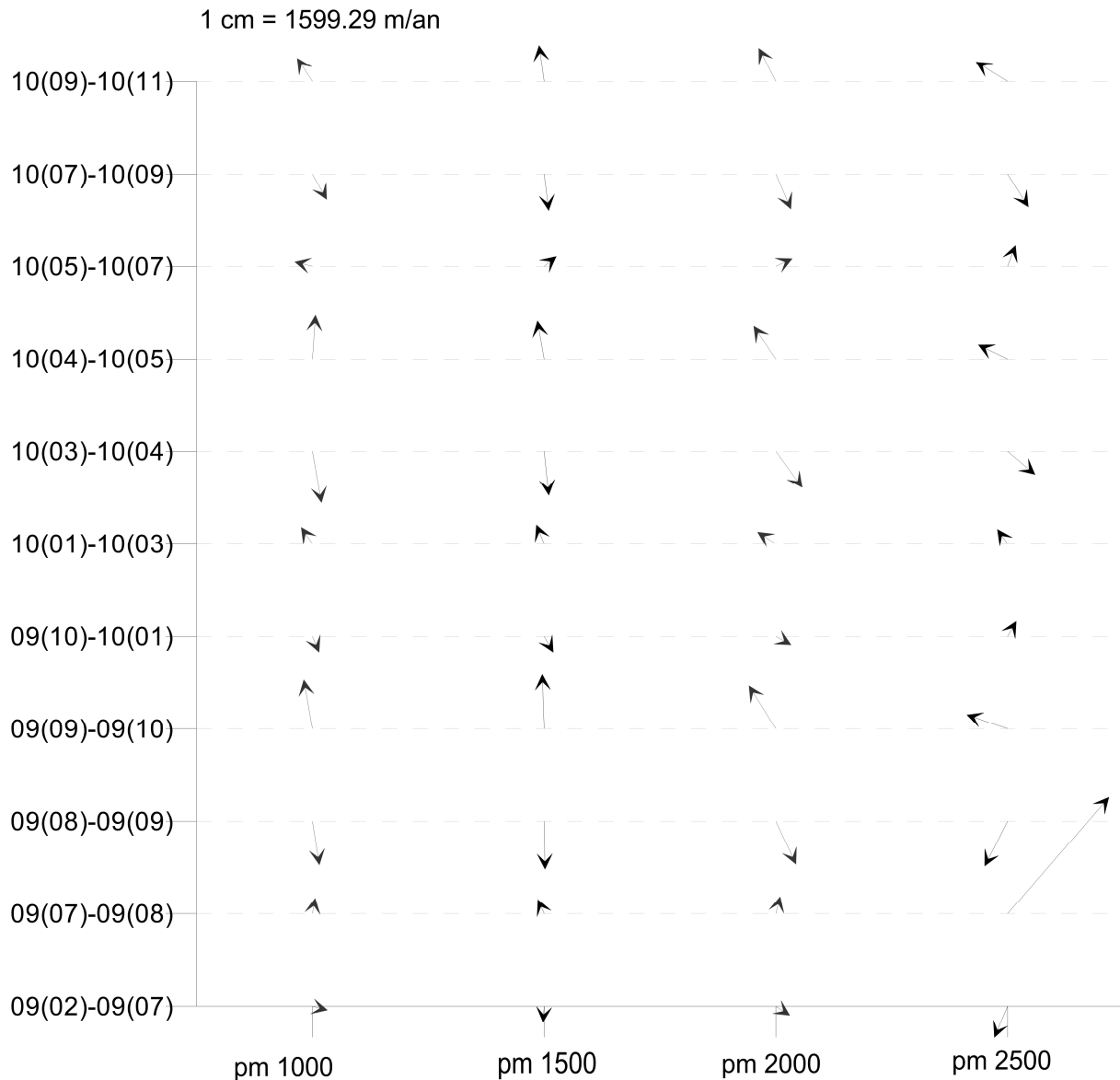


Fig. 51 : Vecteurs vitesse de migration en m/an du point métrique 1000 au point métrique 2500

III.2.4 : Résultats sur la slikke

L'analyse des six points métriques sur la slikke, du pm3000 au pm3700, montre une augmentation, non régulière, de la sinusoïté. Le premier méandre commence aux environs du pm2400 et se termine vers le pm3400.

Les pm3000 à pm3700 présentent la même allure d'évolution des vitesses de mobilité (Fig. 50). Pour ces points métriques, les périodes les plus mobiles sont : entre juillet et août 2009, entre septembre et octobre 2009 et, entre mars et mai 2010. Cette partie libre de divagation de la rivière présente des vitesses de migrations de 125 à 315 m/mois (soit de 1500 à 3800 m/an).

Sur la période février 2009-novembre 2010, la vitesse moyenne des points métriques 3000 à 3700 est de 16 m/mois (194 m/an).

Ces vitesses de migration ont ensuite été représentées sous forme de vecteur pour mieux apprécier les composantes W-E et N-S des mouvements du chenal (Fig. 53). Les données recueillies permettent d'aller jusqu'au pm3700, le second méandre se finissant vers le pm3800. L'importante migration vers le NE de la rivière entre juillet et août 2009, vers le Sud entre septembre et octobre 2009, vers le SW entre mars et avril 2010, et vers le SE entre avril et mai sont mises en avant. S'agissant de la migration entre septembre et octobre 2009, le mouvement vers le Sud est remarquable. La vitesse élevée de

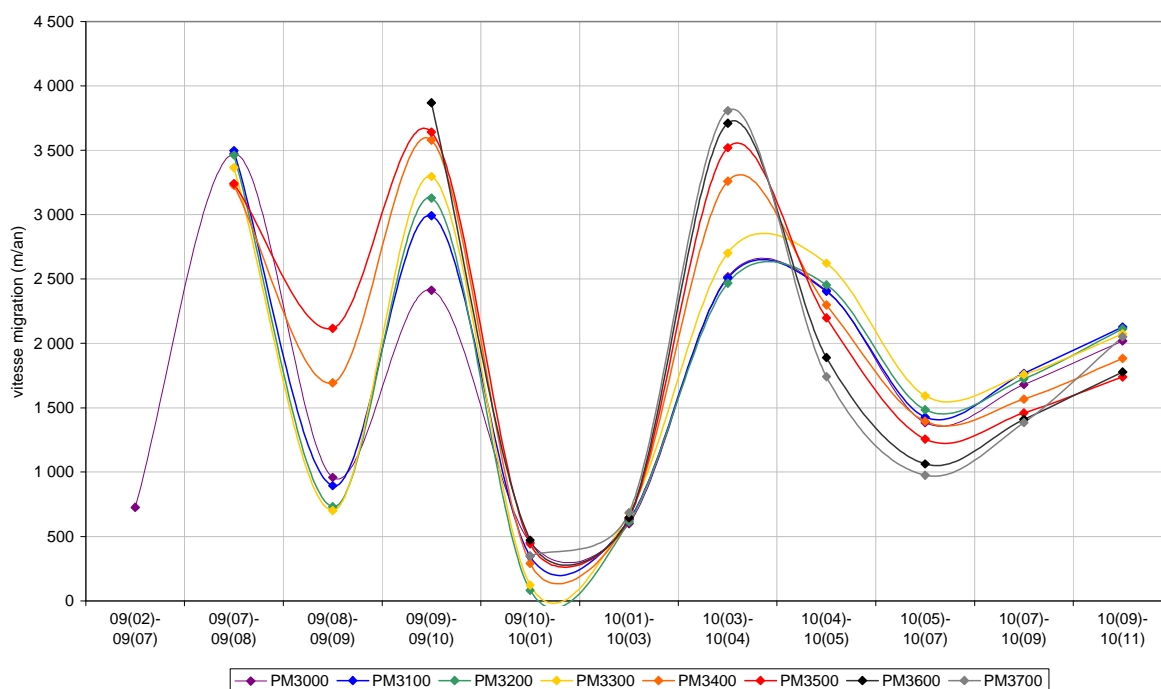


Fig. 52 : Vitesse de migration (m/an) sur chaque période aux points pm3000, pm3100, pm3200, pm3300, pm3400, pm3500, pm3600 et pm3700.

migration de mars à avril 2010 est dirigée vers l'Ouest au pm3000 puis tourne vers le Sud jusqu'au pm3700.

La Fig. 49 montre l'accroissement non régulier de l'amplitude des méandres. Alors que la tendance générale est à l'augmentation de la sinusoïté, cette dernière peut diminuer entre certaines périodes.

L'analyse des points métriques permet de déterminer leur direction « tendance » de migration (Fig. 54), en calculant une régression linéaire des différentes positions de chaque point métrique. Cette tendance correspond à une rotation du NW-SE vers le SW-NE de l'axe du chenal tandis que les points métriques s'éloignent de l'origine. Le point d'inflexion entre les deux méandres se situant aux alentours du pm3400, se déplace vers l'WSW.

III.2.5 : Discussion à propos des divagations sur la slikke

Tout comme sur la partie contrainte par le schorre, les déplacements du Couesnon présentent des périodes de fortes vitesses de migration. Sur la slikke, celles-ci sont légèrement différentes de la partie divagant dans le schorre et sont assez semblables d'un point métrique à un autre.

Les vitesses maximales de migration du chenal du Couesnon sur la slikke sont environ 15 fois supérieures à celles calculées pour les points métriques 1000 à 2000. Elles sont aussi cinq fois plus importantes que celles calculées sur la slikke lors de la période 1969-2009, avant la mise en fonction du nouveau barrage. Cependant, sur la période juillet 2009-novembre 2010, la vitesse de migration moyenne des points métriques 3000 à 3700 est 1,5 fois plus faible que celle de la période 1969-2009. Tout comme pour la partie canalisée, la raison de l'augmentation notable des vitesses de migration calculées entre deux levés est donc imputée à la fréquence d'échantillonnage.

Cette troisième période d'analyse permet d'observer plus finement la méandrisation du chenal, la fréquence d'acquisition étant plus élevée avec des données tous les un ou deux mois. Dans le premier méandre, encerclant le Mont, la composante WNW du mouvement apparaît comme la plus importante, alors que pour le second méandre (Fig. 54, flèche noire), la rotation de la direction préférentielle des points métriques indique une tendance vers le SW (Fig. 54, flèche rouge). Des point métriques supérieurs à 3700 montreraient une tendance de direction de migration de ces points serait vers le SSE (Fig. 54, flèche rouge pointillée). Cela montre bien que le Couesnon migre vers le NW pour le premier méandre et vers le SE pour le second (Fig. 49). L'augmentation de la sinusoïté peut donc être qualifiée avec la méthode des points métriques.

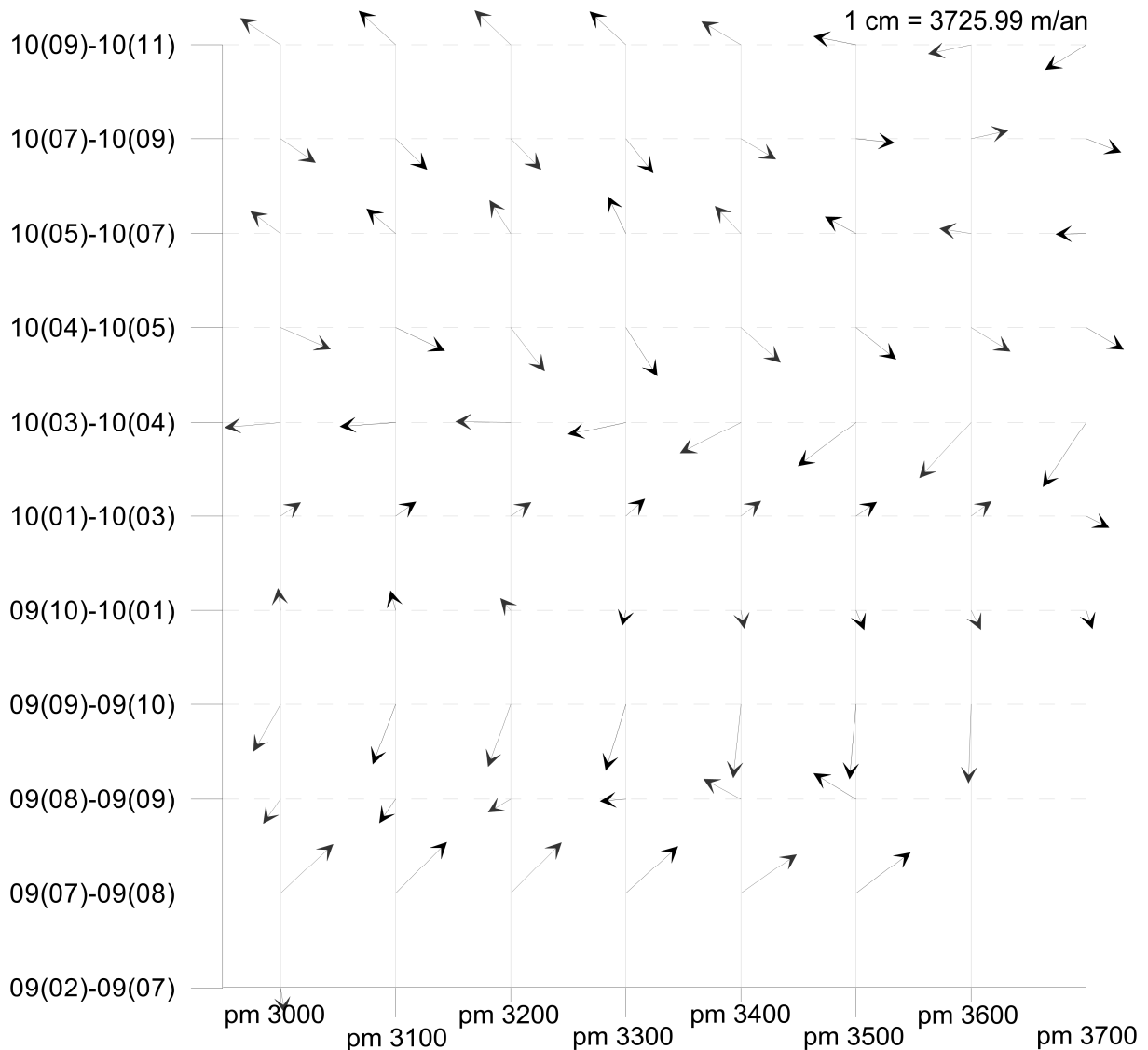


Fig. 53 : Vitesse de migration en m/an du point métrique 3000 au point métrique 3700

Tout comme dans le schorre, la migration autour d'une position, plus ou moins fixe, au sein d'un même méandre est visible grâce à l'alternance des directions prises par les différents points métriques d'une période sur l'autre : soit la direction Est devient Ouest (et inversement), soit la direction Nord devient Sud (et inversement), soit les deux changent.

L'analyse de la divagation du Couesnon, à cette fréquence d'acquisition, sur la slikke, permet d'observer finement le comportement du chenal avec un mouvement général vers l'Est. Elle affirme la nécessité d'une observation à haute fréquence pour étudier le phénomène de divagation du Couesnon. Une migration globale similaire s'est produite autour de l'année 1995.

Afin de trouver une (ou des) cause(s) aux différentes migrations, la partie suivante explore les différents processus hydrodynamiques ayant eu lieu au cours de la même période.

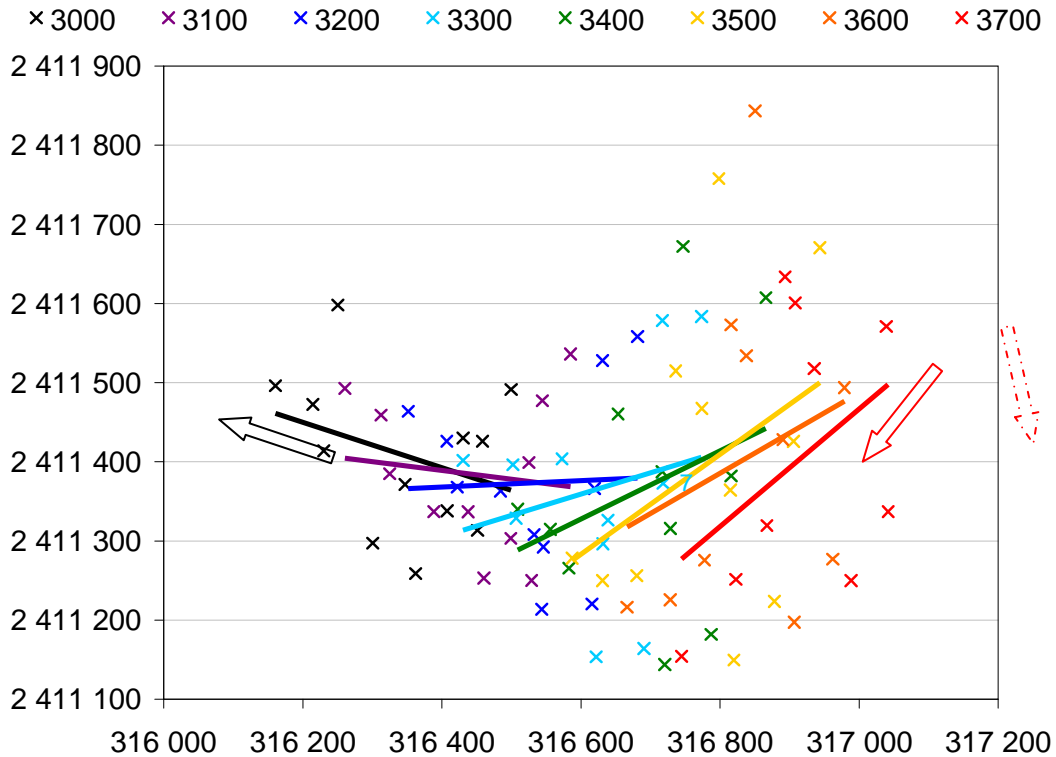


Fig. 54 : Tendance des directions prises par les points métriques 3000 à 3700 (régression linéaire).

III.3 : Processus concomitants aux migrations importants du Couesnon

Le chapitre précédent a permis d'observer les mouvements du Couesnon entre février 2009 et novembre 2010, et a mis en évidence les phases de forte mobilité.

Sur la période considérée, d'un peu plus d'un an et demi, il n'y a pas d'inversion du mouvement global du chenal. Celui-ci se dirige vers le NW pour le premier méandre, vers le SE pour le second, révélant une augmentation de sa sinusoïté.

Les périodes de grande mobilité sont différentes entre la partie contrainte par le schorre et celle sur la slikke, les périodes les plus remarquables étant celles d'août à octobre 2009, de mars à mai 2010, de juillet à novembre 2010, pour la partie contrainte du chenal et de juillet à août 2009, de septembre à octobre 2009 et de mars à mai 2010 pour la partie sur la slikke (excepté les pm3600 et pm3700).

Afin d'appréhender les conditions à l'origine de ces rapides migrations du chenal, différents forçages ont été étudiés. Ces forçages sont repris dans l'Annexe II selon la période entre deux relevés topographiques.

III.3.1 : Données météorologiques

Le type de données météorologiques utilisé est identique à celui de la période précédente. Il s'agit de la vitesse et de la direction tri-horaire du vent issu de la station météorologique de Dinard.

Les roses des vents sur les différentes périodes de février 2009 à novembre 2010 ont été réalisées (Fig. 56 et Fig. 57) et sont détaillées dans le Tableau 18.

Les conditions météorologiques ont été très contrastées lors des années 2009 et 2010. Le secteur SW domine, quelle que soit la saison, alors que le secteur SE est très peu représenté. Il y a eu aussi des périodes de forts vents en provenance du NE (août à septembre 2009 et mars à juillet 2010). Concernant les vents tri-horaires supérieurs à 8 m/s, ils sont supérieurs à la moyenne à la fin de l'automne 2010, et très supérieurs à la moyenne de la mi-automne 2009 à la mi-printemps 2010. Ces périodes sont quasi-similaires à celles où les « bonnes brises » soufflent pendant 12 heures ou plus. Souvent, elles correspondent avec des forts vents de NE.

Période	Vents forts	Vents nombreux	% supérieur à 8 m/s (% de bonne brise)
12/02/09–09/07/09	WNW à NW	Tous secteurs sauf quart SE	17 (4)
09/07/09–04/08/09	SSW et WNW	WSW à S	19 (4)
04/08/09–21/09/09	SSW, NE et WNW	NNW, SW et NE	17 (6)
21/09/09–28/10/09	SW	SW à S et N à NE	3 (0)
28/10/09–26/01/10	WSW à S et NNE	WSW à S	36 (9)
26/01/10–10/03/10	WSW à S et N	WSW à S	37 (8)
10/03/10–18/04/10	NNE à NE et NW	NNE à E	44 (13)
18/04/10–07/05/10	N à NE	N à NE et SW	16 (5)
07/05/10–06/07/10	N à NE	WNW à ENE	12 (2)
06/07/10–22/09/10	SW et NW	SW et NW	12 (1)
22/09/10–16/11/10	WSW à S et N	WSW à SSW	23 (5)

Tableau 18 : Bilan des conditions météorologiques entre chaque période. Le vent souffle pendant au moins 12 heures pour la bonne brise.

Les périodes très mobiles du chenal du Couesnon s'observent à la fois lors de périodes de vent calme de SW (septembre-octobre 2009) ou au contraire très venteuses de NE (mars-avril 2010). Alors que de faibles vitesses de migration sont observées lors de périodes de vents intenses de SW (octobre 2009 à mars 2010). La vitesse de migration ne semble donc pas liée à la direction de provenance des vents, ni par leur intensité, à cette échelle de temps.

III.3.2 – Courantologie et agitation aux abords du Mont-Saint-Michel

Le courantomètre S4DW (InterOcean systems) utilisé lors de la période précédente a été retiré de sa position (316500.774 ; 2411531.45 – Lambert II étendu) le 13/01/2009 ; l'appareil sous 0,5 m de tange risquait d'être perdu. Le 28/01/2009, il fut réinstallé aux coordonnées (N48°38.411' ; W1°30.628' – WGS84) avec un nouveau système de potence (Fig. 55). Sa programmation est identique à la période d'étude précédente (années 2007 à 2009), à savoir neuf minutes toutes les 30 minutes.

Les courants mesurés montrent des directions du flot et du jusant (Fig. 58) qui respectent l'orientation du chenal du Couesnon. Ainsi, le flot arrive par le NE vers le SW et le jusant ressort vers le NE. Le courant de flot élargit sa gamme de directions ainsi que son intensité au cours de l'année 2010, au détriment du courant de jusant (très faible en septembre-novembre 2010). Cette asymétrie peut permettre d'éroder davantage de sédiments au flot, principalement dans le chenal, qui ne seront pas repris au jusant. La remobilisation des sédiments dans le système est importante. Ces conclusions sont cependant à nuancer, l'instrument étant localisé en un point, plus ou moins proche du chenal selon les périodes, plus ou moins abrité par le grand banc de l'Ouest et à une distance du fond variable.

Les roses de courants illustrent l'augmentation de sinusoïté du chenal. Ces courants précisent les directions prises par le chenal du Couesnon ; ils tournent (passage de NE à ESE du courant de jusant) autour du point d'inflexion des deux méandres lorsque la sinusoïté augmente. L'élargissement de la gamme de directions prises par les courants semble illustrer l'augmentation de la surface occupée par le Couesnon (observations terrain).



Fig. 55 : Nouvelle structure du courantomètre S4DW et situation sur le terrain.

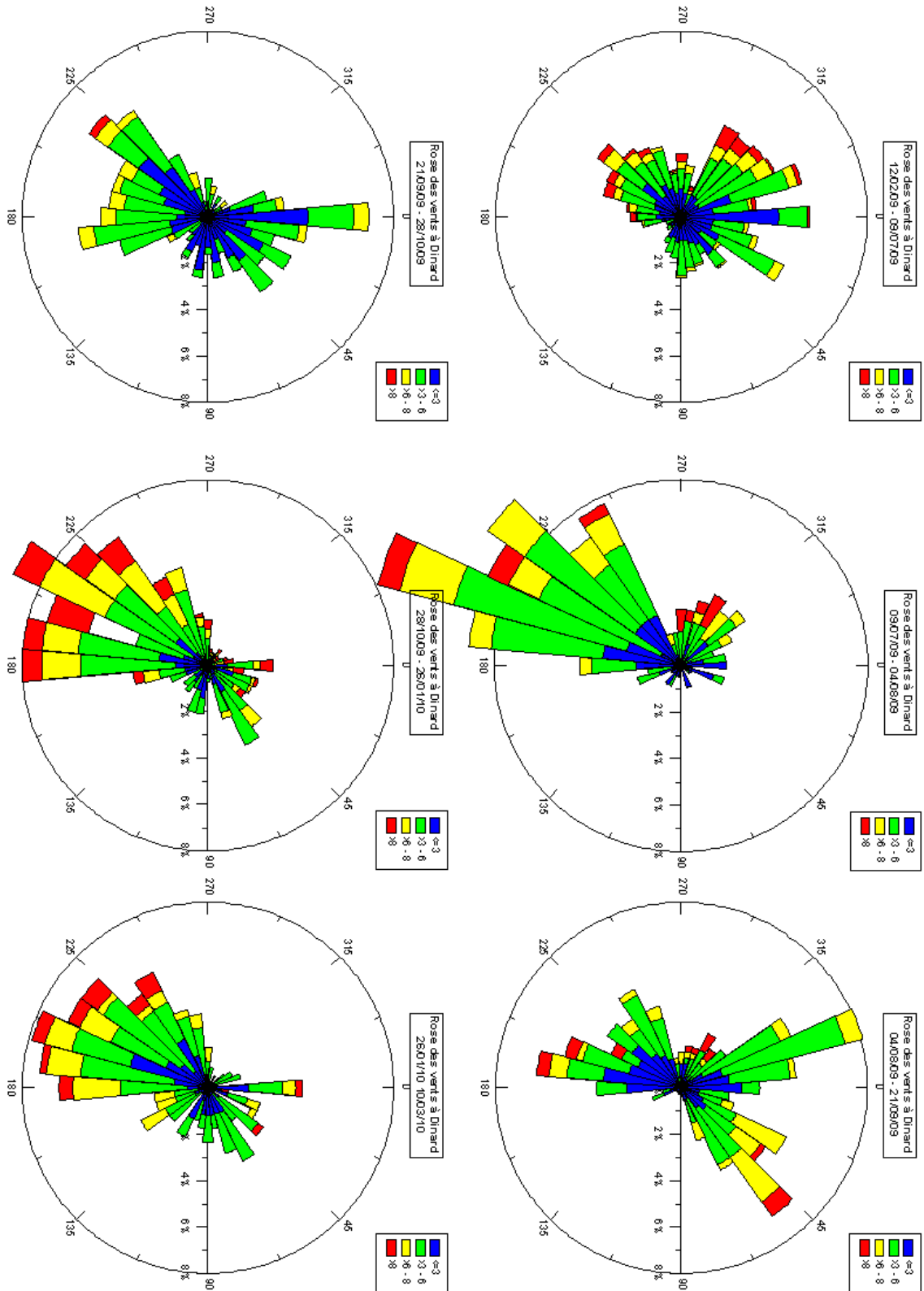


Fig. 56 : Roses des vents à la station météorologique de Dinard, pour les périodes février-juillet 2009, juillet-août 2009, août-septembre 2009, septembre-octobre 2009, octobre 2009-janvier 2010 et janvier-mars 2010.

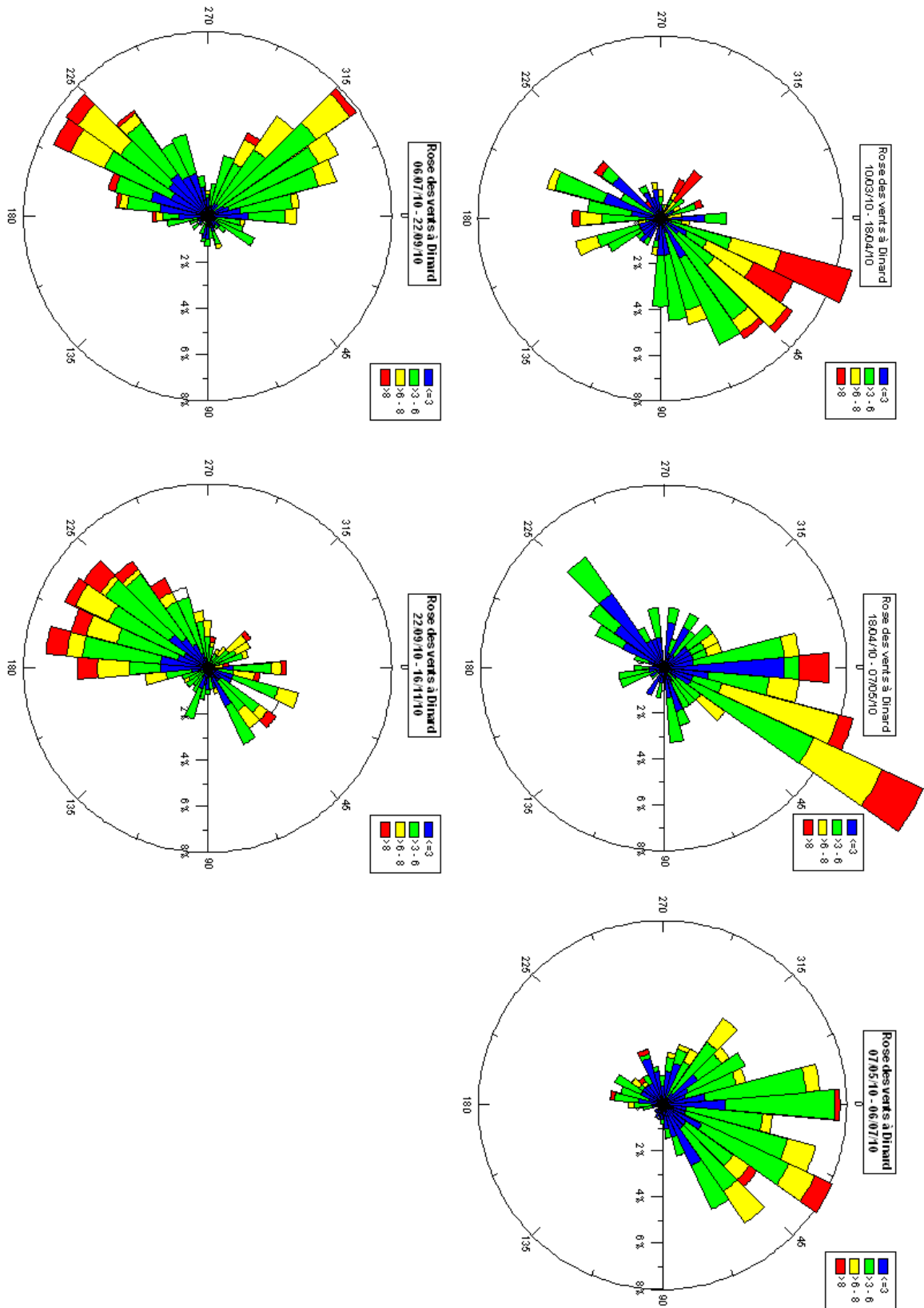


Fig. 57 : Roses des vents à la station météorologique de Dinard pour les périodes mars-avril 2010, avril-mai 2010, mai-juillet 2010, juillet-septembre 2010 et septembre-novembre 2010.

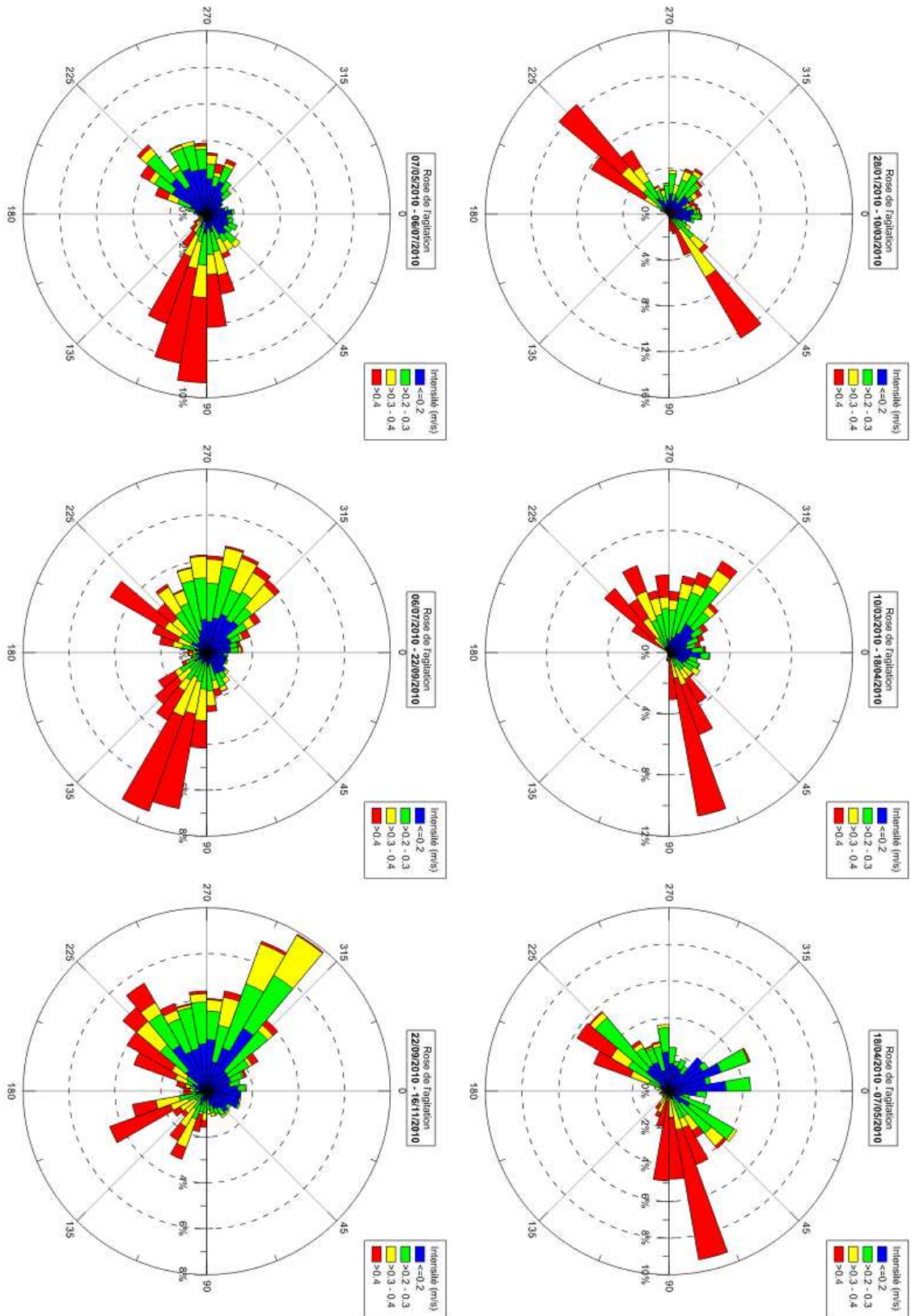


Fig. 58 : Vitesse et direction des courants au nord du Mont-Saint-Michel entre chaque levé topographique.

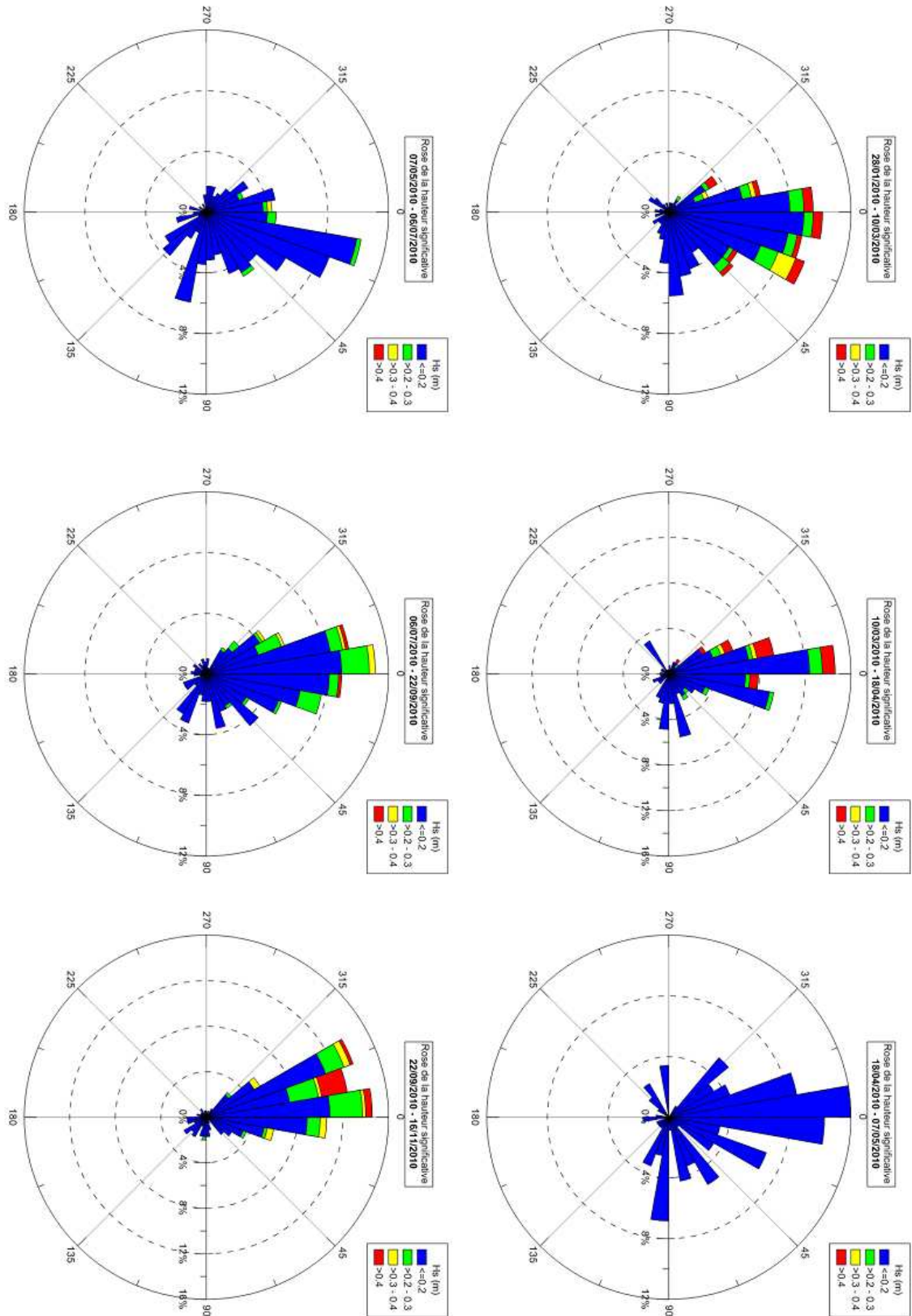


Fig. 59 : Hauteur significative de l'agitation selon la direction de provenance au nord du Mont-Saint-Michel entre chaque levé topographique.

Les roses d'agitation issues des mesures montrent une très faible composante Sud, où se situe le Mont-Saint-Michel, alors que de mars à juillet 2010 une mer de vent est présente (64% des données, et Hs moyen = 0,05 m). Les autres périodes sont caractérisées par des hauteurs relativement plus grandes (Hs > 0,09 m), en provenance du NNW, ou ayant un spectre plus élargi, de quadrant Nord, pour la période janvier à mars 2010. Les vagues les plus hautes (Hs > 0,4 m) sont observées au cours de l'hiver et de l'automne. Les données d'agitation sont souvent bien corrélées avec les données météorologiques, même si leur relation n'est pas évidente. Concernant la hauteur significative, les vagues sont plus hautes lors des périodes venteuses comme mars-avril 2010 et septembre-novembre 2010 par exemple.

L'étude des courants grâce au S4DW permet de voir que ceux-ci sont principalement contrôlés et contraints par la topographie et l'emplacement du chenal. Leur impact sur les divagations du Couesnon semble donc plus être la conséquence que la cause.

L'agitation joue un rôle certain dans l'érosion des petits fonds, le transport sédimentaire et le sapement des berges. Leur influence sera étudiée plus en détail dans la Partie III traitant de l'évolution des fonds sédimentaires aux abords du Mont-Saint-Michel, et dans la Petite Baie plus généralement.

III.3.3 : Débit fluvial - les chasses au niveau du barrage de la Caserne -

Le nouveau barrage de la Caserne, mis en service en mai 2009, est la pièce maîtresse des ouvrages réalisés dans le cadre du projet de Rétablissement du Caractère Maritime du Mont-Saint-Michel. L'objectif de cet ouvrage, dont la longueur de la section utile est passée de 50 à 200 m, est de réaliser des chasses hydrauliques conduisant à abaisser les fonds sédimentaires aux abords du Mont. Six heures après la pleine mer, 70 000 à 700 000 m³ d'eau stockée en amont (rivière et Anse de Moidrey) seront évacués, avec un objectif de débit maximum de 100 m³/s, sur une durée de 0,5 à 3h, à partir d'octobre 2009, lorsque les tests de bonne tenue de l'ouvrage ont été validés. Ces tests, réalisés entre mai et septembre 2009, consistent à réaliser 100 cycles de chasses (lâcher d'eau six heures après la pleine mer, atteignant la valeur seuil de 100 m³/s au bout de 20 min), sur une durée de 2 à 5h selon le volume stocké en amont. Le fonctionnement complet du barrage est détaillé en Annexe VI.

Les données de débit du barrage acquises au niveau de l'automate programmable ont été obtenues auprès du Syndicat Mixte de la Baie du Mont-Saint-Michel. Ces données ne sont pas complètes, l'automate n'a pas enregistré tous les paramètres mesurés au début de la mise en fonction du barrage, et certaines données ont pu être écrasées (problème de mémoire) ou sont même parfois erronées (ex. : 167 m³/s le 02/05/2010).

Le débit issu des chasses hydrauliques est le paramètre le plus à même de déstabiliser les berges du chenal ainsi que la topographie des fonds, à cette échelle de temps, entre février 2009 et novembre 2010. En effet, la contrainte exercée par le courant sur les berges permet de les éroder et de modifier le profil en long de la rivière. De plus, un débit important est plus compétent pour évacuer les sédiments en dehors du système, du moins au-delà du Mont. Plus cet important débit est tenu longtemps, plus la chasse sera à priori efficace. Une chasse longue et atteignant le débit seuil de 100 m³/s est ici nommée « potentiellement élevée ».

Les débits instantanés ont été repris utilisés de déterminer leur impact sur le comportement migratoire du chenal du Couesnon. Ils ont été qualifiés sur chaque période, entre chaque levé topographique, selon leur intensité (Fig. 60). A noter que la qualité des données de débit fait que ces résultats sont à prendre avec précaution. Environ 30% des chasses sont inférieures au seuil de 50 m³/s, 70% de 90 m³/s et 80% de 100 m³/s, seuil maximum recherché dans le cahier des charges du barrage. Puis les chasses ont été comparées selon leur intensité et leur durée (Fig. 61). La durée d'une chasse correspond au temps entre un débit sortant du barrage passant d'une valeur nulle à non nulle, et un débit sortant du barrage passant d'une valeur non nulle à nulle. Les chasses atteignant la valeur seuil de 100 m³/s sont actives sur de longues durées, illustré par la zone A de la Fig. 61, ou de courtes durées, illustré par la zone B. Celles réalisées dans le cadre des tests de tenue d'ouvrage durent rarement plus de 2h. La zone A permet de déterminer les périodes où les chasses sont potentiellement élevées. Il s'agit des périodes d'octobre 2009 à janvier 2010, de mars à juillet 2010 et de septembre à novembre 2010.

L'objectif d'un débit instantané de 100 m³/s au barrage n'a pas été pleinement atteint au cours des années 2009 et 2010. En effet, le curage du cours amont du Couesnon n'est pas encore réalisé, de même que le creusement des criches dans l'anse de Moidrey. De plus, la durée des chasses n'atteint pas toujours, même après la remise de l'ouvrage par le constructeur au gestionnaire, la durée de 3h. Lors de la période test, cela peut s'expliquer par les raisons précédemment évoquées, mais aussi par la saison. Lors de l'été 2009, les volumes d'eau stockés en amont sont diminués à cause d'une pluviométrie déficitaire (80 à 100% des normales, données Météo France). La durée des chasses est globalement liée à son débit selon une tendance logarithmique (Fig. 61).

Malgré un fonctionnement du barrage non optimal, le signal des débits suit globalement celui de la marée, appuyant ainsi le rôle du jusant. Cette action permet de favoriser une résultante du transport sédimentaire vers le large. Une expérience ponctuelle avec une courantomètre à effet Doppler a mis en évidence comment une chasse hydraulique peut contrecarrer le flot (Annexe I).

L'analyse précédente, sur les migrations du chenal, a permis de mettre en avant des périodes où les vitesses de migration sont importantes. Les périodes où les chasses sont potentiellement élevées sont liées à des vitesses de migration du chenal moyennes à fortes (1 000 à 3 500 m/an), (Fig. 62). Les chasses hydrauliques semblent donc bien avoir un rôle dans les récents mouvements du Couesnon, notamment au niveau des vitesses de migration. Mais si durant la période 1969-2009 le débit fluvial contrôlait la position et la forme du chenal, il semblerait qu'ici il agisse comme le moteur du mouvement : sa capacité à éroder les berges du chenal lui permettrait de se mouvoir plus aisément. Il est à espérer que cette modification du comportement du chenal n'influe pas sur la dynamique de balayage de la rivière. Toutefois, une période de chasses potentiellement élevées peut aussi être liée avec une période de faible migration du chenal, comme entre octobre 2009 et janvier 2010. Cela permet d'illustrer le fait que les fortes vitesses de migration du Couesnon ne sont imputables qu'au seul débit fluvial.

Les périodes où les chasses sont potentiellement élevées sont accompagnées de directions de migration du chenal différentes. Ainsi, la direction de migration est indépendante du débit fluvial (ou de l'action des chasses hydrauliques).

Le nouveau fonctionnement du barrage a modifié le comportement « naturel » du Couesnon. Il agit sur sa vitesse de migration, avec l'appui d'autres forçages, mais ne semble plus contrôler la forme et position du chenal, à cette échelle de temps.

L'année 2010 présente essentiellement des périodes de chasses potentiellement élevées alors que le fonctionnement du barrage n'est pas optimal. Avec la poursuite des travaux, les chasses sont amenées à être potentiellement plus élevées, et donc à mieux appuyer le rôle du jusant afin d'évacuer les sédiments au-delà des abords du Mont-Saint-Michel.

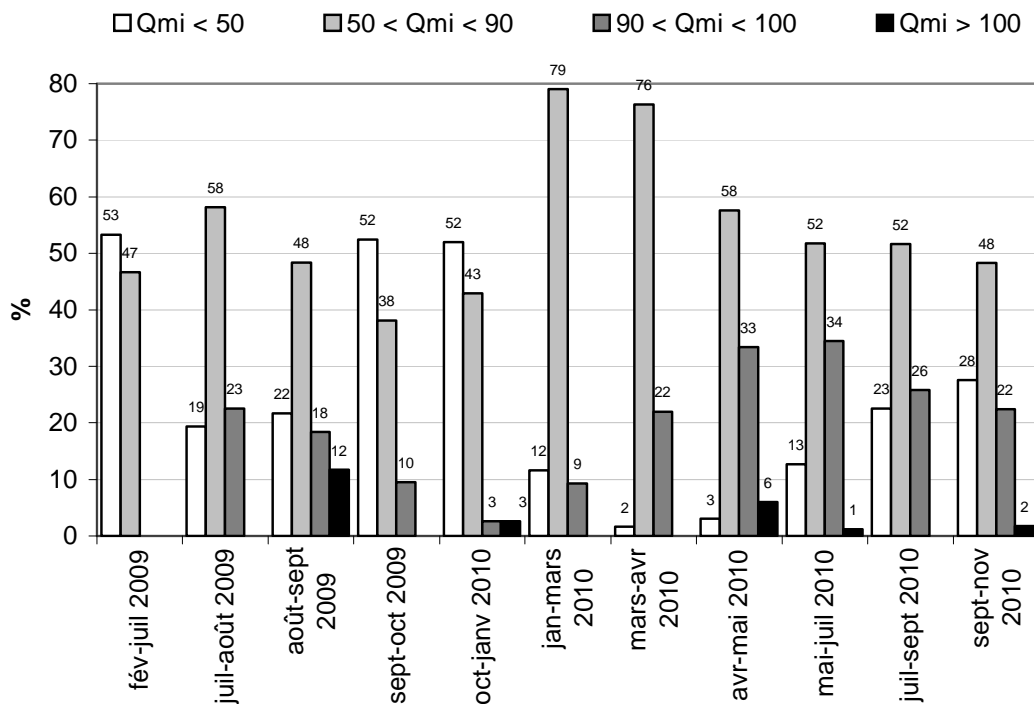


Fig. 60 : Pourcentage des chasses dont le débit maximum instantané (Q_{mi}) est compris entre deux valeurs données en m^3/s , sur chaque période au niveau du barrage de La Caserne.

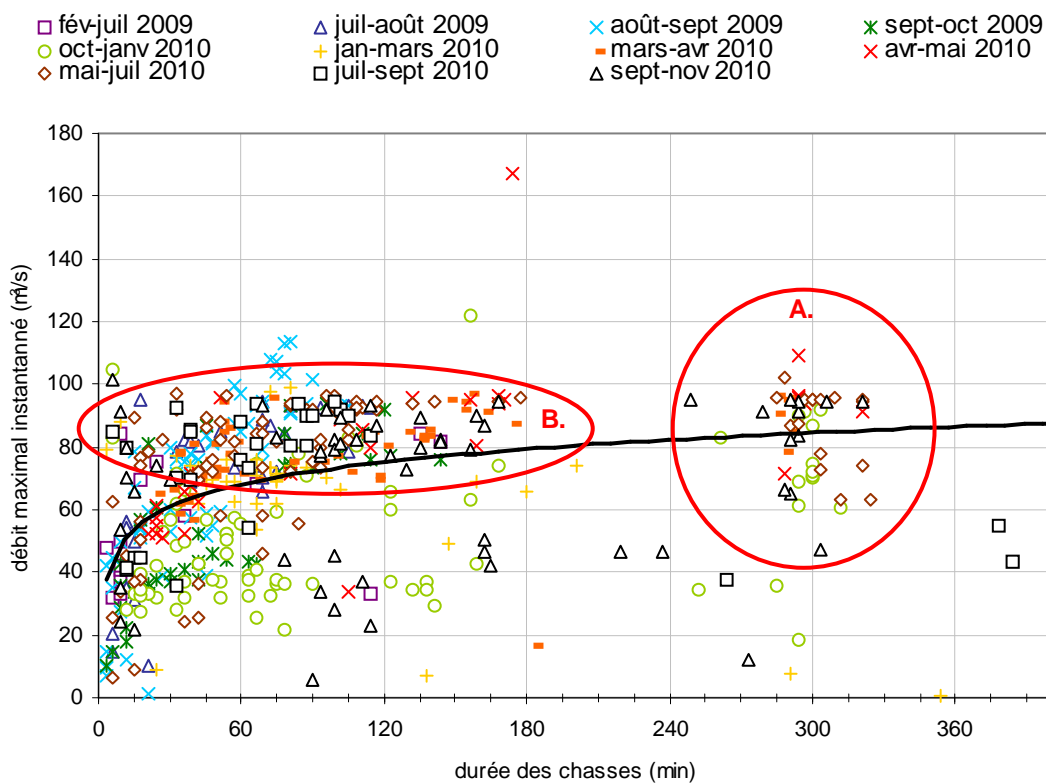


Fig. 61 : Relation entre débit maximum instantané (Q_{mi}) et durée de chasse. La zone A. concentre les chasses potentiellement élevées, alors que la zone B. concentre les chasses atteignant le débit maximal objectif, mais des durées d'action faibles.

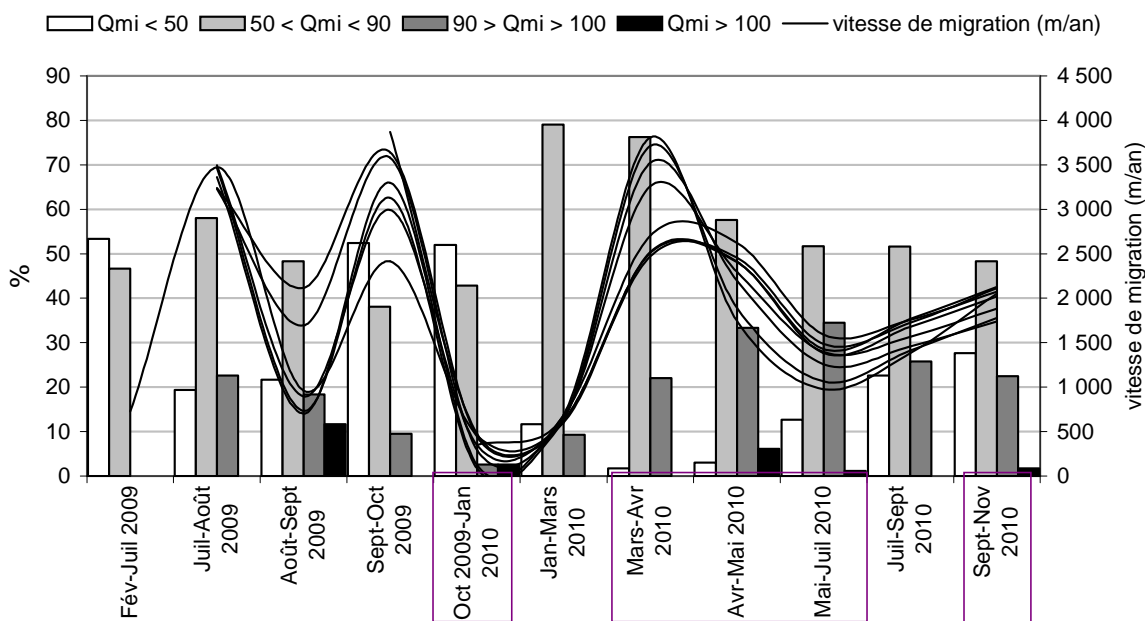


Fig. 62 : Relation entre la compétence des chasses hydrauliques (périodes encadrées en violet) et la vitesse de migration (en m/an) du Couesnon.

III.3.4 : La marée

Les données marégraphiques utilisées sont les mêmes que celles de la période 1969-2009. Grâce aux équations de Roux (1998), elles ont été corrigées pour obtenir la hauteur d'eau à pleine mer au Mont-Saint-Michel. Le pourcentage de pleines mers supérieures ou égales à 6 m IGN69 a aussi été calculé ; ces derniers sont présentés dans le Tableau 19.

Chaque période entre deux relevés présente des conditions différentes. Certaines sont illustrées par des conditions de relativement faibles marnages (mai à juillet 2010), par des conditions de forts marnages (mars à avril 2010) et d'autres par des conditions mixtes. Le temps de submersion du schorre est différent à chaque période selon ces conditions de marée.

Les périodes de forte vitesse de migration ont préférentiellement lieu lors des périodes à marnage important. Lors de celles-ci, le niveau d'eau change rapidement. Les fonds sédimentaires sont donc très sollicités par la contrainte cisailante, et plus facilement déstabilisés. Le chenal du Couesnon peut donc se mouvoir plus aisément, ou bien encaisser son lit davantage.

Période	% de pleines mers
12/02/09 – 09/07/09	26 %
09/07/09 – 04/08/09	22 %
04/08/09 – 21/09/09	29 %
21/09/09 – 28/10/09	34 %
28/10/09 – 26/01/10	18 %
26/01/10 – 10/03/10	29 %
10/03/10 – 18/04/10	32 %
18/04/10 – 07/05/10	28 %
07/05/10 – 06/07/10	14 %
06/07/10 – 22/09/10	24 %
22/09/10 – 16/11/10	33 %

Tableau 19 : Pourcentage de pleines mers sur chaque période supérieures ou égales à 6 m IGN69.

La direction générale de migration, vers l'Est, est liée à la dynamique de la marée, et surtout au cycle de 18,6 ans, comme cela a été précédemment analysé. De février 2009 à novembre 2010, le cycle est en milieu d'une phase ascendante. Si la dynamique du chenal continue de répondre à ce processus, le Couesnon atteindrait sa position extrême orientale en 2014-2015, pour se déplacer ensuite à nouveau vers l'Ouest.

III.3.5 : Synthèse

III.4 : Bilan de la période février 2009-novembre 2010

Cette troisième période d'étude débute avec la mise en service du nouveau barrage de la Caserne. Le Couesnon présente un mouvement général vers l'Est, non régulier. Cette dynamique globale semble tout d'abord répondre au cycle de Saros, et selon ce schéma, un retour vers l'Ouest aurait lieu vers 2014-2015. Des deux parties du chenal précédemment étudiées, seule celle de la partie libre de divagation est retenue, en dehors des espaces de schorre, car elle est plus remarquable pour sa mobilité.

Durant cette période récente et relativement courte (21 mois), les vitesses de migration entre deux dates sont cinq fois plus importantes que lors de la période précédente (1969-2009). Cependant, sur l'ensemble de la période février 2009-novembre 2010, elles sont 1,5 fois plus faibles. Ceci permet de noter deux choses :

- une diminution de la fréquence d'échantillonnage lisse les mouvements du chenal du Couesnon ;
- la mise en fonctionnement du barrage ne semble pas participer entre février 2009 et novembre 2010 à l'augmentation des vitesses de migration du chenal dans sa partie au Nord du Mont-Saint-Michel, tout du moins à l'échelle de temps étudiée.

Tout comme lors de la période précédente, la mobilité du Couesnon est le résultat de la combinaison de différents processus physiques, dont :

1/ Le rôle de la marée :

A une échelle pluriannuelle, la migration générale du chenal semble liée au cycle de période 18,6 ans de la marée. Les courants de marée ont un impact sur la dynamique sédimentaire locale en apportant des sédiments en provenance de l'Ouest (grand banc de l'Ouest). Les variations de marnage au cours des différentes périodes analysées, de février 2009 à novembre 2010, ont pu contribuer à faire varier les apports sédimentaires, et par conséquent contraindre le chenal à se déplacer vers l'Est en fonction des bancs construits qui migrent sur le grand banc. Cette période d'analyse met également en évidence l'importance des phénomènes rétroactifs entre la topographie initiale et les positions du Couesnon : la position du chenal dépend de la topographie des fonds sédimentaires, tout comme la topographie dépend de la position du Couesnon. Cela est bien illustré par les courants mesurés avec le S4DW qui répondent fortement à ces changements de topographie.

2/ Le rôle des chasses hydrauliques :

Les chasses créées au niveau du nouveau barrage dépendent des coefficients de marée. Un rapport volume/durée plus important de celles-ci est constaté lors des périodes de vitesses de migration des points métriques élevées, entre deux dates. Cependant, elles n'ont pas d'impact sur la vitesse de migration moyenne entre février 2009 et novembre 2010, période qui en terme de vitesse est comparable aux vitesses de migration de la période 1969-2009. Les chasses appuient l'action de la marée dans le système. Contrairement à la période 1969-2009, le débit fluvial n'a aucune influence sur la position d'axe NNW-SSE du chenal (préférentielle lors de la période d'analyse 1969-2009).

Le rôle des vents et de l'agitation sur la dynamique du chenal du Couesnon mériteraient d'être étudié avec un pas d'échantillonnage des positions du chenal quotidien.

Cette troisième période d'étude permet de voir que les fortes vitesses de migration calculées avec la méthode des points métriques sont plus le reflet de changement de forme adoptée par le chenal plutôt qu'une augmentation de la vitesse de migration réelle du chenal.

Conclusion générale de la Partie II

Cette analyse du comportement du chenal du Couesnon, sur une période s'étalant de 1969 à 2010, a permis de préciser le fonctionnement global de la Petite Baie du Mont-Saint-Michel.

Cette partie de la Baie du Mont-Saint-Michel est dominée par l'action de la marée, ce qui était connu, mais par l'intermédiaire dans le cas présent du cycle de Saros. Ce forçage contrôle les apports sédimentaires provenant de l'Ouest de la Petite Baie. En phase ascendante du cycle, les apports sédimentaires sont de plus en plus importants, et permettent la formation d'un banc de sable qui migre vers l'Est. Ce banc de sable contraint le chenal du Couesnon à migrer vers l'Est. A plus petite échelle, il contraint aussi le « chenal commun » Sée-Sélune, en le fixant le long du schorre nord (non étudié dans cette étude, mais déductible du jeu de photographies aériennes utilisé). En phase descendante du cycle de Saros, la réduction des apports sédimentaires ne permet plus la construction du banc et sa migration vers l'Est. Ce dernier se déplace alors vers l'Ouest, d'autres forçages favorisant probablement ce mouvement. Le chenal du Couesnon adopte une position globalement NNW, plus rectiligne. Cette position résulte de l'action des paramètres internes de la rivière sur les paramètres externes, dont la pente : l'impact de la marée n'est plus sensible et seuls les paramètres propres au chenal (débit, charge solide...) régissent son comportement. Le « chenal-commun » Sée-Sélune adopte également une position plus centrale par rapport à la Petite Baie. Ce mode de fonctionnement général est illustré sur la Fig. 71.

Sur la période considérée, il ressort de cette analyse que la mobilité du Couesnon résulte d'une complexe combinaison des différents paramètres de contrôle. Si le signal de marée régit le mouvement général, à une large échelle temporelle, le processus ou la conjonction de processus à l'origine de la direction prise par le Couesnon, à plus courte échelle temporelle, sont plus confus. Le rôle érosif du Couesnon est mis en avant. Les divagations du chenal érodent les schorres qui ne peuvent se développer dans la période plus récente (Annexe III et Annexe V). L'effet des chasses hydrauliques du nouveau barrage de la Caserne favorise très vraisemblablement ce comportement :

- le schorre ouest, sur sa partie orientale, est érodé sûrement à la suite de l'augmentation du débit fluvial créée par les chasses hydrauliques, et à l'activité du chenal de vidange dans cette même zone ;
- le schorre est, sur sa partie occidentale, est notamment érodé grâce à la migration du chenal vers le SE. L'augmentation épisodique du débit fluvial pourrait engendrer des chocs plus conséquents sur les berges, et donc intensifier l'érosion de ces dernières.

Cette partie révèle encore de nombreuses incertitudes, notamment celle concernant la dynamique sédimentaire du système. Il est certain que des apports proviennent de l'Ouest, mais ils ne peuvent être quantifiés ici. Afin de palier à cela, la troisième partie de ce manuscrit s'attache à analyser l'évolution des fonds sédimentaires aux abords du Mont-Saint-Michel et au-delà, à l'échelle de la Petite Baie, pour préciser l'impact des apports sédimentaires sur la forme et la position adoptées par le chenal du Couesnon autour du Mont, tout en prenant en compte le rôle du chenal lui-même sur l'évolution de la topographie.



PARTIE 3

**MORPHODYNAMIQUE DE LA PARTIE ORIENTALE DE LA BAIE
DU MONT-SAINT-MICHEL**

Introduction

Afin de comprendre la morphodynamique d'une zone intertidale, il est nécessaire de connaître les paramètres physiques qui contrôlent la dynamique des courants, et donc le transport sédimentaire. Cependant, la multitude et la variabilité spatio-temporelle des processus en jeu peuvent rendre difficile la connaissance de la dynamique littorale.

Cette troisième partie aborde :

- l'observation de l'évolution morphologique de la zone intertidale ;
- la définition des conditions hydrodynamiques et leur influence sur les évolutions morphologiques constatées. Les conditions de vent et de courants (marée, agitation et débit des chasses hydrauliques), selon l'échelle temporelle considérée, sont détaillées.
- l'examen de l'impact de la divagation des chenaux sur ces évolutions. La dynamique du Couesnon à court terme est corrélée avec l'évolution morphologique de la zone d'étude.

Les levés topographiques réalisés avec des techniques laser sont d'un apport indéniable pour répondre aux questionnements posés dans cette partie qui se découpe en deux chapitres. Le premier présente les méthodes et résultats dans la Petite Baie du Mont-Saint-Michel. Le second est centré sur les abords du Mont-Saint-Michel.

Chacun de ces deux chapitres est subdivisé en trois sous-chapitres. Le premier présente les méthodes d'acquisition des données ainsi que leur traitement. Dans le second, les conditions hydrodynamiques entre chaque campagne de mesures topographiques sont détaillées. Le dernier sous-chapitre dresse l'évolution morphologique de la zone considérée.

I – Morphodynamique de la Petite Baie du Mont-Saint-Michel

I.1 : Méthodes d’acquisition et d’analyse des données

La Petite Baie du Mont-Saint-Michel forme la première zone d’étude. Elle couvre une surface d’environ 50 km², dont 28 km² sont couverts par la végétation du schorre.

Cette surface a d’abord été levée en 1997 sur la base d’un relevé photogrammétrique réalisé par l’IGN. Il est formé de la combinaison entre le levé photogrammétrique de 1996, comportant de nombreuses erreurs de calage et d’une cinquantaine de radiales effectuées au DGPS. Le levé de 1997, plus précis que celui de 1996, a servi pour le calage du modèle physique réalisé par la SOGREAH dans le cadre du projet de rétablissement du caractère maritime du Mont-Saint-Michel. Les données issues de ce relevé ont une densité moyenne de 0,1 point par mètre carré.

La photogrammétrie est une technique qui permet d’obtenir des mesures altimétriques à partir de photographies aériennes. Ces photographies, très correctes sur le plan métrique (0,3 m de résolution au sol pour l’IGN) et dont la géométrie est connue, se recouvrent d’environ 60% pour une utilisation stéréoscopique. La restitution photogrammétrique pour élaborer une carte de base en coordonnées [x ; y ; z] se fait après aérotriangulation.

Cette technique apparaît aujourd’hui comme peu précise en comparaison des méthodes utilisant le laser (Tableau 20). La végétation est aussi un facteur limitant la précision des données.

En 2002, Ifremer et Total Elf Fina réalisent le premier relevé topographique LiDAR (Light Detection And Ranging) de la Petite Baie. La densité moyenne des données issues de celui-ci est d’un point par mètre carré.

Le LiDAR offre la possibilité de couvrir de larges surfaces, en peu de temps et avec une grande précision (Tableau 20). Son fonctionnement ressemble beaucoup à un système RADAR, à la différence que le RADAR émet un faisceau d’ondes électromagnétiques large, alors que le LiDAR émet un faisceau laser dans une direction précise. Cet instrument, qui peut être terrestre ou aéroporté (avion, hélicoptère), se compose de trois appareils principaux : un laser émetteur, un récepteur optique, et un système d’acquisition. Pour les LiDAR aéroportés, afin de se situer dans l’espace, l’avion est équipé d’une centrale inertielle de navigation (INS), qui enregistre les différents mouvements de l’avion (tangage, roulis, lacets, vitesse, altitude), en parallèle d’un système de stations DGPS au sol.

Pour réaliser un levé topographique, le temps aller-retour du pulse laser émis permet de calculer la distance appareil-sol, selon la formule suivante :

$$D = \frac{c \cdot t}{2}$$

Avec D la distance appareil-sol, c la célérité du pulse dans l'air, et t le temps aller-retour du pulse.

Le LiDAR possède un fort potentiel pour la cartographie à petite échelle, le suivi et la gestion environnementaux, la planification et le contrôle d'aménagements. Il permet de relever des zones peu accessibles avec les méthodes traditionnelles (DGPS...) et rend aisée et rapide la génération de MNT denses et précis (Gutelius, 1998). Ces avantages sont cependant à concilier avec une précision moins élevée que celle obtenue avec un DGPS par exemple. De plus, son coût est très élevé sur de petits secteurs et l'appareil est dépendant des conditions météorologiques, aucun nuage ne devant être présent entre celui-ci et le sol (Mason *et al.*, 2000).

En 2007, la société Fit-Conseil réalise un levé LiDAR pour le Syndicat Mixte de la Baie du Mont-Saint-Michel, dont la densité moyenne restituée est de deux points par mètre carré. L'erreur planimétrique en un point est de $\pm 0,09$ m et l'erreur altimétrique est de $\pm 0,07$ m (Tableau 20).

A partir de février 2009, c'est dans le cadre du projet CLAREC que les relevés topographiques sont effectués. La densité moyenne des données acquises est de quatre points par mètre carré, et les erreurs planimétriques et altimétriques en un point sont les mêmes que pour le levé de 2007. Ces récents levés ont eu lieu les 12/02/2009, 21/09/2009, 18/04/2010 et 22/09/2010.

Le levé photogrammétrique, et les levés LiDAR de 2002 et 2007 sont référencés dans le système géodésique RGF93 pour les coordonnées planimétriques. Les altitudes sont exprimées en mètre NGF-IGN69. Le RGF93 est le système officiel français pour tous les travaux d'intérêt public de plus d'un hectare. C'est un système tridimensionnel géocentrique, lié au système de référence mondial ITRS et associé à l'ellipsoïde IAG GRS 1980. Il a comme projections associées la projection Lambert-93 et les projections CC 9 Zones. Par rapport aux systèmes mondiaux, son erreur horizontale est comprise entre 0,01 et 0,02 m et son erreur verticale est comprise entre 0,02 et 0,05 m.

Les altitudes des relevés topographiques réalisés dans le cadre du projet CLAREC sont calculées grâce à la grille du RAF09. Celle-ci est conçue avec le quasi-géoïde QGF98, dont les points sont connus dans le référentiel géodésique RGF93 et altimétrique NGF-IGN69. Les altitudes issues de cette grille peuvent varier de 0,01 à 0,02 m par rapport à celles en NGF-IGN69.

Levé	Planimétrie	Altimétrie
Photogrammétrie 1997	±0,3 m	±0,50 m
LiDAR 2002	±0,09 m	±0,10 m
LiDAR 2007 LiDAR (CLAREC)	±0,09 m	±0,07 m

Tableau 20 : Résolutions planimétriques et altimétriques en un point pour différents levés topographiques- données constructeur (Leica Geosystems AG)

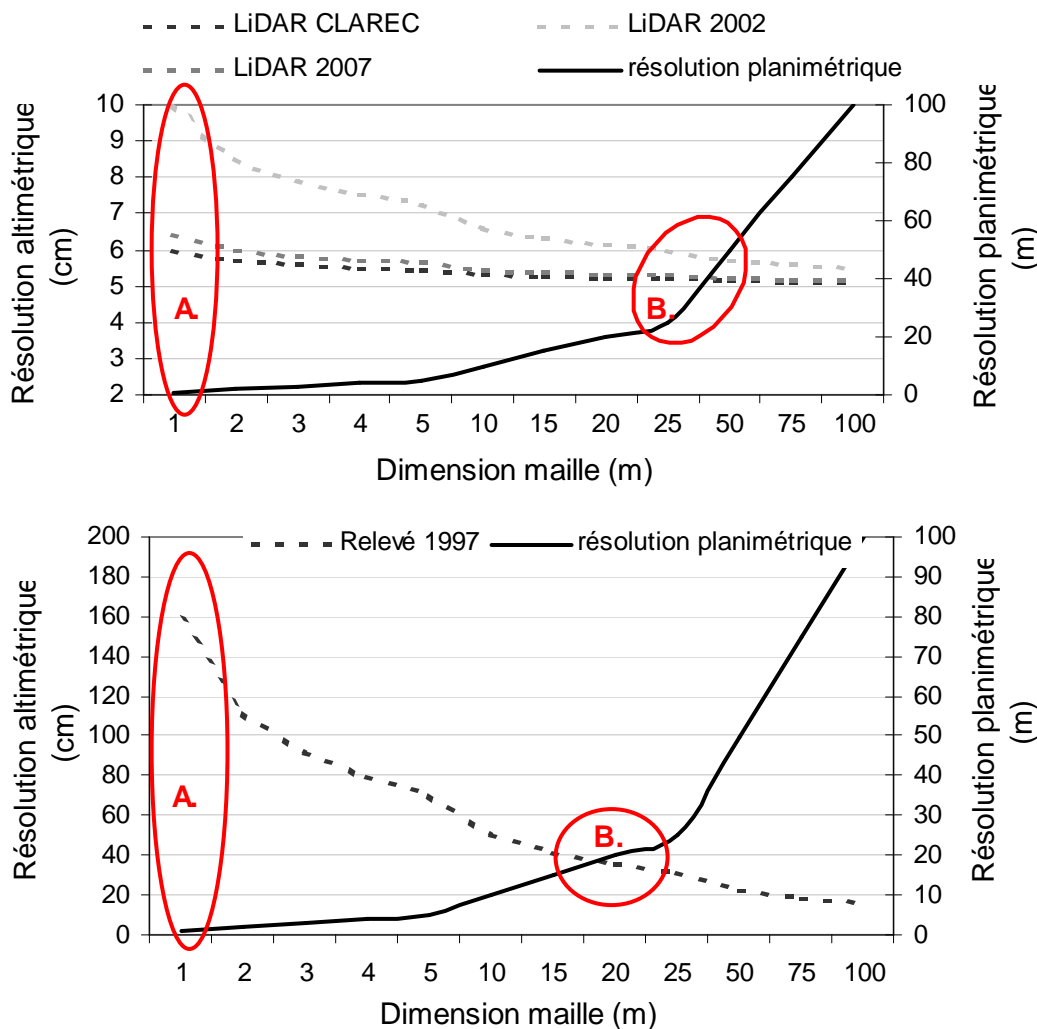


Fig. 63 : Détermination de la dimension de la maille des MNT en fonction des résolutions altimétrique et planimétrique. La zone A. correspond à une maille qui maximise la précision planimétrique et possède une faible précision altimétrique, alors que la zone B. correspond à une dimension de maille qui permet d'allier une bonne précision altimétrique à une précision planimétrique correcte (très dégradée par rapport à la zone A.).

A partir de ces relevés topographiques, des MNT sont réalisés à l'aide du logiciel Surfer-Golden Software. La méthode d'interpolation choisie est le krigeage, qui présente l'avantage d'être le meilleur estimateur linéaire non-biaisé (les moyennes sont identiques et la variance minimale), qui se base aussi sur une méthode objective (Bogaert, 2007). Un MNT avec une maille de 4 à 6 m peut, dans la plupart des cas, donner le même niveau d'information qu'un MNT avec une maille de 1 à 2 m sur des surfaces planes (Maune, 2007). Cependant, la taille de la maille a fait l'objet d'une étude selon la précision recherchée, dépendante de l'objet analysé (Fig. 63). La résolution planimétrique d'un MNT équivaut à la taille de la maille du krigeage. La précision altimétrique est fonction de $1/\sqrt{n}$, avec n le nombre de points par maille du MNT. Ceci n'est valable que pour des surfaces planes et non rugueuses. Le Tableau 21 décrit les précisions altimétriques selon la source des données. Une maille de 2 m a été choisie afin de représenter au mieux les sapements des berges, mouvements des chenaux et autres évolutions en plan. Elle permet ainsi une précision planimétrique de ± 2 m. Les érosions, accrétions, volumes sédimentaires et autres évolutions altimétriques sont quantifiées à partir de MNT dont la maille est de 25 m. En effet celle-ci permet d'augmenter la précision altimétrique, soit $\pm 0,052$ m – valeur de l'ordre de grandeur des incertitudes altimétriques calculées par Delacourt *et al.* (2009) avec leur système DRELIO. Les radiales de la Fig. 64 sont extraites de ces MNT.

Période	Planimétrie (m)	Formule	Altimétrie (m)
1997-10/2002	2	$\sigma_{\text{tot}} = 50/\sqrt{n}$	0,354
10/2002-07/2007	2	$\sigma_{\text{tot}} = \sigma_{\text{GPS}} + \sigma_{\text{LIDAR}} ; \sigma_{\text{tot}} = 5 + 5/\sqrt{n}$	0,06
07/2007-02/2009	2	$\sigma_{\text{tot}} = \sigma_{\text{GPS}} + \sigma_{\text{LIDAR}} ; \sigma_{\text{tot}} = 5 + 2/\sqrt{n}$	0,058
02/2009-09/2009	2	$\sigma_{\text{tot}} = \sigma_{\text{GPS}} + \sigma_{\text{LIDAR}} ; \sigma_{\text{tot}} = 5 + 2/\sqrt{n}$	0,052
09/2009-04/2010	2	$\sigma_{\text{tot}} = \sigma_{\text{GPS}} + \sigma_{\text{LIDAR}} ; \sigma_{\text{tot}} = 5 + 2/\sqrt{n}$	0,052
04/2010-09/2010	2	$\sigma_{\text{tot}} = \sigma_{\text{GPS}} + \sigma_{\text{LIDAR}} ; \sigma_{\text{tot}} = 5 + 2/\sqrt{n}$	0,052

Tableau 21 : Précisions planimétriques et altimétriques (avec la formule utilisée pour le calcul) liées aux valeurs exprimées dans l'analyse des zones C, GB, S1, S2 et S3.

Ces radiales permettent d'appréhender la dynamique sédimentaire, de savoir où se situent les chenaux, quels volumes de sédiments sont en accrétion, ou en érosion, d'évaluer la vitesse d'érosion des schorres, ou leur extension.

Les surfaces des schorres ont été calculées en se référant à la cote altimétrique 6 m IGN69 (hauteur de croissance des schorres établis, Bonnot-Courtois *et al.* (2002)) et aux surfaces au-dessus. La surface du schorre de 1997, la plus réduite, a été retirée des MNT afin de localiser uniquement le domaine de la slikke. D'une surface initiale de 52 km², la zone d'étude s'étend alors sur environ 24 km².

Les MNT ont été soustraits deux à deux afin d'observer la dynamique des fonds sédimentaires. Les incertitudes liées à la réalisation des MNT puis leur soustraction deux à deux ont été négligées. Elles ne sont pas nulle pour autant, et leur calcul peut être réalisé par la méthode de Wheaton *et al.* (2010).

Puis, ces MNT différentiels ont été découpés en différentes zones (Fig. 64). Chacune représente un objet particulier :

- C : zone d'impact des divagations du chenal du Couesnon ;
- S1 : zone d'impact de la divagation du « chenal commun » Sée-Sélune, au niveau du schorre nord ;
- S2 : zone d'impact de la divagation du « chenal commun » Sée-Sélune, en amont de la convergence des deux chenaux ;
- S3 : zone d'impact de la divagation d'un chenal de vidange important du schorre est, rejoignant l'un des bras du « chenal commun » Sée-Sélune ;
- GB : zone de développement du grand banc de l'Ouest.

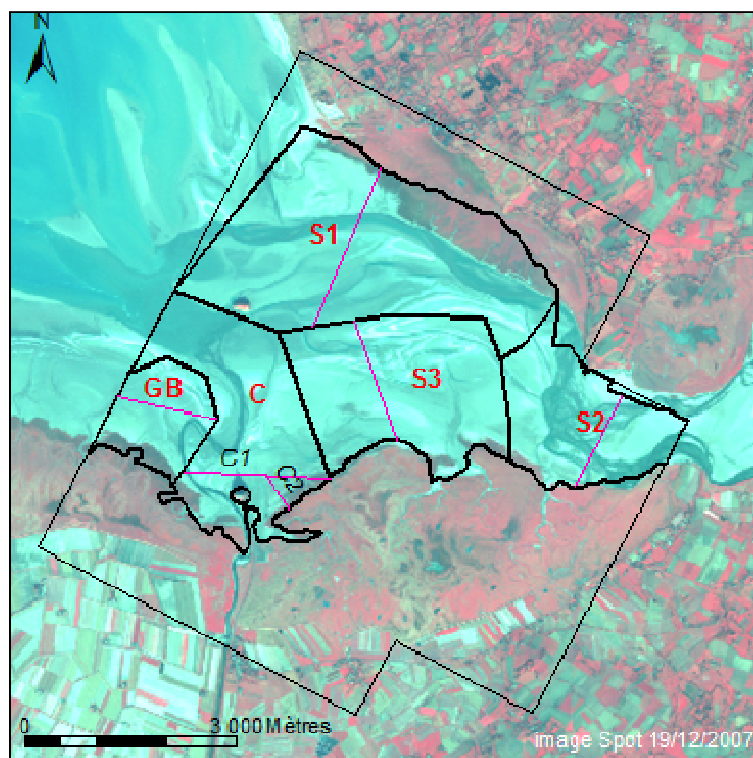


Fig. 64 : Zones issues des MNT différentiels (rouge), et radiales (rose)

I.2 : Conditions et processus hydrodynamiques sur l'estran

I.2.1 : Rappels sur les transports sédimentaires sur les estrans en zone abritée

L'estran correspond à la zone de balancement des marées, de la ligne des basses mers de vive-eau à la ligne des hautes mers de vive-eau. Il s'agit d'étudier les évolutions de cette zone. Elle se découpe en différentes parties selon leur temps d'inondation (cf. Partie I).

La Petite Baie du Mont-Saint-Michel s'apparente à l'estuaire de la confluence des trois rivières qui se jettent dans la baie : le Couesnon, la Sée et la Sélune. Ces rivières ont un apport sédimentaire fluvial négligeable.

Les estrans en zone estuarienne sont caractérisés par des variations rapides de la hauteur d'eau, tant temporellement que spatialement, et sont aussi exposés à la dynamique atmosphérique. Ces variations sont à l'origine de conditions hydrodynamiques particulières, qui à leur tour génèrent des processus sédimentaires particuliers : l'hydrodynamisme montrant une évolution spatio-temporelle du courant et de la hauteur d'eau importante. Ces forçages sont responsables de l'advection et de la dispersion des sédiments, mais génèrent aussi une contrainte cisailante de fond, dont dépendent l'érosion et le dépôt des sédiments. La marée, la circulation induite par les vents, les vagues, les gradients de densité, et les processus de drainage sont les principaux forçages agissant sur les systèmes côtiers (Eisma, 1997).

La marée, à l'origine de l'existence de l'estran est le processus le plus important. Avec un marnage mégatidal dans la baie du Mont-Saint-Michel, l'influence de ce processus sur le transport sédimentaire est indéniable.

Dans les baies et estuaires, les courants de marée sont perturbés par des conditions locales, et correspondent souvent à des courants de remplissage et de vidange. Ces courants atteignent des vitesses de plusieurs mètres par seconde avec une direction qui dépend de la morphologie des fonds et du trait de côte. Le mouvement elliptique des particules fluides favorise la mise en suspension des particules sédimentaires.

Un cycle de marée est caractérisé par des vitesses de courant qui s'annulent et se renversent. Les vitesses limite de transport des particules fines étant plus faibles que pour des particules plus grossières, lors d'un cycle de marée on observe une succession de drapages argileux (faibles courants) et sableux (courants plus forts). Un doublet argileux correspond alors au dépôt pendant la pleine mer et la basse mer. Leur organisation dépend de l'intensité du courant de marée et de la granulométrie du

sédiment disponible. Différentes stratifications en découlent, notamment les stratifications en arête de poisson, le flaser- et le lenticular-bedding.

La surface de la slikke de la Petite Baie est couverte de différentes rides de courant, 2D et 3D, d'amplitude pluri-centimétrique à décimétrique. Du fait de la forte énergie du système, les drapages argileux sont rarement conservés. Sur la basse slikke, en coupe, le faciès est plutôt homogène, avec parfois du litage entrecroisé de rides de courant et du litage plan de haut régime. La rythmicité est rarement observée à cause de la haute énergie du milieu. En aval de la haute slikke, les drapages argileux apparaissent, ainsi que des litages de type flaser-, wavy- et lenticular bedding. La haute slikke est caractérisée par le sédiment nommé tangué. Elle est aisément compactable et drainable du fait de ces propriétés physico-chimiques particulières. Elle est aussi thixotropique, ce qui favorise sa mise en suspension par les courants. Contrairement à la basse slikke, ce domaine est souvent drapé d'un dépôt argileux. Des fentes de dessiccation apparaissent sur la haute slikke, jusque dans le schorre, durant les longues périodes d'émersion. En coupe, la haute slikke présente des litages bien conservés de type flaser-, wavy- et lenticular bedding ainsi que des litages plans de bas régime. Les rythmites tidales sont très bien conservées sur la haute slikke. (Tessier, 1990).

La morphologie des estrans est déterminée par le comportement du transport résiduel. L'inverse s'avère aussi exact. Ce transport résiduel dépend de la différence d'intensité et de durée entre le courant de flot et le courant de jusant. De telles différences (asymétries tidales) sont produites par la distorsion de l'onde de marée se propageant vers la côte et entrant dans les baies et estuaires (Dronkers, 1986) et sont souvent la cause du transport des sédiments et de leur dépôt, se traduisant par un piégeage des sédiments (Castaing et Allen, 1981). Cette asymétrie à large échelle peut être modulée selon la composition harmonique de l'onde (Le Hir *et al.* 2000, Moore *et al.*, 2009). Le transport sédimentaire résultant dépend aussi de la taille des particules. Une différence dans la vitesse maximale entre le flot et le jusant peut affecter le transport résiduel de sédiments avec une taille de l'ordre de 100 μm . Ainsi, un environnement où le flot domine pourra mobiliser ces sédiments qui se déposeront lors de l'étalement de haute mer, mais ne seront pas repris lors du jusant. Les sédiments dans les estuaires sont souvent plus fins (<60 μm), et leur transport est plus compliqué que pour les grosses particules (cohésion, floculation). Même avec de faibles courants (~0,1 m/s) une concentration importante de sédiments fins peut être maintenue en suspension. Cette concentration dépend de la quantité de matériau érodable disponible. Lorsque la vitesse du courant est supérieure à la vitesse critique d'érosion, les sédiments fins les moins consolidés sont mis en suspension. Une part de ces sédiments fins est déposée autour de l'étalement, les plus gros en premier lorsque la vitesse du courant est inférieure à la vitesse critique d'érosion (Postma, 1960). La charge sédimentaire fine répond mieux aux variations de durée autour de l'étalement qu'au moment où la vitesse du courant est maximale (i.e. mi-flot ou mi-jusant). Un flux résiduel des sédiments fins vers la côte est favorisé lorsque l'épaisseur de la tranche

d'eau décroît en direction de la côte ou lorsque la variation de vitesses est plus faible autour de l'étale de haute mer plutôt que celle de basse mer (Dronkers, 1986). Les chenaux sont aussi importants pour la direction du flux résiduel. L'onde de marée se déplace plus rapidement dans les chenaux que sur le reste de l'estran. Ainsi, la diminution du niveau d'eau lors du jusant prend place plus tôt dans le chenal que sur l'estran : cela conduit à la formation de forts courants à la fin du jusant, impliquant un flux sédimentaire vers le large, des sédiments fins comme de plus grossiers (Dronkers, 1986).

La Petite Baie est un environnement où le courant de flot est plus intense que celui de jusant, un transport résiduel général est donc dirigé vers le schorre. Cependant, la présence de chenaux dans certaines zones peut conduire à un transport résiduel dirigé vers le large. C'est notamment l'amplification de ce comportement qui est recherchée avec les chasses hydrauliques réalisées au niveau du barrage de la Caserne.

Les conditions météorologiques peuvent générer des variations à grande échelle de l'élévation de la surface du plan d'eau et des courants, ce qui module, voire contrecarre, les courantstidaux.

Il est courant de négliger l'influence de l'agitation dans les environnements mégatidaux. Cependant, de petites vagues peuvent remettre en suspension les sédiments dans de faibles tranches d'eau (Desguée *et al.*, 2011).

Les vagues résultent de l'interaction entre l'écoulement turbulent du vent et la surface de l'eau. Cette interaction est source de forces de friction qui agissant, créent un transfert d'énergie, traduit en surface par des vagues et des courants de surface. Dans la zone côtière, où l'eau est peu profonde, le mode de transport par les vagues est plus complexe qu'un simple courant unidirectionnel (i.e. un mouvement de va-et-vient sur le fond) : l'épaisseur de la tranche d'eau décroît, la hauteur de la vague aussi, et par conséquent, la vitesse ainsi que la force cisailante exercée sur le fond augmentent.

Outre le cisaillement, l'action des vagues sur un fond vaseux, déformable par nature, génère une onde de pression qui se propage le long de l'interface et au sein même du sédiment. Les gradients de pression à l'interface induisent des contraintes, normales et cisailantes, qui modifient les paramètres constitutifs et la résistance structurale du sédiment. La liquéfaction du sédiment et son entraînement vers la colonne d'eau, les mécanismes d'arrachement ainsi que la génération de galets mous sont des résultats majeurs de cette altération structurale.

L'impact de l'agitation sur l'interface eau/sédiment peut aussi varier en fonction de la proportion de vase dans le sédiment. Pour des quantités de vase inférieures à 5%, certains auteurs notent que la contrainte critique d'érosion est plus faible que la contrainte critique d'érosion pour un sable

(Berlamont et Torfs, 1995). Ceci pourrait être dû au fait que ce ne sont que les fines qui sont érodées (i.e. lessivage des particules de vase), du moins celles situées à l'interface eau/sédiment. Torfs *et al.* (2001) proposent une équation de la contrainte critique d'érosion qui tient compte de ce pourcentage de fines dans un sable. Cependant, leur interprétation diffère. Il s'agit bien de la facilitation de l'érosion des grains de sable, mais les faibles quantités de fines présentes ont pour effet de réduire les frictions inter-granulaires, c'est-à-dire qu'elles jouent un rôle de lubrifiant vis-à-vis des grains de sable (Mehta et Alkhalidi, 2004 ; Winterwerp et van Kesteren, 2004).

Le transport est donc très efficace lorsque l'effet des courants est renforcé par celui des vagues (Desguée *et al.*, 2011). Ces dernières mettent en suspension les sédiments, qui sont ensuite aisément repris par les courants. L'écoulement est alors asymétrique. Les rides sont les formes sédimentaires les plus courantes formées par l'association des vagues et des courants. En haut régime d'écoulement, il se forme des lits plans de haute énergie. Des conditions de tempêtes peuvent amener à la formation de stratification en mamelons.

Dans la baie du Mont-Saint-Michel, les vagues entrant dans la baie ont une période pic de 10 s et des hauteurs significatives comprises entre 0,5 et 3,5 m (valeurs issues de la bouée CETMEF des Minquiers). D'après Migniot (1997), ces hauteurs sont atténuées d'environ 80% lors de leur propagation vers le Mont-Saint-Michel. Malgré ces caractéristiques, l'agitation a un rôle essentiel dans le transport sédimentaire de la Petite Baie. Il a notamment été montré que la présence de vagues augmentait jusqu'à sept fois la concentration de matières en suspension (jusqu'à 6 kg/m^3) en début de période d'inondation par rapport à des périodes sans agitation (Desguée *et al.*, 2011). Ces fortes concentrations sont imputées à l'action même des vagues, mais aussi à la liquéfaction du sédiment qu'elles induisent.

La circulation induite par un gradient de salinité domine souvent la circulation résiduelle tidale dans les estrans des zones estuariennes. Cependant, cette circulation ne se développe qu'à proximité d'un chenal, et donc est principalement contrôlée par une circulation à plus large échelle. C'est pourquoi elle n'est pas plus explicitée ici.

Enfin, le drainage est un processus spécifique aux estrans exposés ou sujets à l'écoulement des eaux de surface. Les effets des processus de drainage sont peu connus sur l'évolution des estrans, bien que de nombreuses observations indiquent l'importance de ceux-ci sur le transport sédimentaire (Bassoulet *et al.*, 2000).

Outre l'eau, il existe un autre type de fluide : l'air atmosphérique. Le vent agit sur un matériel non cohésif, et conduit à la formation de rides et mégarides, grâce à un transport par traction-saltation. Ces formes créées par le vent sont plus variées que leurs homologues marins du fait de la variabilité de l'orientation du vent.

Le transport éolien, est l'un des principaux agents du transport dans le NE de la Baie du Mont-Saint-Michel ; il crée, modèle et déplace les dunes côtières. Dans la Petite Baie, le fetch éolien pourrait être très important. Cependant, de nombreuses nappes d'eau font obstacle à celui-ci. De plus, si la granulométrie, très fine du matériel en place permettrait un transport aisé, le comportement pseudo-cohésif de celui-ci le limite considérablement. La teneur en eau, le tassement et la concentration en sel limitent également la prise en charge éolienne car ils augmentent la cohésion des grains (Nickling et Davidson-Arnott, 1990). Durant les longues périodes d'émersion de la haute slikke, le vent peut créer des figures en queue de comète à l'abri des végétaux du schorre pionnier. Le LCHF (1977) a estimé le débit sableux dans la Petite Baie sous l'action du vent en utilisant la formule de Bagnold, et en émettant les hypothèses suivantes : la largeur de la section présentée au vent l est de 2000 m, ce qui correspond au haut estran, et la durée du vent t est de trois mois avec un vent soufflant à 30 km/h (ce qui équivaut à trois semaines avec un vent à 45 km/h). Le débit calculé est de 50 000 m³/an, et le LCHF, tout comme Bretel (2002), insiste sur le fait que ce genre d'estimation n'est pas évident en l'absence d'observations régulières.

Le transport éolien existe bien sur la Petite Baie, cependant, en comparaison du volume transporté par les courants marins, il est négligé.

I.2.2 : Marée, agitation et débits fluviaux dans la Petite Baie

Le sous-chapitre précédent a détaillé les processus à l'origine du transport sédimentaire sur l'estran en zone estuarienne. Les levés topographiques acquis permettent de découper l'analyse en plusieurs périodes de durées variables. Les conditions hydrodynamiques lors de chacune de ces périodes sont détaillées dans ce sous-chapitre (Tableau 22).

Période	Durée
1997 – octobre 2002	5,3 ans
octobre 2002 - juillet 2007	4,75 ans
juillet 2007 – février 2009	1,58 ans
février 2009 – septembre 2009	0,58 ans
septembre 2009 – avril 2010	0,58 ans
avril 2010 – septembre 2010	0,42 ans

Tableau 22 : Périodes étudiées.

A- La marée :

Les données de marée sont issues du SHOM. Les hauteurs de pleine mer et les coefficients correspondants, au port de Saint-Malo, ont été collectées. Grâce aux équations de Roux (1998), la hauteur d'eau à pleine mer à Saint-Malo est corrigée pour obtenir la hauteur d'eau à pleine mer au Mont-Saint-Michel. La Fig. 65 illustre les conditions marégraphiques de chaque période.

La marée induit le courant le plus efficace pour le transport sédimentaire dans la baie du Mont-Saint-Michel. De plus, son action sur la divagation du chenal du Couesnon vers l'Est (Partie II) et l'avancée du grand banc de l'Ouest en correspondance avec le cycle de Saros est probable. Ce cycle est modulé par un signal de 4,4 ans de période ; modulation certainement à l'origine de la variation des apports sédimentaires vers la Petite Baie à une échelle plus réduite que la période d'étude de la Partie II de ce mémoire.

Les caractéristiques des pleines mers entre chaque relevé topographique sont détaillées dans le Tableau 23. Des pourcentages ont été utilisés pour comparer ces valeurs alors que les durées entre chaque relevé topographique sont différentes. Ainsi, le pourcentage de pleines mers qui atteignent la cote 6 m IGN69 varie de 19,6% à 26,5% (Tableau 23). Les pourcentages aux alentours de 25% indiquent que la période comprend au moins deux périodes de grandes vives-eaux.

Période	% PM > 6 m IGN69
1997-10/2002	26,5%
10/2002-07/2007	20,3%
07/2007-02/2009	23%
02/2009-09/2009	25,1%
09/2009-04/2010	24,6%
04/2010-09/2010	19,7%

Tableau 23 : Pourcentage des pleines mers dépassant la cote 6 m IGN69 au Mont-Saint-Michel entre deux relevés topographiques

Lorsque les vitesses de flot sont importantes et sur de longues périodes, elles favorisent un transport sédimentaire plus important vers l'intérieur de la Petite Baie. Alors que des vitesses de flot plus réduites ont un potentiel de transport moins important. Si une phase basse du cycle de Saros est associée à de relativement faibles vitesses de flot, les apports sédimentaires en provenance de l'Ouest sont alors réduits. Ce qui se traduit par une position extrême occidentale du chenal lors de ces phases basses (Fig. 38).

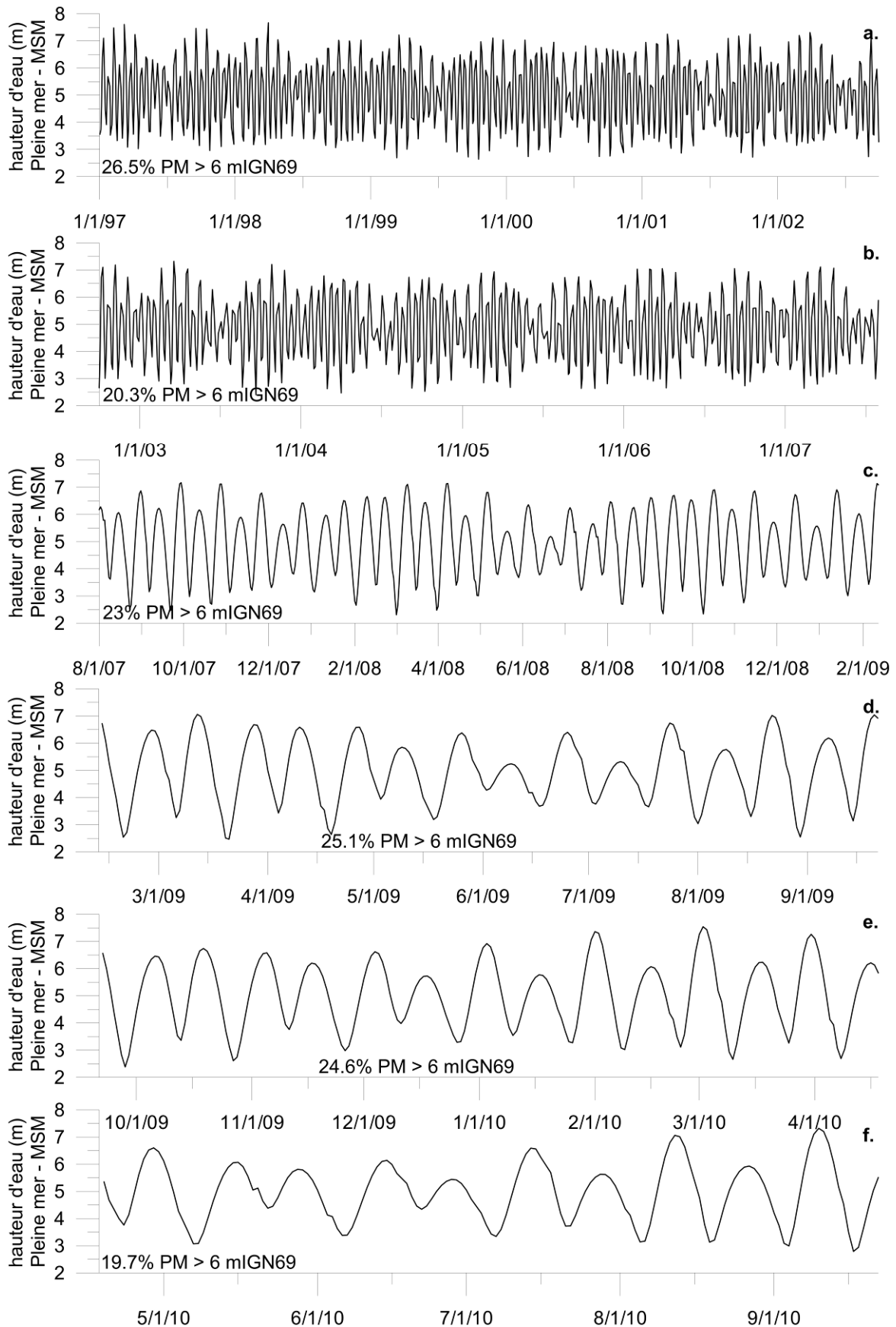


Fig. 65 : Hauteur des pleines mers sur : a/ la période 1997-2002 (lissage spline), b/ la période 2002-2007 (lissage spline), c/ la période 2007-02/2009, d/ la période 02/2009-09/2009, e/ la période 09/2009-04/2010, f/ la période 04/2010-09/2010

La variation du pourcentage de pleines mers dépassant la cote 6 m IGN69 peut-être à l'origine de mouvements sédimentaires entre deux périodes. Par exemple, les apports potentiellement réduits de la période avril-septembre 2010 sont susceptibles d'être plus faibles que ceux de la période septembre 2009-avril 2010. Ainsi les évolutions morphosédimentaires de la Petite Baie lors périodes 1997-2002, 2007-février 2009 et février-septembre 2009 sont plus susceptibles de présenter une tendance à l'accrétion ; alors que les périodes 2002-2007, septembre 2009-avril 2010 et avril-septembre 2010 sont susceptibles de présenter une tendance stable, voire érosive.

Sur cette période d'analyse 1997-2010, différents cycles de la marée sont mis en avant : 1/ Le cycle à 4,4 ans, qui pourrait faire que la période 1997-2002 présente un comportement potentiel inversé à celui de la période suivante, 2002-2007. 2/ le cycle grande morte-eau/grande vive-eau, qui peut expliquer que la période février-septembre 2009 présente un comportement opposé à celui de la période suivante, septembre 2009-avril 2010.

La variation du signal de la marée pourrait être à l'origine de la modulation du transport sédimentaire en direction de l'intérieur de la Petite Baie. Chaque période d'analyse a été décrite selon ce potentiel transport, bien que la durée de chacune soit différente.

B- Les vents :

A l'origine notamment de la formation de l'agitation du plan d'eau, les conditions venteuses sont résumées dans ce sous-chapitre pour chaque période, bien que la durée de certaines puisse masquer des phénomènes (Tableau 24).

Les données météorologiques (vitesse du vent tri-horaire et direction associée) qui ont été collectées pour les périodes étudiées sont issues de la station de Dinard. Ces enregistrements correspondent à la moyenne sur dix minutes de l'intensité du vent en m/s et de la direction associée en degrés. Des roses des vents ont été calculées pour chaque période (Fig. 66).

Alors que les trois premières périodes sont pluriannuelles, les autres permettent de caractériser la variabilité saisonnière : printemps/été pour les périodes février-septembre 2009 et avril-septembre 2010, et automne/hiver pour la période septembre 2009-avril 2010 (Tableau 24).

Période	Vents > 8 m/s	SW	NW	NE	SE
1997-10/2002	7,7 %	41 %	23 %	22 %	14 %
10/2002-07/2007	5,9 %	37 %	22 %	23 %	18 %
07/2007-02/2009	7,7 %	38 %	23 %	23 %	16 %
02/2009-09/2009	4,9 %	34 %	30 %	25 %	11 %
09/2009-04/2010	9,3 %	41 %	11 %	27 %	21 %
04/2010-09/2010	2,7 %	28 %	36 %	28 %	8 %

Tableau 24 : Pourcentage des vents tri-horaires supérieurs à 8 m/s et représentation des différents secteurs pour chaque période d'étude.

Les vents de secteur Nord sont importants lors des saisons printemps/été. Mais si ce secteur Nord est bien représenté, sur l'ensemble de ces deux saisons, les vents forts, tous secteurs confondus, sont peu nombreux. La saison automne/hiver présente de nombreux vents forts, mais principalement de secteur SW. Dans la Petite Baie, les vents de NW sont importants et peuvent créer une agitation relativement conséquente.

C- L'agitation :

Le courantomètre S4DW déployé lors de ces travaux de thèse a été localisé de manière à caractériser les courants aux abords du Mont-Saint-Michel. Ils ne sont donc pas représentatifs des conditions agissant à l'échelle de la Petite Baie. La bouée CETMEF des Minquiers aurait pu servir à caractériser les conditions de vagues entrant dans la baie, cependant celle-ci ne fut réinstallée qu'en mars 2011, suite à une panne.

Les données du S4DW (Fig. 67 et Fig. 68) sont donc interprétées pour définir des périodes plutôt agitées et d'autres relativement calmes.

Tout comme lors de la période d'étude 1969-2009, les périodes agitées sont accompagnées de nombreux coups de vent de NE (i.e. septembre 2009-avril 2010). Les périodes faiblement agitées correspondent à des périodes où les vents sont peu forts (i.e. avril-septembre 2010). Les lacunes dans les données ne permettent pas d'affirmer plus clairement la relation agitation-vent.

Le Tableau 25 résume les conditions d'agitation lors de chacune des périodes. Le découpage saisonnier permet de mettre en avant une forte agitation locale entre janvier et mars (i.e. hiver), ainsi que la présence de mer de vent, ou très faible agitation, au printemps et en été.

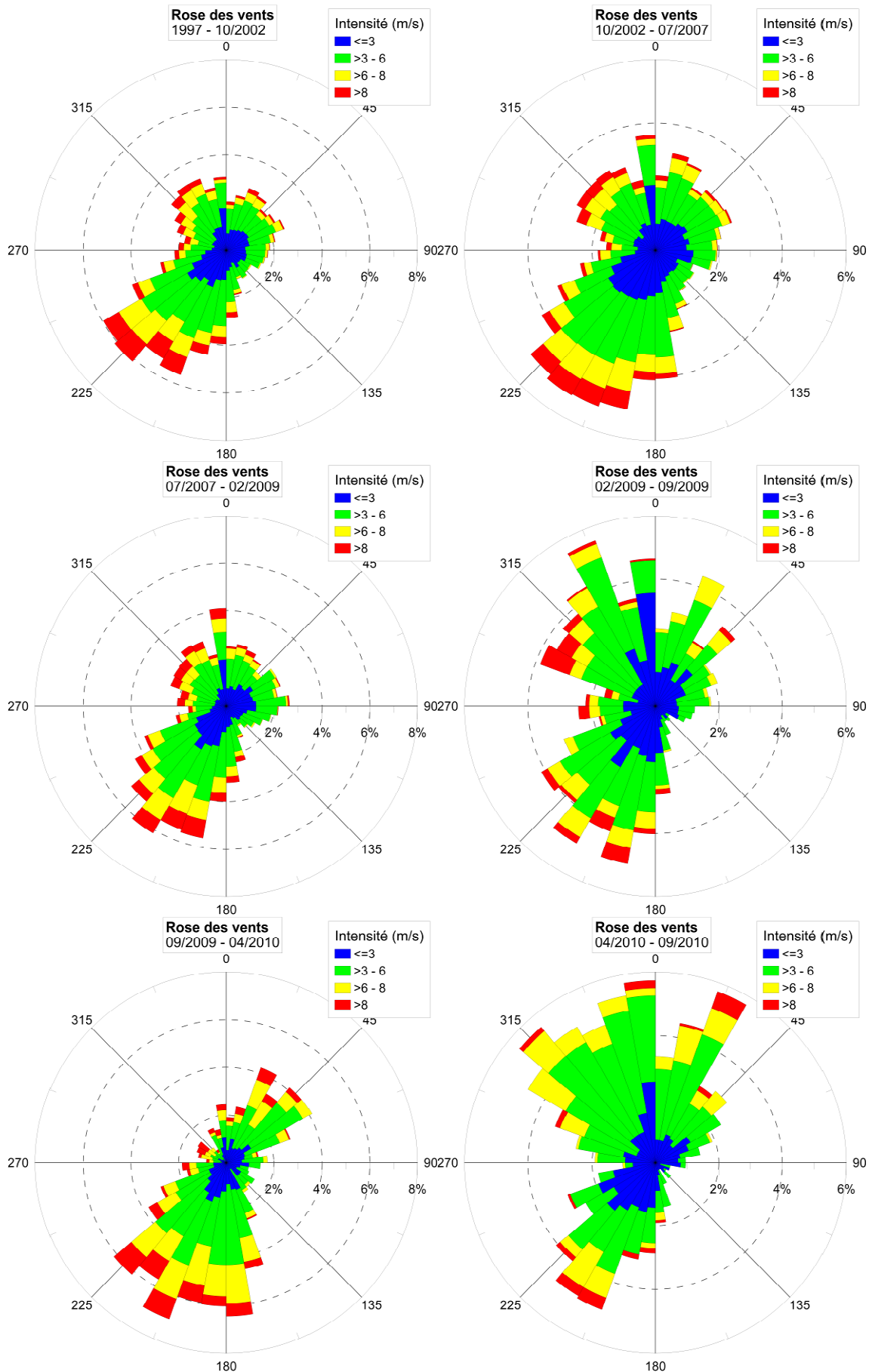


Fig. 66 : Rose des vents entre deux relevés topographiques

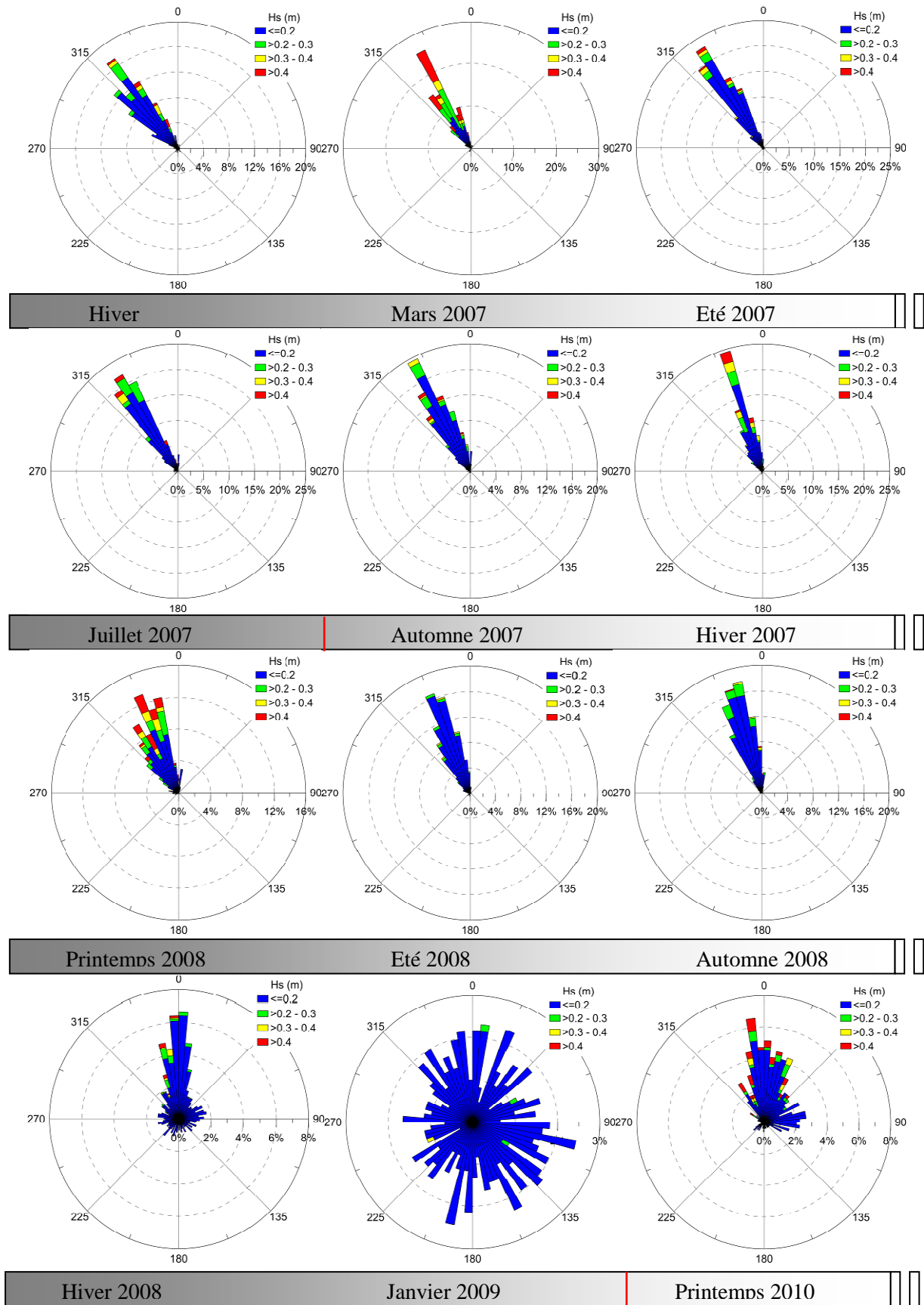


Fig. 67 : Roses d'agitation (Hs selon la provenance), entre chaque levé topographique, pour chaque saison (printemps : janvier, février et mars ; été : avril, mai et juin ; automne : juillet, août et septembre ; hiver : octobre, novembre et décembre), 1^{ère} partie

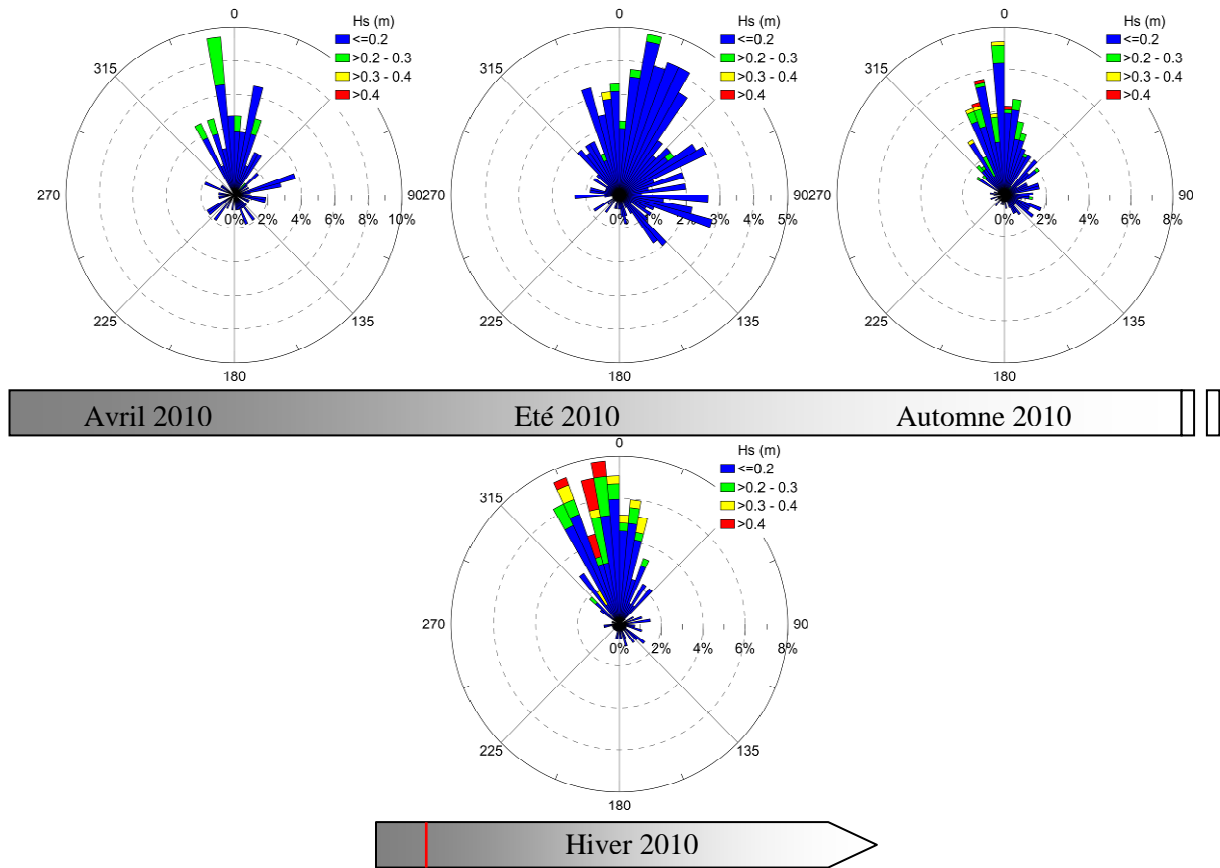


Fig. 68 : Roses d'agitation (Hs selon la provenance), entre chaque levé topographique, pour chaque saison (printemps : janvier, février et mars ; été : avril, mai et juin ; automne : juillet, août et septembre ; hiver : octobre, novembre et décembre), 2^{ème} partie.

Une période fortement agitée a un potentiel de remise en suspension plus important qu'une période faiblement agitée. L'agitation est aussi à l'origine de la fluidification et lubrification du sédiment fin en place. Une augmentation de l'agitation locale permet de favoriser la mise en mouvement des sédiments. Ainsi, la charge sédimentaire transportée peut être augmentée en hiver et dans une moindre mesure en automne et au printemps. Concernant les périodes étudiées, certaines ne peuvent être caractérisées, par absence de données. Seule la période juillet 2007-février 2009 présente une agitation notable, et la période avril-septembre 2010 peut être qualifiée de faiblement agitée.

Les lacunes dans les données et la relation non évidente avec les vents compliquent l'interprétation du rôle de l'agitation sur les évolutions morphosédimentaires constatées entre deux relevés topographiques.

Période	Saisons	% Données / durée	% Hs > 0,3 m	Provenance (tous secteurs)	Commentaire
1997-10/2002	-	0%	-	-	S4DW implanté le 19/10/06
10/2002-07/2007	oct. à déc. 2006	12%	5,45	NW	Changement position du S4DW le 21/12/06
	mars 2007		25	NW à NNW	-
	avril à juin		5,11	NW à NNW	-
07/2007-02/2009	juil. à sept. 2007	95%	3,81	NW à NNW	Changement position du S4DW le 06/09/07
	oct. à déc. 2007		8,59	NNW	-
	janv. à mars 2008		15,21	NW à NNW	Changement position du S4DW le 06/09/07
	avril à juin		0,78	NNW	-
	juil. à sept.		1,4	NNW à N	-
	oct. à déc. 2008		1,55	N	-
	janv. 2009	0,17	-	Mer de vent	
02/2009-09/2009	-	0%	-	-	S4DW ôté le 13/01/09 Réimplanté le 28/01/10
09/2009-04/2010	janv. à mars 2010	50%	6,76	N	-
04/2010-09/2010	avril à juin	100%	0,18	-	Mer de vent
	juil. à sept.		1,36	-	Mer de vent

Tableau 25 : Caractéristiques de l'agitation selon chaque période d'étude.

D- Débits fluviaux:

Le débit fluvial est un des paramètres de contrôle interne des rivières. Les trois rivières se jetant dans la Petite Baie ont un impact évident sur l'évolution morphologique des fonds sédimentaires. Chaque période est ainsi définie selon l'importance du débit fluvial.

Comme pour la période d'étude 1969-2009, les données de débit fluvial sont issues de la Banque Nationale de Données pour l'Hydrométrie et l'Hydrogéologie. Elles sont issues de la station de Romazy pour le débit du Couesnon, de la station de Chérence-le-Roussel pour la Sée et de la station de Ducey pour la Sélune.

Les débits moyens annuels sont reportés dans le Tableau 26. La période 1997-2002 est caractérisée par un important débit fluvial. La période 2002-2007 se définit par de faibles débits moyens annuels entre deux années à fort débit moyen annuel. La période juillet 2007-février 2009 est caractéristique d'une période de forts débits fluviaux moyens annuels et les périodes février-septembre 2009, septembre 2009-avril 2010 et avril-septembre 2010 sont définies par de faibles débits moyens annuels.

Année	Débit Sée (m ³ /s)	Débit Sélune (m ³ /s)	Débit Couesnon (m ³ /s)
1997	0,89	5,11	1,82
1998	1,83	11,99	4,91
1999	1,88	15,13	6,48
2000	-	-	9,2
2001	1,85	-	8,02
2002	1,79	11,28	4,63
2003	0,94	7,8	3,41
2004	1,1	7,3	3,01
2005	1,11	6,78	2,14
2006	1,25	8,34	3,68
2007	1,86	13,18	5
2008	1,47	11,91	5,35
2009	1,3	-	4,08
2010	-	-	3,04
Moyenne	1,44	9,88	4,63

Tableau 26 : Débits moyens annuels de la Sée à Chérence-le-Roussel, de la Sélune à Ducey et du Couesnon à Romazy.

L'importance des débits fluviaux peut se retrouver sur le comportement des rivières : une diminution du débit engendrant une diminution de la charge solide et donc une augmentation de la sinuosité ; une augmentation du débit favorisant une augmentation de la charge solide et donc une diminution de la sinuosité (Fig. 8 et, Leopold and Wolman, 1964). Les résultats des bilans météorologiques annuels de Météo-France corréler les débits fluviaux décrits. En effet, les périodes au débit fluvial important ont lieu lors de périodes où la pluviométrie est excédentaire aux normales calculées pour les années 1971 à 2000. Les périodes où le débit fluvial est faible correspondent à des années sèches, voire caniculaires (par exemple 2007).

Les sols de la Petite Baie sont bien drainés. Cela permet une réponse rapide du système aux évènements pluviométriques. Ainsi, l'évolution morphosédimentaire de la Petite Baie pourrait être sensible aux variations d'une période à l'autre des débits fluviaux.

I.3 : Evolution morphosédimentaire de la Petite Baie

A partir des MNT de chaque relevé topographique (Fig. 69 et Fig. 70) sont réalisés des MNT différentiels. Ceux-ci permettent de calculer les volumes en accrétion et en érosion par rapport au premier relevé topographique et le bilan (Tableau 27). Ces calculs ont aussi été réalisés pour les différentes zones d'intérêt, discutées dans la partie méthodes (Tableau 29). Ces MNT permettent aussi de qualifier l'emplacement des trois rivières.

De 1997 à février 2009, les bilans sédimentaires ne sont pas significatifs. Toutefois, les bilans sédimentaires montrent une tendance à l'accrétion jusqu'en septembre 2009. A partir de cette dernière date, la tendance est à l'érosion, même si elle semble diminuer entre avril et septembre 2010. Les volumes sédimentaires en accrétion, comme en érosion, entre 1997 et février 2009, soit sur les périodes de deux à cinq ans, sont en moyenne deux fois supérieurs à ceux mis en jeu entre deux levés plus rapprochés, soit cinq à neuf mois. Concernant les bilans sédimentaires, ils sont jusqu'à neuf fois plus importants pour les périodes courtes.

Période	Accrétion (m ³)	Err max. (m ³)	Erosion (m ³)	Err max. (m ³)	Bilan (m ³)	Bilan (m ³ /an)
1997-10/2002	8 369 361	±4 475 018	7 077 209	±3 252 586	1 292 152 NS	200 000
10/2002-07/2007	10 276 841	±910 192	10 226 725	±555 608	50 117 NS	10 000
07/2007-02/2009	7 340 321	±833 349	6 856 061	±456 555	484 260 NS	300 000
02/2009-09/2009	5 096 147	±831 781	3 903 006	±438 579	1 193 142	2 000 000
09/2009-04/2010	3 338 573	±614 151	4 669 783	±656 209	-1 331 210	-2 000 000
04/2010-09/2010	3 259 362	±736 976	3 444 925	±529 760	-185 562 NS	-400 000
1997-09/2010	10 718 914	±4 162 756	9 089 059	±3 542 410	1 629 855 NS	100 000
02/2009-09/2010	6 466 012	±737 399	6 789 327	±529 338	-323 316 NS	-200 000

Tableau 27 : Volumes mis en jeu entre deux levés successifs à l'échelle de la Petite Baie. La notation NS signifie que les bilans sédimentaires sont non significatifs. L'erreur maximale (Err. max.) sur le bilan correspond à la somme des erreurs maximales sur les volumes en accrétion et en érosion.

La variabilité importante des volumes déplacés d'une période à une autre soulève un problème de fréquence des acquisitions. Les évolutions sédimentaires dans la Petite Baie sont temporellement rapides et spatialement mobiles. Ainsi, un bilan sur 70 mois masque de nombreuses évolutions, d'où des volumes sédimentaires mis en place plus faibles que sur des périodes plus courtes.

Il est important d'avoir un différentiel entre le volume sédimentaire en accrétion et le volume sédimentaire en érosion supérieur à l'incertitude volumétrique, c'est-à-dire environ $\pm 1\,200\,000\text{ m}^3$. Car des volumes significatifs en accrétion, ou en érosion, ne donnent pas toujours un bilan sédimentaire significatif.

La fréquence d'acquisition est donc un paramètre très important pour suivre les évolutions morphosédimentaires de la Petite Baie. Un échantillonnage semestriel permet d'observer le lissage des bilans sur cinq ans. Mais cela signifie aussi qu'il faille des évolutions relativement importantes. Car, si

la balance érosion/accrétion n'est pas supérieure à l'incertitude volumétrique, les bilans sédimentaires ne sont pas significatifs, et seule l'évolution générale de ces bilans peut être qualifiée.

Ces résultats illustrent l'accrétion généralisée de la Petite Baie, avec un bilan sédimentaire d'environ $+100\,000\text{ m}^3/\text{an}$, accrétion non linéaire dans le temps. Ce bilan sédimentaire est faible, comparé aux précédents calculs réalisés pour évaluer le taux d'accrétion annuel. Ce taux, passé de $+1,3 \cdot 10^6\text{ m}^3/\text{an}$ (Larsonneur, 1994) par estimation des volumes sédimentaires nécessaires à la formation des polders entre 1858 et 1934 sur une surface de 50 km^2 , à $+800\,000\text{ m}^3/\text{an}$ par comparaison de relevés topographiques entre 1958 et 1997, sur une surface commune de 70 km^2 (Migniot, 1997), ou à $+340\,000\text{ m}^3/\text{an}$ entre 1997 et 2002, et $+150\,000\text{ m}^3/\text{an}$ entre 2002 et 2007, toujours par comparaison de relevés topographiques, mais sur 40 km^2 (Desguée, 2008). Le Tableau 28 présente ces résultats. Desguée (2008) trouve des résultats comparables à ceux de Migniot (1997), mais seulement pour la période 1997-2002.

Dans les calculs réalisés dans le cadre de cette analyse, les surfaces des schorres ont été ignorées. Cela concerne 18 km^2 où les évolutions altimétriques oscillent annuellement entre $1,35 \cdot 10^{-3}\text{ m}$ en haut schorre et $38,11 \cdot 10^{-3}\text{ m}$ en bas schorre (Detriché *et al.*, 2011). Ainsi un volume annuel de $+350\,000 \pm 330\,000\text{ m}^3$ concernant les schorres est omis. Le résultat obtenu dans cette analyse, $+100\,000\text{ m}^3/\text{an}$ sur 13 ans, est donc comparable aux précédents calculés.

Source	Accrétion	Période
Larsonneur, 1994	+1 040 000	1858-1934
Migniot, 1997	+400 000	1958-1997
Desguée, 2008	+350 000	1997-2002
Desguée, 2008	+150 000	2002-2007

Tableau 28 : Taux de sédimentation annuels sur une surface commune de 40 km^2 .

La position globale des rivières est délimitée avec la cote altimétrique 4 m IGN69 (Fig. 69 et Fig. 70). Le Couesnon observe une dynamique précédemment développée dans la Partie II de ce manuscrit. Il se déplace vers l'Ouest jusqu'en 2002. Puis il migre vers l'Est. Le « chenal commun » Sée-Sélune migre vers le Sud jusqu'en 2002, et se déplace ensuite globalement vers le Nord.

Concernant le « chenal commun » Sée-Sélune, cela confirmerait que ce chenal est sujet à la même dynamique que le chenal du Couesnon. L'échelle de temps, de 1997 à 2010 soit 13 ans, est courte pour affirmer qu'il s'agisse de la variation des apports sédimentaires sous l'influence du cycle de Saros qui régit la divagation de ce chenal. Cependant, cela est fort probable. Si la dynamique de divagation du Couesnon est d'Ouest en Est selon ce cycle de 18,6 ans de période, la dynamique du « chenal commun » Sée-Sélune serait Sud-Nord (Fig. 71).

Les Fig. 72 et Fig. 73 illustrent les évolutions morphosédimentaires de la Petite Baie. Les zones en érosion sont figurées en rouge, et les zones en accrétion en bleu. Les zones en érosion apparaissent être les lits des chenaux et les berges des schorres, plus rarement le grand banc de l'Ouest, alors que les zones en accrétion se situent entre les chenaux (notamment le grand banc de l'Ouest) et au front de certains schorres. Ces surfaces présentent des comportements variables, qui sont à l'origine du découpage de la Petite Baie en zones plus restreintes. Chacune étant associée à un objet ou une problématique donnée.

Les évolutions altimétriques de chacune de ces zones sont détaillées sur chaque MNT différentiel, puis les bilans sédimentaires ont été calculés. Ces derniers sont présentés dans le Tableau 29 et la Fig. 81. Tout comme à l'échelle globale de la Petite Baie, certains de ces bilans sont non significatifs. L'évolution des radiales choisies est commentée. Enfin, les évolutions spatiales comme altimétriques sont mises en relation avec les forçages considérés. Les incertitudes quant aux valeurs sont précisées dans le Tableau 21.

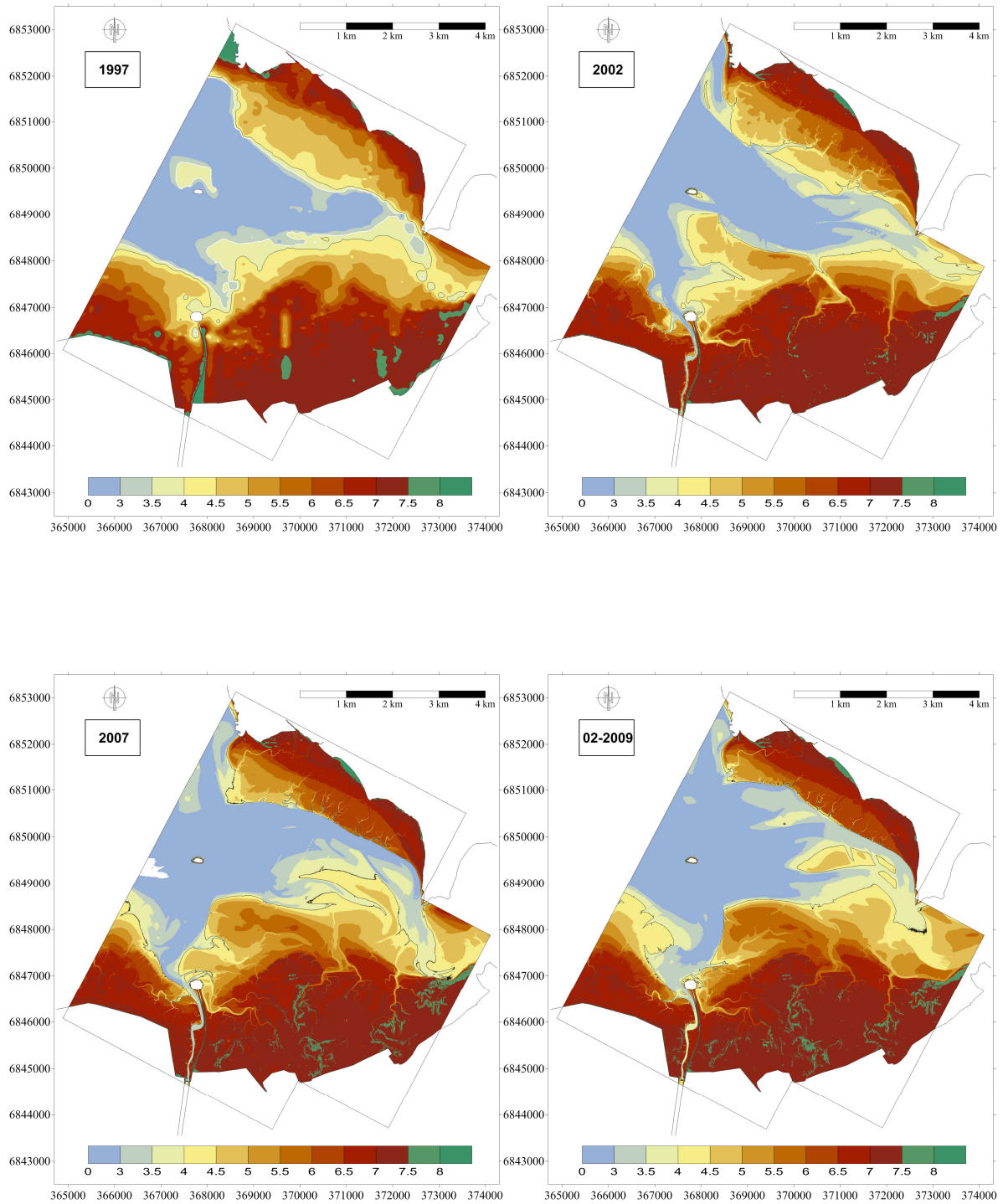


Fig. 69 : MNT des relevés topographiques de 1997 à février 2009 (de gauche à droite et de haut en bas)

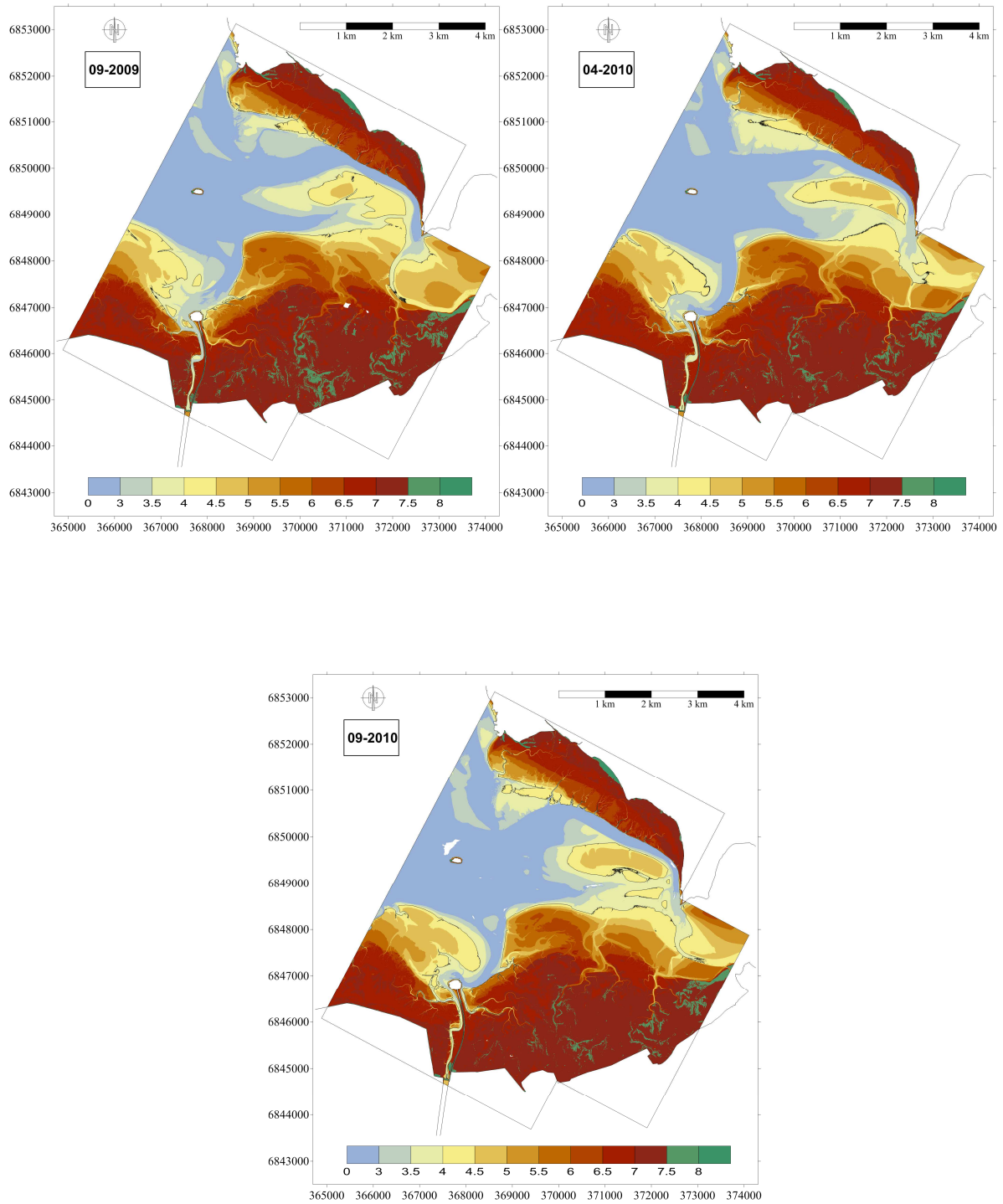


Fig. 70 : MNT des relevés topographiques de septembre 2009 à septembre 2010 (de gauche à droite et de haut en bas)

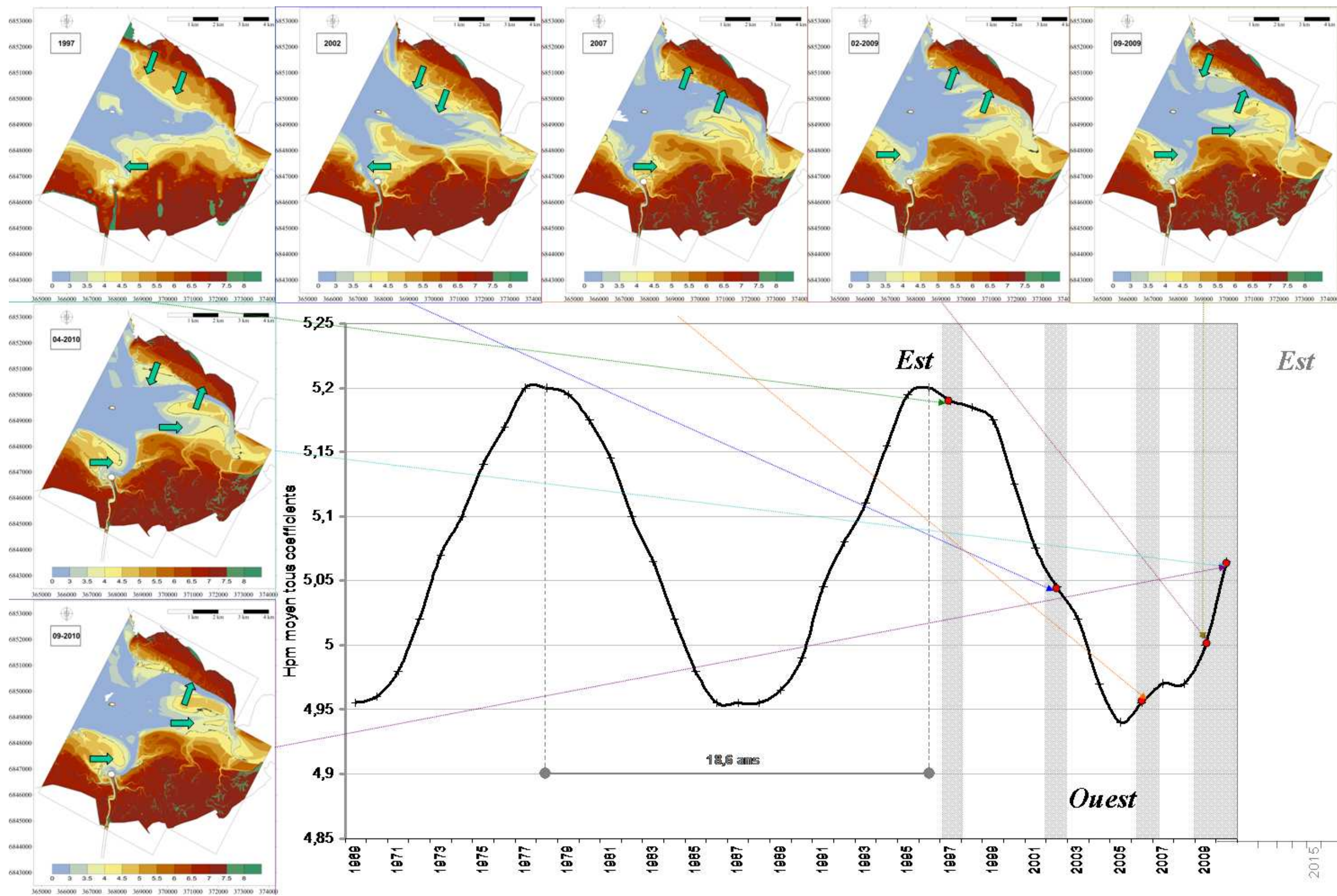


Fig. 71 : Position des chenaux (cote 4 m IGN69) dans la Petite Baie sur chaque relevé topographique mise en relation avec les cycles à 18,6 ans et 4,4 ans de la marée.

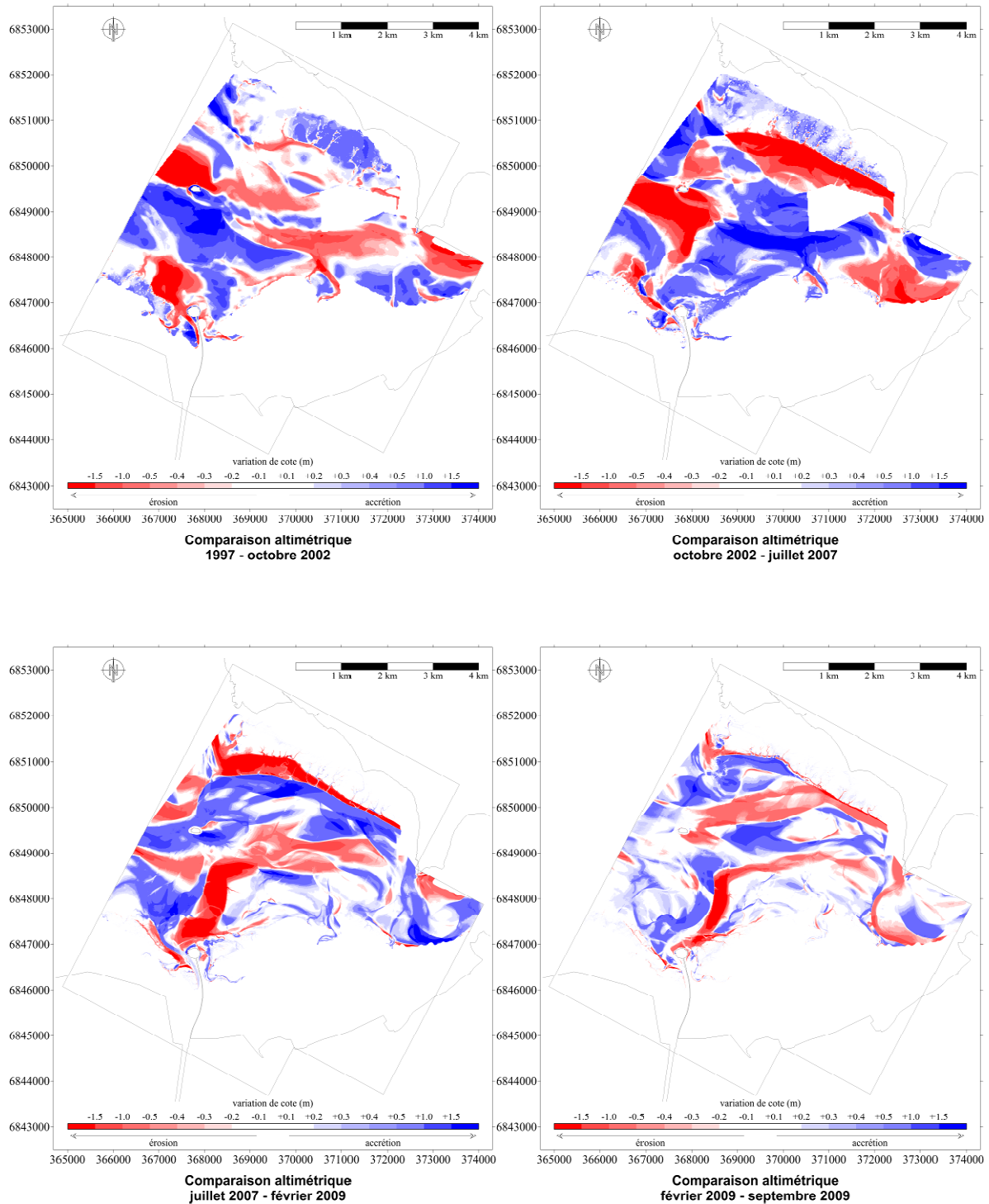


Fig. 72 : MNT différentiels – évolutions altimétriques de la Petite Baie de 1977 à septembre 2009 (de gauche à droite et de haut en bas)

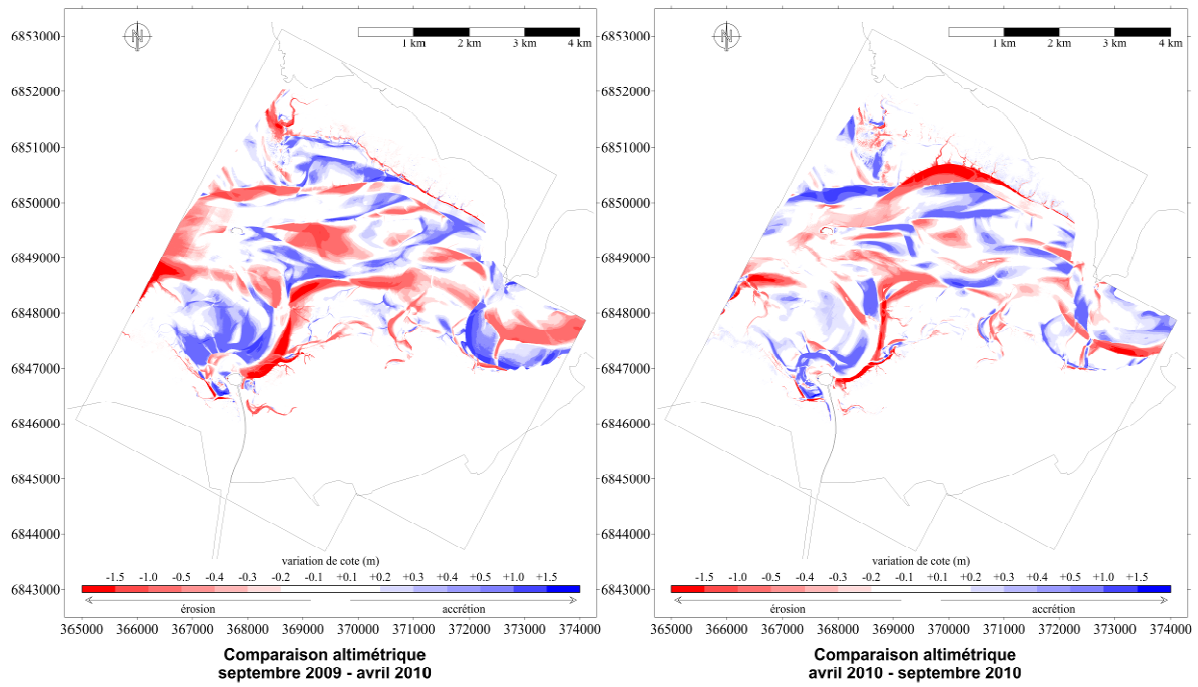


Fig. 73 : MNT différentiels – évolutions altimétriques de la Petite Baie de septembre 2009 à septembre 2010

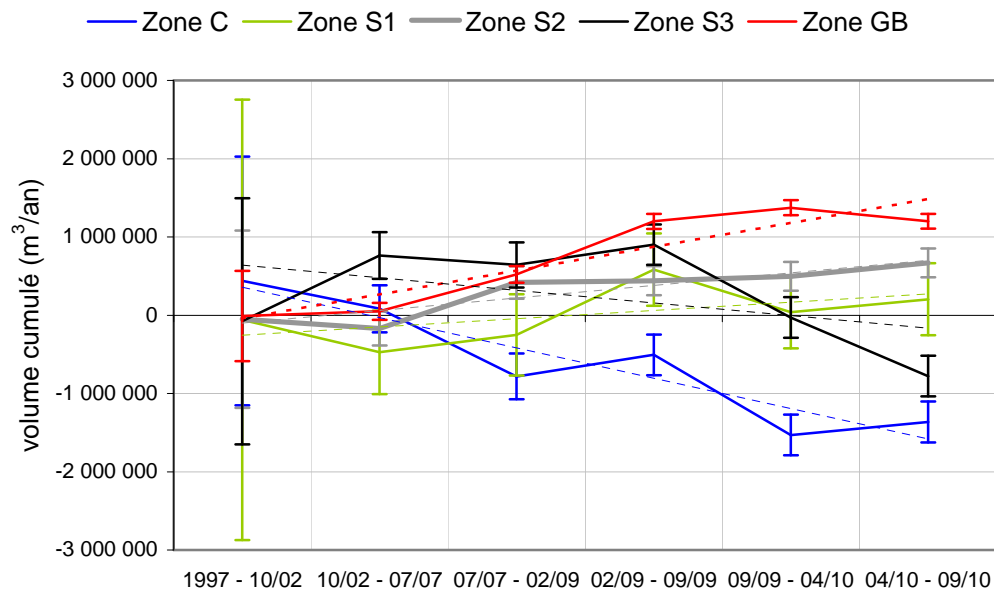


Fig. 74 : Evolution des bilans sédimentaires cumulés des zones C, GB, S1, S2, et S3.

Date	Accrétion (m ³)	Err. Max. (m ³)	Erosion (m ³)	Err. Max. (m ³)	Bilan (m ³)	Bilan (m ³ /an)
Zone C						
1997-10/02	3 419 913	±1 200 879	1 098 262	±387 833	2 321 651	400 000
10/02-07/07	1 558 334	±166 682	3 244 471	±134 686	-1 686 137	-300 000
07/07-02/09	1 218 880	±149 360	2 586 105	±142 793	-1 367 225	-900 000
02/09-09/09	1 174 724	±133 448	1 014 895	±127 581	159 829 NS	300 000
09/09-04/10	801 105	±180 634	1 394 592	±80 396	-593 487	-1 000 000
04/10-09/10	698 477	±73 698	629 002	±148 315	69 475 NS	200 000
Zone GB						
1997-10/02	472 322	±391 911	524 415	±184 451	-52 093 NS	-10 000
10/02-07/07	607 800	±73 888	322 830	±35 444	284 970	60 000
07/07-02/09	807 174	±87 348	59 659	±18 855	747 516	500 000
02/09-09/09	402 308	±78 043	10 307	±16 847	392 000	700 000
09/09-04/10	268 679	±90 216	167 257	±4 673	101 422	200 000
04/10-09/10	197 796	±66 357	270 628	±28 533	-72 832	-200 000
Zone S1						
1997-10/02	2 304 279	±1 599 497	2 627 788	±1 214 371	-323 508 NS	-60 000
10/02-07/07	2 749 510	±307 929	4 707 227	±225 843	-1 957 717	-400 000
07/07-02/09	3 193 923	±343 652	2 844 379	±174 374	349 543 NS	200 000
02/09-09/09	2 115 783	±307 043	1 630 958	±155 798	484 824	800 000
09/09-04/10	1 060 889	±277 519	1 377 384	±185 323	-316 495 NS	-550 000
04/10-09/10	1 403 914	±220 366	1 334 308	±242 475	69 606 NS	150 000
Zone S2						
1997-10/02	992 796	±565 582	1 260 382	±567 089	-267 586 NS	-50 000
10/02-07/07	1 180 762	±91 731	1 747 621	±123 129	-566 859	-100 000
07/07-02/09	1 278 190	±159 068	346 672	±49 032	931 518	600 000
02/09-09/09	599 553	±142 123	587 503	±43 808	12 051 NS	20 000
09/09-04/10	700 873	±95 869	668 163	±90 062	32 710 NS	60 000
04/10-09/10	563 693	±96 062	491 482	±89 869	72 211 NS	170 000
Zone S3						
1997-10/02	1 216 876	±699 963	1 621 721	±872 301	-404 845 NS	-80 000
10/02-07/07	4 187 992	±265 941	206 494	±32 307	3 981 498	850 000
07/07-02/09	859 886	±174 943	1 048 139	±114 870	-188 253 NS	-100 000
02/09-09/09	820 827	±156 306	670 868	±102 633	149 960 NS	260 000
09/09-04/10	523 391	±183 668	1 063 189	±75 272	-539 797	-900 000
04/10-09/10	424 199	±115 201	738 226	±143 738	-314 027	-750 000

Tableau 29 : Volumes sédimentaires en accrétion, en érosion et erreurs associées, bilans sédimentaires (m³ et m³/an) entre deux levés successifs. La notation NS qualifie un bilan non significatif.

Zone C :

Cette zone est caractéristique de l'aire d'influence des divagations du chenal du Couesnon. Elle couvre une surface de 5 km². Les MNT différentiels de la zone sont présentés en Annexe IV.

Entre 1997 et 2002, le Sud des abords de Tombelaine présente une accrétion généralisée, entre +0,4 et +4 m. Les évolutions aux abords du Mont-Saint-Michel sont plus contrastées: la partie ouest montre des érosions de -3 m par endroits, alors que la partie est révèle une accrétion, jusqu'à +1,4 m.

Entre 2002 et 2007, le Sud des abords de Tombelaine est en érosion, avec des valeurs jusqu'à -3 m par endroits. La partie aux abords du Mont est en globale accrétion, avec des valeurs comprises entre +0,4 et +0,9 m. Dans cette dernière partie, de faibles érosions sont localisées en bordure de schorre et au pied du Mont-Saint-Michel.

Entre juillet 2007 et février 2009, le Sud des abords de Tombelaine est partagé entre des érosions, jusqu'à -1,7 m, et une accrétion à son pied, jusqu'à +1,4 m. La frange du schorre ouest est érodée, alors que le schorre est progresse. Au nord du Mont, la zone est d'Ouest en Est, en accrétion (jusqu'à +1,8 m), en érosion (-1,2 m) puis de nouveau en accrétion (+2 m).

Entre février et septembre 2009, aux abords du Mont, deux tendances sont observées : une accrétion entre +0,1 et +1,3 m dans sa partie ouest (exceptée le front du schorre ouest qui continue d'être érodé) et une érosion dans sa partie est, jusqu'à -3 m.

Entre septembre 2009 et avril 2010, le Sud des abords de Tombelaine est en globale érosion, -0,5m en moyenne. Aux abords du Mont-Saint-Michel, le schorre est est érodé, avec des valeurs supérieures à -2,5 m par endroits. Le schorre ouest est continuellement érodé, mais de moindre manière. Au Nord du Mont, à environ 350 m et plus, la surface est en accrétion, avec en moyenne +2 m.

Entre avril et septembre 2010, le Sud des abords de Tombelaine est partagé entre des érosions et des accrétions localisées de l'ordre d'une vingtaine de centimètres. Si le pied du Mont et les fronts des schorres sont en érosion, de -0,2 à -2,6 m, le reste de la surface des abords du Mont-Saint-Michel, ainsi que sa partie nord sont en nette accrétion, en moyenne +0,4 m, avec des zones à +2 m.

Les bilans sédimentaires calculés sur cette zone ne sont pas significatifs entre février et septembre 2009, et entre avril et septembre 2010. L'évolution de ceux-ci montre une tendance érosive, avec en moyenne -200 000 m³/an (Fig. 74). Cette tendance érosive semble linéaire, d'autant plus que les seuls bilans sédimentaires positifs sont non significatifs.

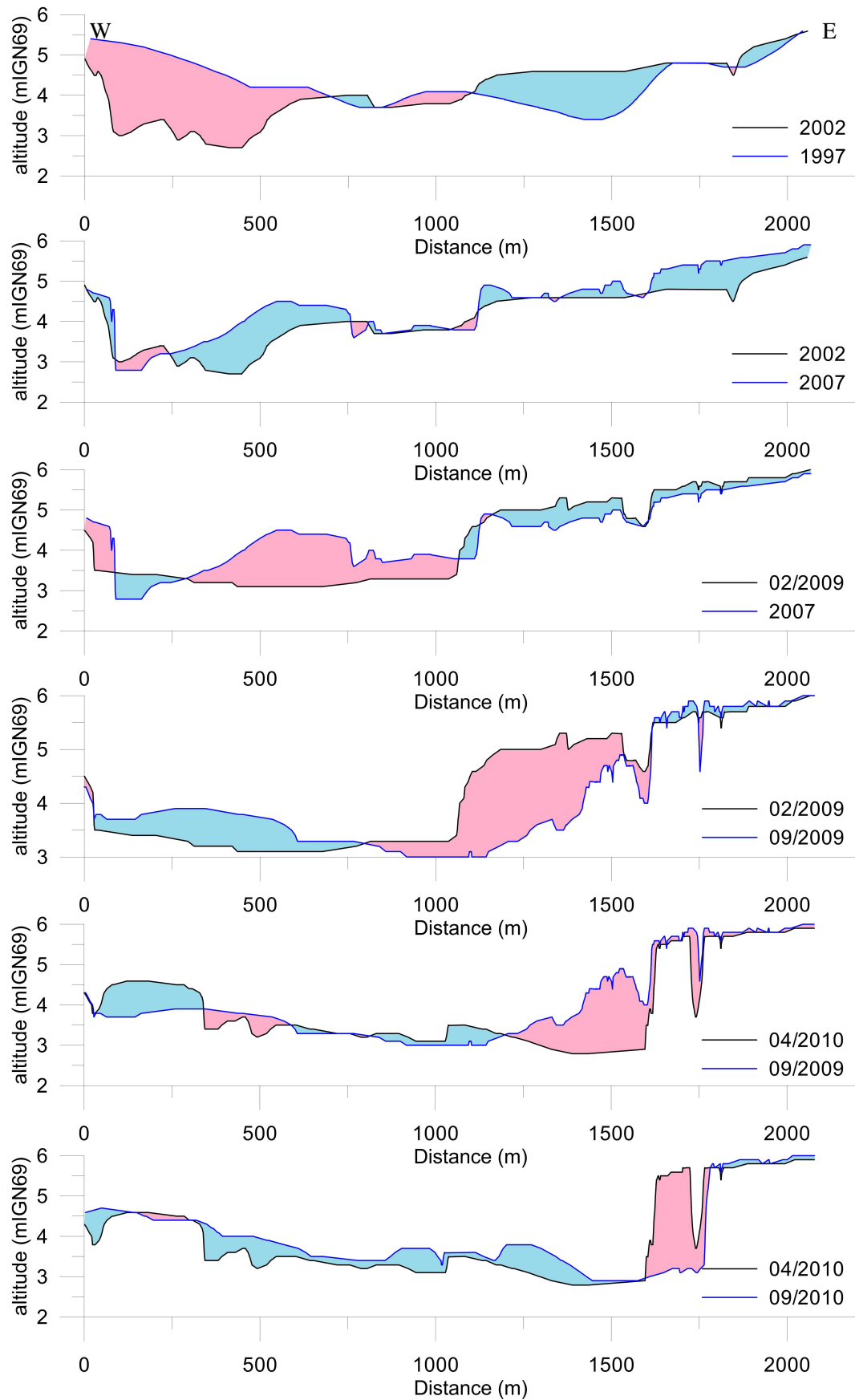


Fig. 75 : Evolutions altimétriques sur la radiale C1. Les surfaces bleues figurent les accrétions et les roses les érosions.

Deux radiales ont été extraites des MNT : la radiale C1 afin de présenter les divagations du chenal du Couesnon (Fig. 75) et la radiale C2 afin d'illustrer l'érosion du schorre est (Fig. 76).

La radiale C1 illustre un déplacement global d'Ouest en Est du Couesnon. Entre 1997 et 2002 le chenal se déplace vers l'Ouest et érode les 500 premiers mètres du profil. Ce départ vers l'Ouest est la probable source de l'accrétion notée après ces 500 premiers mètres de profil. Entre octobre 2002 et juillet 2007, le Couesnon se sépare en deux bras, un à l'Ouest, de 165 m de large, dont la rive ouest forme une microfalaise, et l'autre au Nord du Mont (milieu du profil), de 330 m de large relativement encaissé. L'Est du profil est en accrétion. De juillet 2007 à février 2009, le banc de sable entre les deux bras est érodé. Le Couesnon forme un large méandre, qui a migré de 80 m vers l'Ouest. Le chenal est encadré de microfalaises. Entre février 2009 et septembre 2009, le chenal se déplace vers l'Est, de 580 m pour sa rive ouest et de 330 m pour sa rive est. Lors du déplacement de cette dernière, le chenal réduit la pente de la microfalaise. A l'arrière de celle-ci se situe une criche. Le départ vers l'Est du Couesnon permet la croissance d'un banc à l'Ouest du profil. Entre septembre 2009 et avril 2010, le chenal présente trois bras à marée basse. Le premier, au NE du Mont, érode le banc de sable nouvellement créé sur 250 m, mais celui-ci continue de croître ; le second au Nord du Mont et large de 330 m présente une microfalaise sur sa rive est ; le troisième érode la rive est du précédent chenal, formant une microfalaise. Le pied de la microfalaise a reculé de 415 m au cours de ces sept mois. Entre avril et septembre 2010, les multiples bras ont disparu. Seul le bras le long du schorre est actif et érode le schorre de 165 m. Le reste du profil montre une accrétion généralisée.

La radiale C2 illustre l'érosion du schorre est par le chenal du Couesnon. Entre 1997 et 2002, les fonds sédimentaires sont relativement plats, tout en présentant une légère pente vers le schorre. Entre octobre 2002 et juillet 2007, une microfalaise se forme, suite à la migration du chenal du Couesnon, à 114 m de la fin du profil. Le reste du profil est en accrétion. Il est entaillé de criches. Entre juillet 2007 et février 2009, le Couesnon s'est éloigné de la microfalaise précédemment formée. L'ensemble du profil est en accrétion. Entre février et septembre 2009, le Couesnon se déplace de nouveau vers le schorre est et l'érode sur 180 m, en formant une microfalaise dont la pente est adoucie. Une criche est formée à l'arrière de celle-ci (à 300 m du début du profil). Entre septembre 2009 et avril 2010, le schorre est érodé sur 90 m à partir du pied de la microfalaise : la criche a disparu suite à la progression du Couesnon vers le schorre. Entre avril et septembre 2010, le schorre est érodé de 68 m sous l'influence de la progression du Couesnon vers celui-ci.

La zone C enregistre les effets directs de la divagation du Couesnon sur les fonds sédimentaires. Les bilans sédimentaires et les évolutions planimétriques sont liés aux différents processus agissant sur la zone.

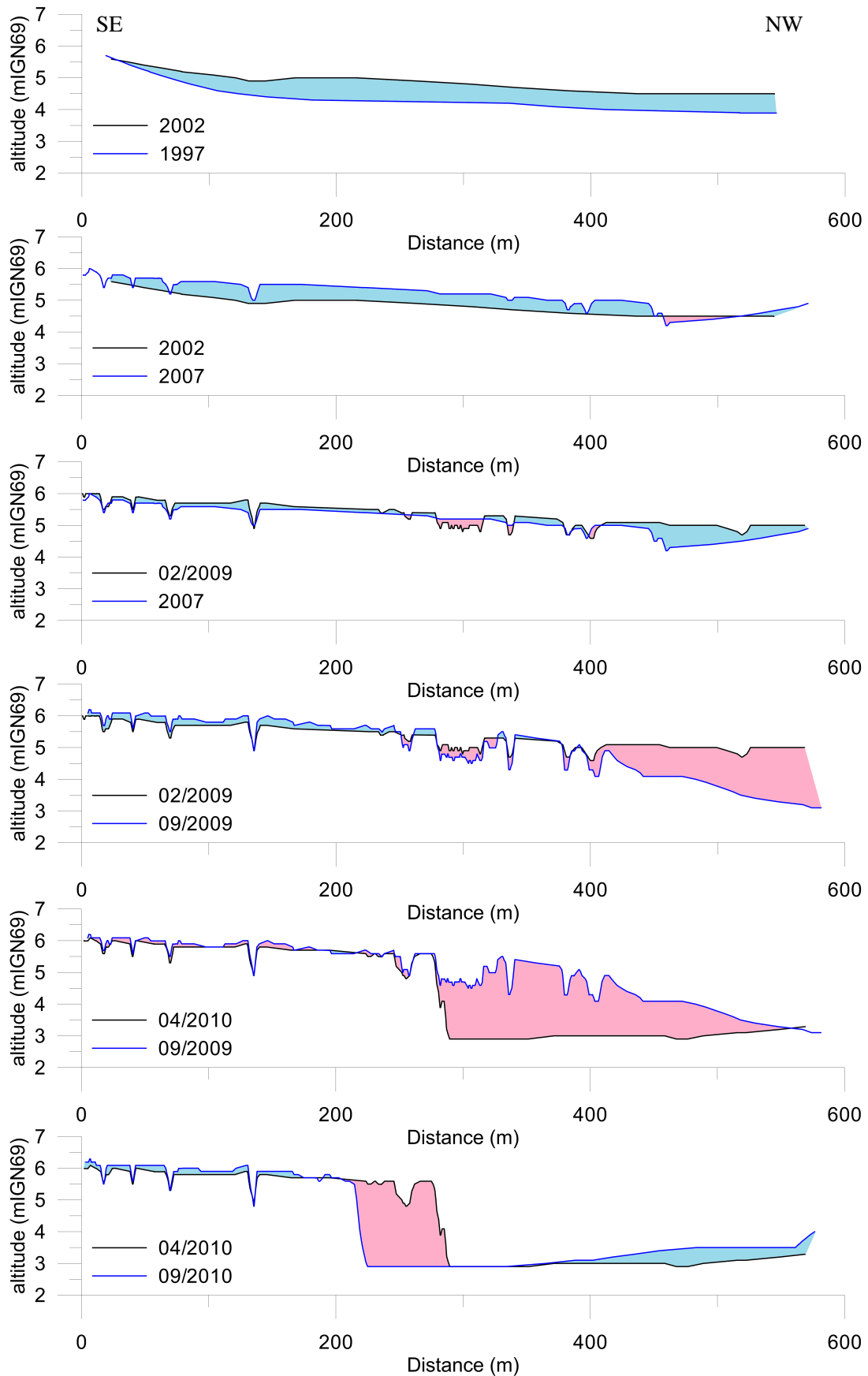


Fig. 76 : Evolutions altimétriques de la radiale C2. Les surfaces bleues figurent les accrétions et les roses les érosions.

Les apports sédimentaires, pouvant fluctuer selon les différents cycles de la marée, régissent les volumes sédimentaires mis en jeu entre deux relevés topographiques. La zone C réagit souvent de façon antagoniste à ces potentiels apports : un apport sédimentaire important n'est pas toujours accompagné d'une augmentation du bilan sédimentaire. La présence du chenal du Couesnon sur cette zone en est à l'origine. En effet les chenaux favorisent une résiduelle du transport sédimentaire en faveur du jusant (Dronkers, 1986). L'introduction de sédiments dans le système ne compense pas le pouvoir érosif, et dispersif du Couesnon. Le rôle du Couesnon est ainsi illustré dans l'évacuation des sédiments en dehors de la zone C. Il y a alors un déficit de sédiments dans cette zone, répartis sur les autres surfaces de la Petite Baie, ou en dehors de celle-ci. La zone C est fortement influencée par la dynamique du grand banc de l'Ouest. Lorsque le chenal divague vers l'Ouest, les apports en provenance de ce banc sont réduits, voire nuls, et l'action érosive du chenal prend toute son ampleur (entre 2002 et 2009). Et lorsque le chenal divague vers l'Est, ce sont les apports du banc de l'Ouest qui le contraignent. L'augmentation du stock sédimentaire peut ne plus être contrecarrée par la dynamique érosive du chenal, c'est notamment le cas entre février et septembre 2009 ou avril et septembre 2010. Ce comportement semble montrer une capacité du Couesnon plus érosive en hiver qu'en été, ou des apports plus importants l'été que l'hiver. En effet, les crues hivernales peuvent augmenter les vitesses du jusant dans le chenal, donc favoriser le rôle dominant du jusant dans celui-ci, et de ce fait favoriser l'évacuation des sédiments de la zone ; ou bien, à débit fluvial égal, seul un apport sédimentaire plus important l'été peut permettre un différentiel d'érosion saisonnier, et donc diminuer le rôle dominant du jusant dans le chenal.

Sur l'échelle de temps considérée, entre deux relevés topographiques, le vent, tant dans sa direction que dans sa force, et l'agitation (période agitée ou peu agitée), ne sont pas directement liés avec l'évolution des bilans sédimentaires. Cette dernière ne présente pas de lien évident avec l'évolution du débit fluvial annuel. Un lien à l'échelle saisonnière favoriserait l'hypothèse selon laquelle les débits de crue d'hiver favoriseraient le rôle dominant du jusant du chenal.

L'étude de cette zone soumise à l'influence d'un chenal illustre le rôle de ce dernier sur le caractère dominant du jusant, dans l'ensemble de la Petite Baie, où le flot prédomine. Ce type d'espace est favorable à l'évacuation des sédiments en dehors de la zone. Cette évacuation est d'autant plus efficace si les débits fluviaux sont importants, d'où le caractère saisonnier des bilans sédimentaires sur les années 2009-2010. Le rôle du barrage de la Caserne est de favoriser ce phénomène, par l'augmentation de la valeur du débit fluvial mis en jeu, mais aussi de l'augmenter, en étalant les débits importants sur l'année entière, et non seulement limités en période de crue hivernale.

Zone GB :

Cette zone est caractéristique du domaine couvert par le grand banc de l'Ouest. Elle couvre une surface de 1,9 km². Les MNT différentiels de la zone sont présentés en Annexe IV.

Entre 1997 et 2002, cette zone se découpe en deux parties : une première au SE est en érosion, de -0,2 à -2,6 m, sous l'influence de la divagation du chenal du Couesnon, et la seconde au NW est en accrétion, de +0,2 à +1,2 m.

Entre 2002 et 2007, le schorre ouest pionnier est érodé, de -0,2 à -2 m, suite aux divagations du chenal du Couesnon dans cette zone, notamment en 2007. Le reste de la surface est en globale accrétion, de +0,2 à +1,8 m.

Entre juillet 2007 et février 2009, seul le schorre ouest pionnier est érodé, de -0,2 à -1,4 m. Le départ du Couesnon vers l'Est permet aux fonds sédimentaires de s'exhausser de +0,2 à +1,2 m.

Entre février et septembre 2009, la majeure partie de la zone n'évolue pas de manière significative. Seul le front est du schorre ouest montre une érosion de -0,2 à -0,9 m. Les autres surfaces sont en accrétion, de +0,4 à +0,8 m.

Entre septembre 2009 et avril 2010, le front est du schorre ouest s'érode toujours, de -0,2 à -0,8 m, sur une vingtaine de mètres. Suite à la divagation de la confluence des chenaux vers le Sud, le NE de la zone est en érosion, de -0,2 à -2,6 m. Les autres surfaces de la zone sont en globale accrétion, de +0,2 à +1 m.

Entre avril et septembre 2010, un chenal de vidange devient plus actif et érode les fonds sur son parcours vers la confluence des trois rivières. Cette zone est d'ailleurs en érosion, de -0,2 à -2,6 m. Les autres surfaces présentent des accrétions comprises entre +0,2 et +0,8 m.

Le bilan sédimentaire de la zone GB n'est pas significatif entre 1997 et octobre 2002. L'évolution de ces bilans montre une tendance à l'accrétion, d'en moyenne +200 000 m³/an. Cette croissance n'est pas linéaire, elle passe d'environ +400 000 m³/an jusqu'en septembre 2009, puis se stabilise globalement.

La radiale GB commence à l'Est de la zone GB et se termine à l'Ouest : elle correspond au profil longitudinal du grand banc, mais n'atteint pas le Nord du Mont-Saint-Michel. Entre 1997 et 2002, le profil, plongeant vers l'Est, est érodé sur 800 m, d'Est en Ouest. Cela augmente alors la pente des fonds sédimentaires, et se produit sous l'influence de la divagation du Couesnon vers l'Ouest. Entre

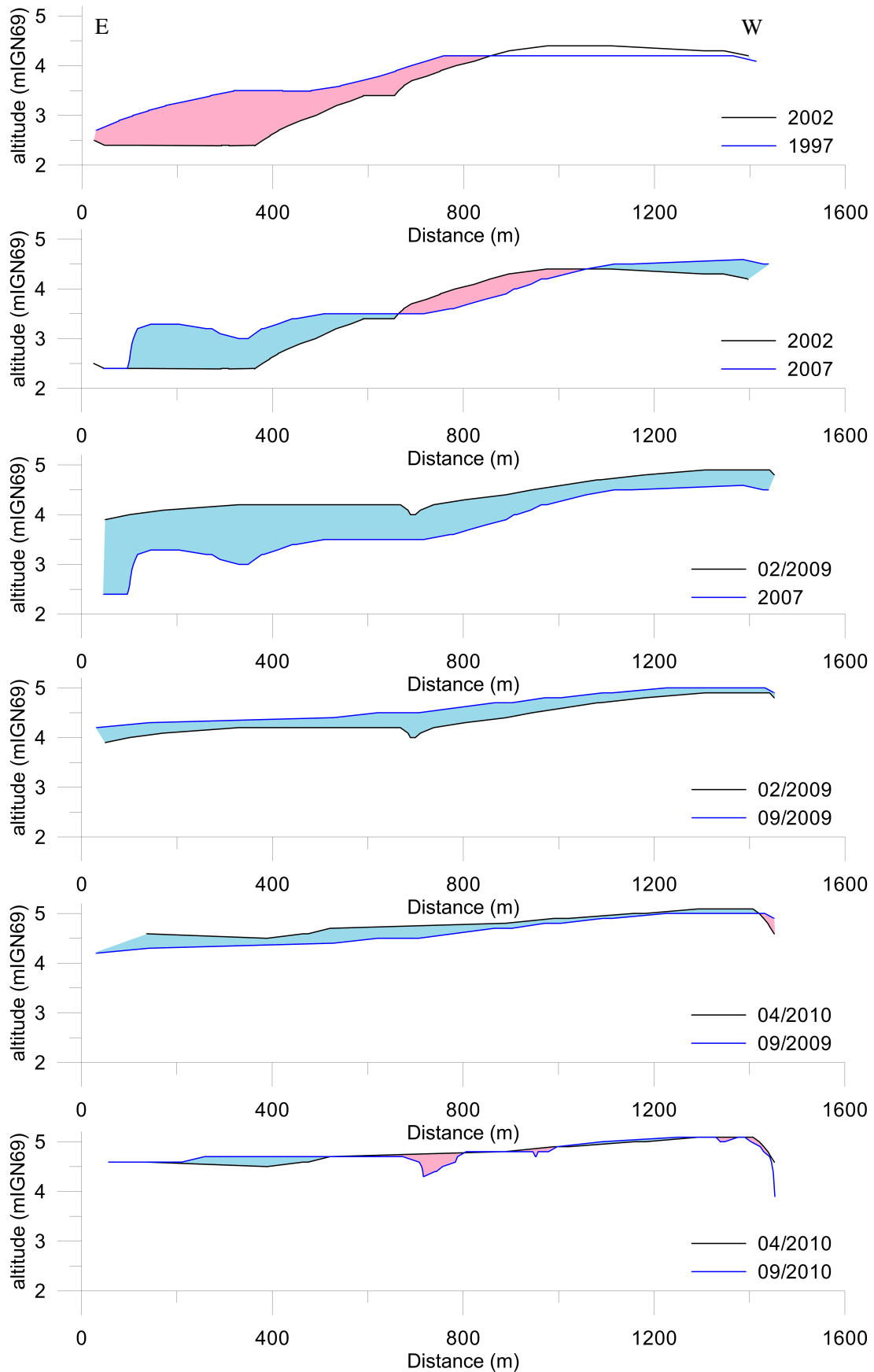


Fig. 77 : Evolutions altimétriques de la radiale GB. Les surfaces bleues figurent les accrétions et les roses les érosions.

octobre 2002 et juillet 2007, la partie précédemment érodée se comble, sur environ 1 m de haut, tout en formant une microfalaise à 100 m du début du profil. Celle-ci est probablement la conséquence de la présence du chenal dans cette zone. Entre juillet 2007 et février 2009, le profil montre une accrétion généralisée, de +0,38 m à l'Ouest du profil, à +1,63 m à l'Est. Cette accrétion se poursuit entre février et septembre 2009, avec des valeurs comprises entre +0,13 m et +0,63 m, et entre septembre 2009 et avril 2010, avec des valeurs comprises entre +0,06 m et +0,38 m. Entre avril et septembre 2010, l'accrétion du profil est faible. Deux chenaux ou filandres (probablement de drainage) apparaissent sur le banc, profonds de 0, 13 cm pour le plus à l'Ouest et de 0,5 cm pour le plus à l'Est.

La morphologie du grand banc de l'Ouest semble gouvernée par le signal à 18,6 ans de période de la marée : il migre vers l'Est sous l'afflux potentiel de sédiments en phase ascendante du cycle de Saros et reprend sa position initiale, très rapidement, après une phase haute de ce même cycle. A l'échelle de cinq ans et moins, les apports sont régulés par des signaux de plus petite période. Ainsi, il y a potentiellement plus d'apports entre 1997 et 2002, et entre 2007 et 2010 ; et il y a une diminution des apports potentiels entre février 2009 et septembre 2010. Cependant le signal de marée n'est pas le seul à contrôler les bilans sédimentaires, car il existe des périodes (juillet 2007 à février 2009 et, septembre 2009 à avril 2010) où les bilans sédimentaires sont positifs alors que les valeurs issues du signal de marée diminuent. Ainsi, le grand banc semble alimenté par d'autres zones, dont la zone C qui présente un bilan sédimentaire négatif pour les deux périodes considérées. De nombreux et forts vents ont lieu lors de ces deux périodes, notamment de NE, qui pourraient être indirectement à l'origine d'un transport de la zone C vers la zone GB.

Concernant les autres forçages, l'évolution des bilans sédimentaires n'est pas directement liée avec celle des débits fluviaux du Couesnon. Elle n'est pas non plus évidente à mettre en relation avec l'évolution des conditions météorologiques et d'agitation.

L'étude de cette zone a permis de mettre en avant le contrôle de la marée sur l'évolution morphosédimentaire du grand banc, quelle que soit la période de signal considérée. Elle montre aussi le lien étroit qui existe entre deux zones, la zone C engraisant très probablement la zone GB grâce à l'influence de vents de NE. Le rôle des réseaux de drainage est entraperçu avec l'apparition de filandres sur le grand banc : ils pourraient limiter la hauteur maximale des bancs de sable.

Zone S1 :

Cette zone est caractéristique de l'aire d'influence du « chenal commun » Sée-Sélune, au niveau du schorre nord. Elle couvre une surface de 8,9 km². Les MNT différentiels de la zone sont présentés en Annexe IV.

Entre 1997 et 2002, le Nord du rocher de Tombelaine présente une érosion des fonds de -0,5 à -3,5 m, due au passage du « chenal commun » Sée-Sélune. La zone centrale du schorre pionnier nord est aussi en érosion, mais plus réduite. La seule zone en accrétion nette est la partie ouest du schorre pionnier nord, avec un exhaussement jusqu'à +3 m. Le chenal passant près du schorre à cet endroit se situe en 2002 aux abords de Tombelaine.

Entre 2002 et 2007, alors que la majeure partie de la zone présente des accrétions entre +0,3 et +3,8 m, la quasi-totalité de la frange du schorre pionnier nord est en érosion, jusqu'à -3 m.

Entre juillet 2007 et février 2009, le « chenal commun » Sée-Sélune continue d'éroder le schorre nord pionnier, de -1,4 à -2,1 m, et sur toute la longueur du schorre nord. Ainsi, la partie sud de la zone présente des accrétions, de +0,3 à +3,1 m.

Entre février et septembre 2009, le chenal se sépare en deux bras. L'un, plus étroit longe le schorre nord, tandis que l'autre migre au centre-sud de la zone. En conséquence, le front de l'herbu nord pionnier est érodé, jusqu'à -3 m, ainsi que la partie centre-sud de la zone, de -0,2 à -2 m. Les autres surfaces présentent des accrétions comprises entre +0,4 et +1,7 m.

Entre septembre 2009 et avril 2010, la zone centre-sud précédemment érodée n'évolue que très peu. Ces abords, jusqu'à 400 m, sont érodés, de -0,2 à -1,5 m, indiquant un élargissement du chenal. Le front du schorre nord est toujours en érosion, avec des valeurs plus importantes, jusqu'à -3,1 m. Le reste de la zone présente des accrétions comprises entre +0,2 et +1,5 m.

Entre avril et septembre 2010, la pointe du schorre nord, au NW de la zone se consolide : elle est en accrétion avec des valeurs comprises entre +0,2 et +1,5 m. Ces mêmes valeurs se retrouvent pour le Sud (et surtout SE) de la zone. Le chenal longe le schorre pionnier en septembre 2010, l'érode, puis passe juste au Nord de Tombelaine. Il crée ainsi des érosions comprises entre -0,2 et -2,5 m.

Les bilans sédimentaires de cette zone ne sont pas significatifs entre 1997 et octobre 2002, entre juillet 2007 et février 2009 et entre septembre 2009 et septembre 2010. L'évolution des bilans sédimentaires montre une tendance légère à l'accrétion, avec en moyenne +30 000 m³/an. Cette évolution masque deux périodes érosives, avec respectivement -400 000 m³/an entre octobre 2002 et juillet 2007, et -500 000 m³/an entre septembre 2009 et avril 2010.

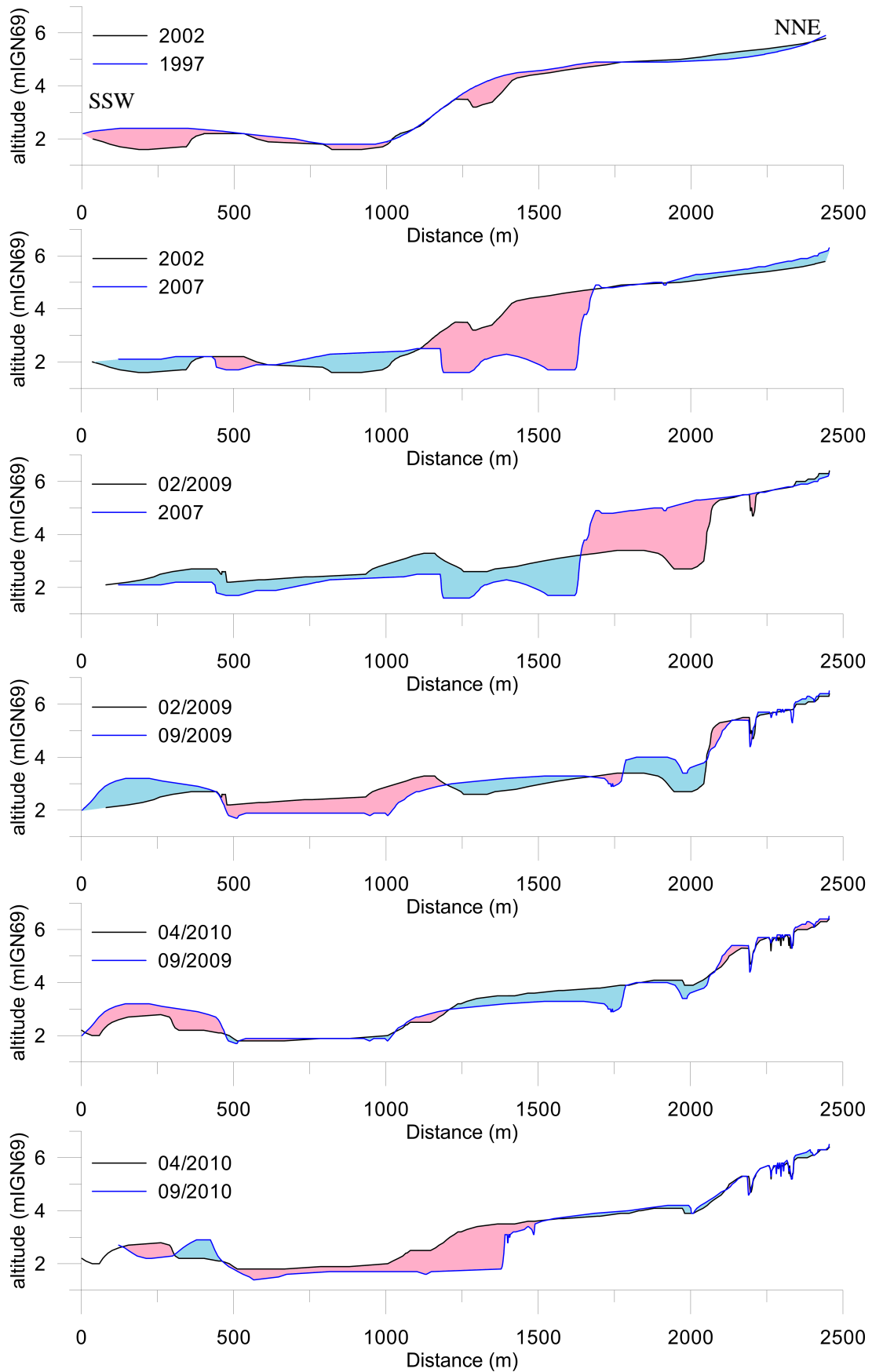


Fig. 78 : Evolutions altimétriques de la radiale S1. Les surfaces bleues figurent les accrétions et les roses les érosions.

La radiale S1 coupe la zone S1 en deux. Elle commence sur l'estran, à l'Est de Tombelaine, et se termine dans le schorre nord. Elle caractérise l'érosion du schorre nord et les divagations du « chenal commun » Sée-Sélune. En 1997, le profil est globalement plan dans sa partie sud, puis forme une pente avant d'atteindre le schorre. Entre 1997 et 2002, la partie sud ainsi que la rupture de pente sont en érosion, très probablement sous les assauts du chenal. Entre octobre 2002 et juillet 2007, le « chenal commun » Sée-Sélune présente deux bras à marée basse. Le plus au Sud, érode légèrement les fonds sédimentaires, le plus au Nord érode le schorre sur 520 m, laissant disparaître la pente au profit d'une microfalaie. Entre chacune des précédentes érosions, dans la partie sud, se développe une accrétion. Entre juillet 2007 et février 2009, soit le chenal le plus austral est descendu au Sud, en dehors de la zone S1, soit il a rejoint le chenal septentrional. Ce dernier érode le schorre sur 404 m. Toute la partie sud à centrale (du début à un peu plus de la moitié du profil) est en accrétion. Entre février et septembre 2009, le chenal s'éloigne du schorre nord, et s'encaisse entre 500 et 1000 m du début du profil. Le reste du profil est en accrétion. Entre septembre 2009 et avril 2010, le lit du chenal gagne en largeur : sa rive sud se situe en amont du profil, et sa rive nord à 1200 m. Le reste du profil est en accrétion, la précédente microfalaie disparaît au profit d'une pente. Entre avril et septembre 2010, le « chenal commun » Sée-Sélune se déplace vers le Nord. Encaissé, sa rive nord forme une microfalaie, ses berges se situent entre 500 m et 1375 m du début du profil. La pente nouvellement créée évolue de manière non significative.

Les divagations du « chenal commun » Sée-Sélune sont notamment à l'origine de la remobilisation des sédiments et des évolutions topographiques de la zone. Ces évolutions sont aussi sujettes à l'influence d'autres forçages. Ces variations topographiques sont à l'origine des divagations du chenal. La variation des débits fluviaux annuels de ces deux rivières ne semble pas influencer l'évolution des bilans sédimentaires.

Par contre, leur évolution répond parfaitement aux valeurs issues du signal de la marée : lorsque les conditions de marée sont favorables à un important apport sédimentaire, les bilans sédimentaires calculés sont positifs, alors que lorsqu'elles n'y sont pas favorables, les bilans sédimentaires sont négatifs.

Cette zone peut aussi être un puits sédimentaire, lorsque les zones alentours sont en érosion. Cela peut être le cas entre juillet 2007 et février 2009, et entre avril et septembre 2010. A l'inverse, lorsque le bilan sédimentaire est négatif sur la zone S1, les sédiments peuvent être redistribués sur les zones alentours via un comportement de la marée où le flot domine, ou vers l'extérieur de la Petite Baie via un comportement de la marée où le jusant domine (donc par le « chenal commun » Sée-Sélune). Les résultats concernant les débits fluviaux de la Sée et de la Sélune ne corréleront pas cette seconde

hypothèse : lorsque les bilans sédimentaires sont négatifs, les débits fluviaux annuels ne sont pas importants.

L'évolution des autres forçages analysés, vent et agitation, ne semble pas avoir d'influence sur l'évolution des bilans sédimentaires, à l'échelle temporelle considérée.

L'étude de cette zone S1 a montré l'importance du contrôle par la marée. Elle a aussi mis en évidence le lien qu'entretient l'évolution morphologique de la zone étudiée avec les zones limitrophes.

Zone S2 :

Cette zone est caractéristique de l'aire d'influence du « chenal commun » Sée-Sélune, à l'amont de la confluence des deux rivières. Elle couvre une surface de 3,6 km². Les MNT différentiels de la zone sont présentés en Annexe IV.

Entre 1997 et 2002, la zone présente une importante érosion comprise entre -0,5 et -2,6 m dans sa partie nord et une accrétion dans sa partie sud, de +0,4 à +2,1 m. Ceci est dû au déplacement du « chenal commun » Sée-Sélune vers le Nord.

Entre 2002 et 2007, le chenal a migré vers le Sud, érodant cette zone de -0,4 à -2,9 m. L'autre berge, au Nord, est en accrétion, de +0,4 à +1,9 m.

Entre juillet 2007 et février 2009, le chenal érode la partie est du schorre est, à marée haute ou lors des forts coefficients de marée. Ce chenal migre vers le Nord de la zone, d'où les érosions de -0,2 à -2,8 remarquées. Les autres surfaces sont en accrétion, entre +0,2 et +1,8 m.

Entre février et septembre 2009, le « chenal commun » Sée-Sélune se déplace de nouveau vers le Sud : une érosion, de -0,2 à -3,8 m, est induite par ce déplacement. L'ancien lit du chenal se comble, entre +0,2 et +1 m.

Entre septembre 2009 et avril 2010, les surfaces de la zone se comportent de la même façon qu'entre juillet 2007 et février 2009, avec des érosions comprises entre -0,3 et -1,3 m et des accrétions entre +0,2 et +1,5 m.

Entre avril et septembre 2010, le chenal migre vers le Sud, mais reste au centre des deux rives. Ainsi seule la partie centrale est en érosion, de -0,15 à -1,7 m. Elle est bordée de surfaces en accrétion, jusqu'à +1,1 m.

Les bilans sédimentaires de la zone S2 ne sont significatifs qu'entre octobre 2002 et juillet 2007, et entre juillet 2007 et février 2009. L'évolution de ceux-ci semble montrer une accrétion d'en moyenne $+100\,000\text{ m}^3/\text{an}$.

La radiale S2 commence dans le schorre est, c'est-à-dire au Sud, puis se termine un peu en avant du schorre nord, dans une zone à la confluence de la Sée et de la Sélune. Elle illustre les mouvements de ces deux rivières ainsi que l'érosion du schorre est. Entre 1997 et 2002, le profil d'allure concave est érodé sous forme de deux marches, à 350 m et 900 m du début du profil, dont la plus haute est au Sud. Entre octobre 2002 et juillet 2007, ces deux marches sont érodées sous l'influence de la divagation vers le Sud de la confluence des deux rivières : la marche à 350 m du début du profil est érodée sur 279 m, alors que la seconde marche forme la rive nord du chenal. Au-delà de cette rive, les fonds sont en accrétion. Entre juillet 2007 et février 2009, le chenal se sépare en deux bras : le premier, étroit, érode le schorre est sur 48 m ; le second, au Nord, érode les 485 derniers mètres du profil. Entre ces deux bras se développe un banc de sable sur 388 m du profil. Entre février et septembre 2009, le bras de chenal le long du schorre est migre de 61 m vers le Nord pour sa rive sud, érodant le banc de sable développé lors de la période précédente. Le second bras s'étrécit. Une légère accrétion est notée entre les deux chenaux. Entre septembre 2009 et avril 2010, le chenal austral migre vers le schorre est, de 61 m pour sa rive sud (l'ancien lit se comble), et le chenal septentrional migre de 460 m pour sa rive sud, formant une microfalaise. Entre avril et septembre 2010, le chenal austral est immobile, alors que le second bras migre vers le Sud de 133 m pour sa rive sud. Les autres surfaces sont en légère accrétion.

La zone S2 est aussi sous l'influence du « chenal commun » Sée-Sélune. Cependant, tout comme pour la zone S1, l'importance des débits fluviaux ne semble pas toujours avoir d'influence sur la prédominance du jusant : une période de forts débits fluviaux, comme entre 2007 et 2009, peut être associée à un bilan sédimentaire positif.

La variation des potentiels apports sédimentaires, suivant le pourcentage de pleines mers dépassant la cote 6 m IGN69, corrèle l'évolution des bilans sédimentaires, excepté pour la période septembre 2009 à septembre 2010. Cette période présente des bilans sédimentaires positifs alors que les apports sédimentaires potentiels induits par la marée sont réduits. Les faibles débits fluviaux annuels, comme mensuels, entre avril et septembre 2010 pourraient ne pas être suffisant pour que le jusant domine sur cette zone ; mais ce n'est pas le cas pour la période septembre 2009-avril 2010. La zone S2, du fait de sa localisation en fond de baie, recueillerait les sédiments de zones adjacentes (zones C, S1 et S3 pour la période septembre 2009-avril 2010 et zone S3 pour la période avril-septembre 2010), masquant la diminution des apports sédimentaires de la Petite Baie.

L'évolution des bilans sédimentaires de la zone S2 ne semble pas être directement liée aux forçages que sont le vent ou l'agitation.

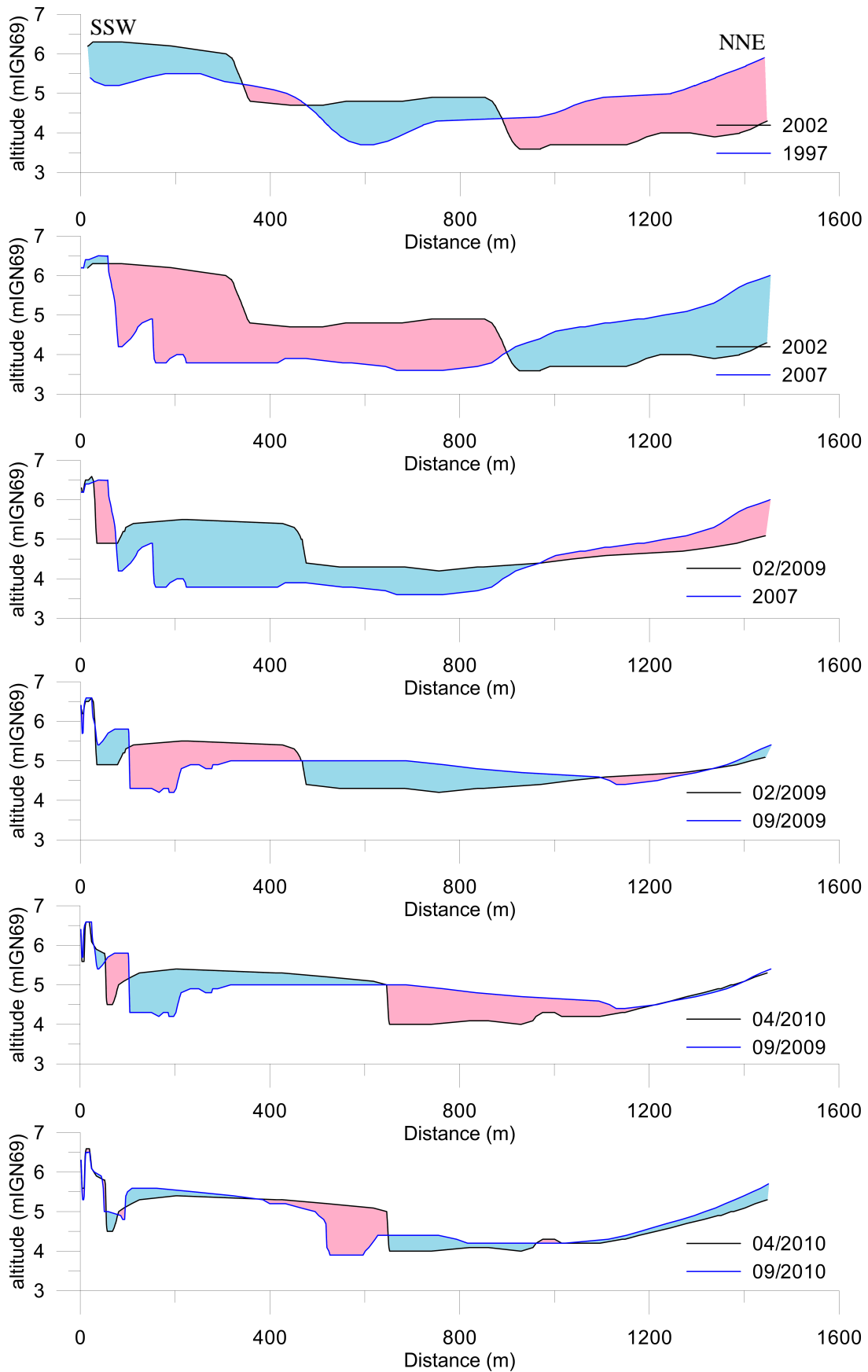


Fig. 79 : Evolutions altimétriques de la radiale S2. Les surfaces bleues figurent les accrétions et les roses les érosions.

L'analyse de la zone S2 illustre le rôle de la variation des apports sédimentaires, mais aussi, le rôle de la redistribution des sédiments interzones.

Zone S3 :

Cette zone est caractéristique de l'aire d'influence d'un chenal de vidange important du schorre est qui rejoint un des bras du « chenal commun » Sée-Sélune. Elle couvre une surface de 4,9 km². Les MNT différentiels de la zone sont présentés en Annexe IV.

Entre 1997 et 2002, le « chenal commun » Sée-Sélune semble migrer vers le Sud, et le lit emprunté par le chenal de vidange se développe. Ces évolutions sont présentées par des surfaces en érosion, de -0,5 à -2 m. Le front du schorre est pionnier présente des érosions de -0,5 à -1,1 m. Les autres surfaces de la zone évoluent peu, excepté la zone entre le « chenal commun » Sée-Sélune et au-devant du schorre est, qui est en accrétion, de +0,4 à +1,6 m.

Entre 2002 et 2007, la zone présente une accrétion globale, comprise entre +0,4 et +3 m ; excepté les abords du chenal de vidange, qui sont légèrement érodés. Celui-ci semble d'ailleurs avoir perdu en puissance hydraulique entre les deux relevés topographiques.

Entre juillet 2007 et février 2009, le Sud de la zone est globalement en accrétion, de +0,2 à +2 m. Au Nord, elle est en érosion de -0,2 à -2,5 m. Cette érosion est notamment due au mouvement vers l'Est du Couesnon (qui agit dans la partie NW de la zone) et de sa confluence avec le « chenal commun » Sée-Sélune.

Entre février et septembre 2009, le chenal du Couesnon se déplace toujours vers l'Est, et son influence sur la zone étudiée s'est légèrement déplacée vers le Sud. Les érosions engendrées sont comprises entre -0,2 et -3,2 m. Le front du schorre est pionnier est de nouveau érodé, de -1,2 m en moyenne, en partie par le chenal de vidange.

Entre septembre 2009 et avril 2010, l'érosion du schorre pionnier se prolonge, entre -0,3 et -1,2 m ; dans la partie est, ceci est dû à l'influence du chenal de vidange. Le Couesnon migrant de plus en plus vers l'Est, sa confluence avec le bras du « chenal commun » Sée-Sélune se fait plus au Sud, quasiment au centre de la zone S3. Les mouvements de ces chenaux sont marqués par des érosions de -0,3 à -2,6 m. Les autres surfaces sont en accrétion, entre +0,2 et +1,3 m.

Entre avril et septembre 2010, le chenal de vidange est très actif et se déplace vers l'Est. Son avancée est marquée par une érosion de -0,2 à -1,1 m, et son ancien emplacement s'est comblé de +0,2 à +1,2 m. Les autres surfaces observent le même comportement que précédemment, avec des érosions comprises entre -0,2 et -2,3 m, et des accrétions entre +0,2 et +1,2 m.

Les bilans sédimentaires de cette zone ne sont pas significatifs entre 1997 et octobre 2002, et entre février et septembre 2009. L'évolution des bilans montre une tendance à l'érosion avec en moyenne $-100\,000\text{ m}^3/\text{an}$. Cette évolution n'est pas linéaire. Elle présente tout d'abord une phase en accrétion jusqu'en septembre 2009, avec environ $+300\,000\text{ m}^3/\text{an}$, puis une phase érosive avec environ $-800\,000\text{ m}^3/\text{an}$.

La radiale S3 illustre l'érosion du schorre est. Entre 1997 et 2002, les fonds sédimentaires qui présentaient une pente relativement régulière, forment une criche d'érosion, à environ 700 m du début du profil. Entre octobre 2002 et juillet 2007, l'ensemble du profil est en accrétion. Entre juillet 2007 et février 2009, le schorre est avancé de 154 m vers le Nord, alors que les fonds sédimentaires sont érodés à l'avant de celui-ci ; la pente entre ces deux zones augmente. Entre février et septembre 2009, la pente, qui augmentait lors de la période précédente, forme une microfalaise ; la fin du profil est en accrétion. Entre septembre 2009 et avril 2010, la pente de la microfalaise diminue : le haut de celle-ci est érodé sur 154 m et sa base s'est engraisée sur 185 m. Si le début du profil évolue peu, comme sur les autres périodes, la fin est en légère érosion. Entre avril et septembre 2010, le pied de microfalaise recule de 185 m alors que la fin du profil est en légère accrétion.

La zone S3 est, avec la zone C, la seule zone à présenter une évolution négative des bilans sédimentaires sur la période 1997-2010. Elle est influencée par un chenal de vidange du schorre est et dans une moindre mesure par le chenal du Couesnon dans la partie nord de la zone. L'évolution des bilans sédimentaires est antagoniste à la variation des potentiels apports sédimentaires, excepté à partir de septembre 2009. Les bilans sédimentaires positifs, comme entre octobre 2002 et juillet 2007, peuvent être expliqués par une redistribution des sédiments provenant des zones voisines (zones C, S1 et S2). A l'inverse, un bilan sédimentaire négatif peut être dû à l'impact érosif du chenal de vidange et du Couesnon dans le Nord de la zone (ex. périodes juillet 2007-février 2009 et avril-septembre 2010).

Cette zone S3 est relativement haute sur l'estran. Les bilans sédimentaires négatifs sont associés (excepté entre avril et septembre 2010) à des nombreux et forts vents, tous secteurs confondus. Il pourrait y avoir également un transport éolien non négligeable lors de ces périodes, au profit de zones altimétriquement plus élevées (i.e. schorres).

Le lien entre l'évolution des bilans sédimentaires et les conditions d'agitation n'est pas évident. L'analyse de la zone S3 a montré son indépendance face aux variations des potentiels apports sédimentaires. Elle réagit comme un puits ou une source de sédiments pour les zones adjacentes. Le transport éolien sur cette zone semblerait non négligeable.

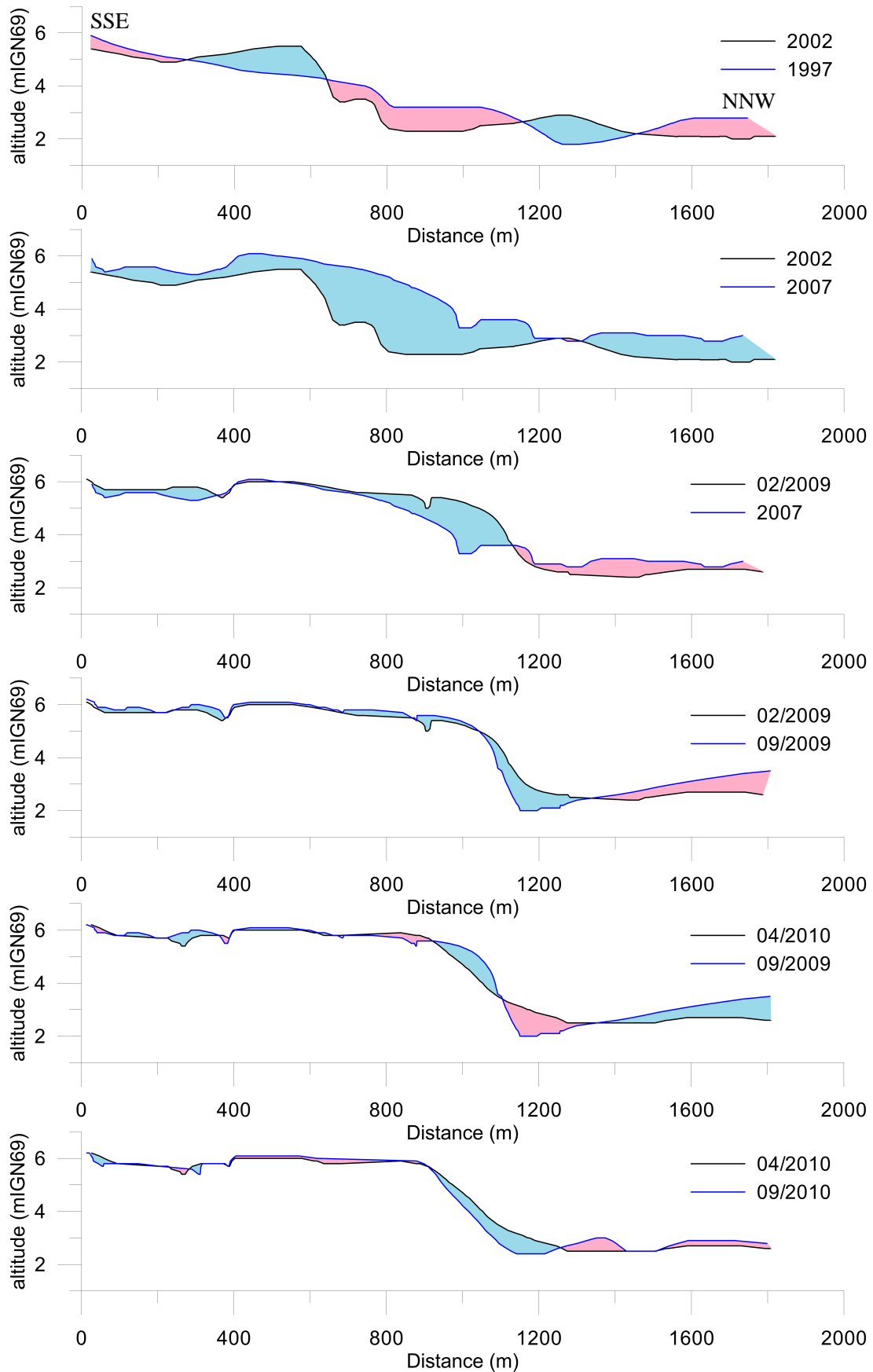


Fig. 80 : Evolutions altimétriques de la radiale S3. Les surfaces bleues figurent les accrétions et les roses les érosions.

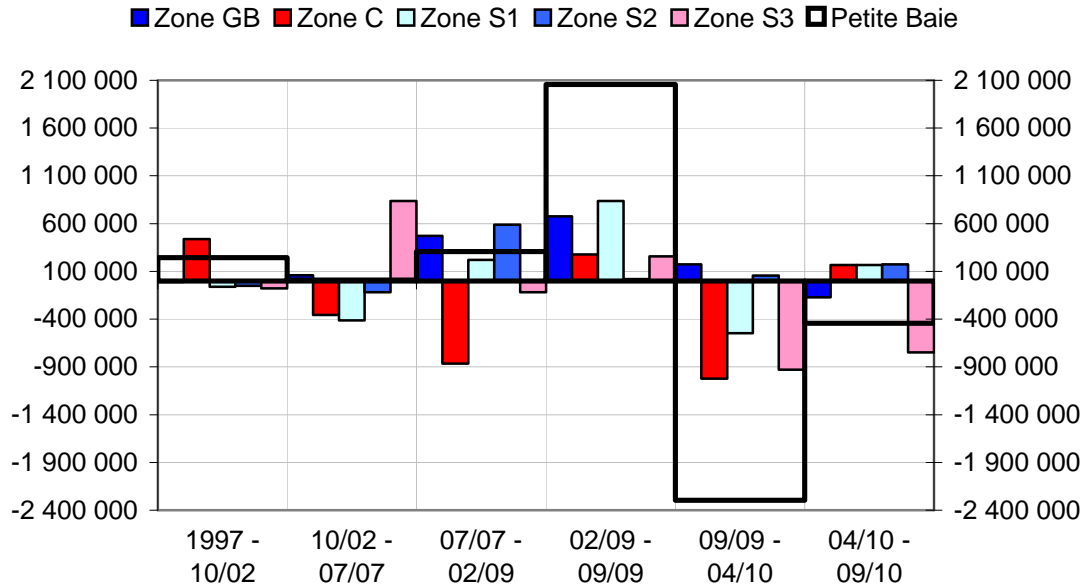


Fig. 81 : Bilans sédimentaires annuels (m^3/an) de la Petite Baie et des différentes zones GB, C, S1, S2 et S3.

L'étude de ces différentes zones, du point de vue de l'évolution altimétrique des surfaces, des radiales, des volumes sédimentaires mis en jeu ainsi que des forçages externes (marée, débit fluvial annuel, vent et agitation) entre deux relevés topographiques, permet de mettre en avant :

- l'importance des différents cycles de la marée. Les variations du signal sont à l'origine de la variation des apports sédimentaires dans la Petite Baie. La plupart des zones révèlent ce lien, avec des bilans sédimentaires positifs lorsque les apports potentiels imputés aux courants de marée augmentent, et négatives lorsqu'ils diminuent. A plus grande échelle, la position des chenaux est régie par cette variation : migration vers l'Est ou le Nord, selon le chenal, en phase ascendante, et vers l'Ouest ou le Sud en phase descendante.
- la présence de zones dont l'évolution morphométrique répond non seulement au signal de la marée, mais aussi à d'autres facteurs, comme le débit fluvial (zone C), le drainage (zone GB) ou le potentiel transport éolien (zone S3)
- que chacune des zones a un comportement propre, mais qui est influencé par son voisinage. Ainsi, une zone peut être en accrétion suite au déficit sédimentaire des zones adjacentes, c'est notamment le cas pour la zone S3 entre 2002 et 2007.
- le rôle majeur des chenaux dans l'évolution des fonds sédimentaires.

Les chenaux agissent de différentes manières. Tout d'abord, les chenaux ont un impact érosif non négligeable dans l'environnement de la baie du Mont-Saint-Michel, en globale accrétion. Premièrement, les chenaux favorisent une résultante du transport sédimentaire dirigée vers le large.

Ensuite, c'est au travers de la divagation ou de la migration du lit des rivières que cette érosion s'exerce. Les rivières érodent la slikke, mais aussi les schorres pionniers. Lorsque l'érosion du schorre pionnier est importante, des microfalaises se forment par sapement des berges. Ces érosions sont variables d'une période à l'autre et d'une zone à l'autre. Dans la zone C, sur la radiale sélectionnée, le schorre ouest est latéralement érodé de -0,34 m/mois entre juillet 2007 et février 2002, alors que le schorre est est érodé de -33 m/mois de février 2009 à avril 2010 et de -27 m/mois de avril à septembre 2010. Dans la zone S1, sur la radiale, le schorre nord est érodé de -12 m/mois entre octobre 2002 et juillet 2007, et de -17 m/mois entre juillet 2007 et février 2009. La radiale de la zone S2, au fond de la Petite Baie montre un recul du schorre est de -1,5 m/mois entre juillet 2007 et février 2009, et de -7 m/mois entre septembre 2009 et avril 2010. L'érosion induite, surtout celle des herbus, peut être supérieure à l'accrétion générée par des conditions marégraphiques favorables. Les sédiments sont alors distribués vers d'autres zones, où l'influence des chenaux est moindre.

Les chenaux ont aussi un rôle important dans la redistribution des sédiments. Ainsi, sur le domaine intertidal de la slikke les structures sédimentaires (rythmites tidales ...) sont rarement conservées, à cause de ces remaniements importants. Si certains bilans sédimentaires semblent faibles, les volumes en accrétion et en érosion entre deux relevés topographiques ne le sont pas forcément. En effet l'évolution des fonds est très rapide, et celle-ci peut être de l'ordre du centimètre comme du mètre. C'est notamment le cas pour la zone C entre février et septembre 2009, où les différentes zones interagissent entre elles. Par exemple, entre 2002 et 2007, le zone S3 est en accrétion, non pas à cause des apports du large réduits, mais plutôt grâce à l'apport sédimentaire en provenance des zones S1, S2 et C, toutes trois en érosion. La dynamique de la Petite Baie du Mont-Saint-Michel est donc très complexe : elle répond tant à des paramètres internes qu'à des paramètres externes. Cette complexité rend difficile la modélisation, physique comme numérique d'un tel environnement.

Il est évident que les trois rivières que sont la Sée, la Sélune et le Couesnon sont les principaux agents de l'érosion des fonds sédimentaires. Cependant, la présence des chenaux de vidange des herbus ainsi que les chenaux de drainage des bancs de sable n'est pas négligeable. Par leur variation de débit ou changement de lit, ils influencent l'altimétrie des fonds sédimentaires connexes. C'est notamment le cas de chenaux de taille significative du schorre est (ou criches - celle des abords du Mont-Saint-Michel et celle de la zone S3).

Les différents levés topographiques étudiés dans cette analyse ont permis de mieux qualifier, voire quantifier l'évolution des fonds sédimentaires dans la Petite Baie du Mont-Saint-Michel.

Il a ainsi pu être montré que, malgré une accrétion sur le moyen terme de la Petite Baie du Mont-Saint-Michel, il existe des phases d'érosion. C'est notamment le cas depuis avril 2010¹. Ces bilans sont très variables, et dépendent notamment de la fréquence d'acquisition des relevés topographiques ; il a été vu qu'un pas d'échantillonnage de cinq ans masquait de nombreuses évolutions altimétriques.

Analyser l'évolution des fonds sédimentaires dans différentes zones a mis en avant le fonctionnement complexe de la Petite Baie. Chacune de celles-ci à son propre fonctionnement, elles interagissent entre elles et répondent aussi à des paramètres externes, principalement la marée. Les bilans sédimentaires de ces zones sont essentiellement plus importants que ceux calculés sur l'ensemble de la Petite Baie. Par exemple, le bilan sédimentaire de la zone S3 entre 2002 et 2007 est 59 fois plus grand que celui de la Petite Baie, pour la même période. Cela dénote des évolutions très importantes sur de petits secteurs alors que les évolutions sur toute l'échelle de la Petite Baie ne sont pas aussi remarquables.

La question de la fréquence d'acquisition des relevés topographiques a été soulevée à propos des bilans sédimentaires. Elle l'est aussi pour les objets étudiés. En effet, si une acquisition tous les six mois à cinq ans permet de saisir la mobilité globale des chenaux, elle n'autorise pas la perception de tous leurs mouvements. Le Couesnon peut par exemple bouger de 300 m en un seul mois dans un sens et repartir dans l'autre la période suivante (exemple entre février, juillet et août 2009). L'analyse centrée sur les abords du Mont-Saint-Michel qui va suivre va permettre de mettre en relation les évolutions morphologiques constatées avec les divagations du Couesnon, à une échelle plus locale, et temporellement plus fine.

¹ Cependant un relevé LiDAR effectué en avril 2011 a permis d'établir un bilan sédimentaire positif entre septembre 2010 et avril 2011 : +696 000 m³/an.

II – Morphodynamique aux abords du Mont-Saint-Michel

II.1 : Méthodes d'acquisition et d'analyse des données

Dans le cadre des travaux réalisés pour le rétablissement du caractère maritime du Mont-Saint-Michel, la société ATM3D a réalisé tous les un à deux mois un relevé altimétrique des abords du Mont-Saint-Michel avec un scanner laser terrestre. Celui-ci est installé dans le clocher du Mont.

La même méthode que dans le Chapitre I a été appliquée sur une plus petite surface de 800 m autour du Mont-Saint-Michel. La maille des MNT est d'un mètre pour ceux destinés à quantifier des évolutions planimétriques, et de 20 m pour ceux destinés à quantifier des évolutions altimétriques. Pour le calcul des volumes, les surfaces de schorres ont été ignorées en utilisant la surface de schorre du levé de février 2009. En effet, ces surfaces induisent de fortes erreurs (croissance de la végétation...).

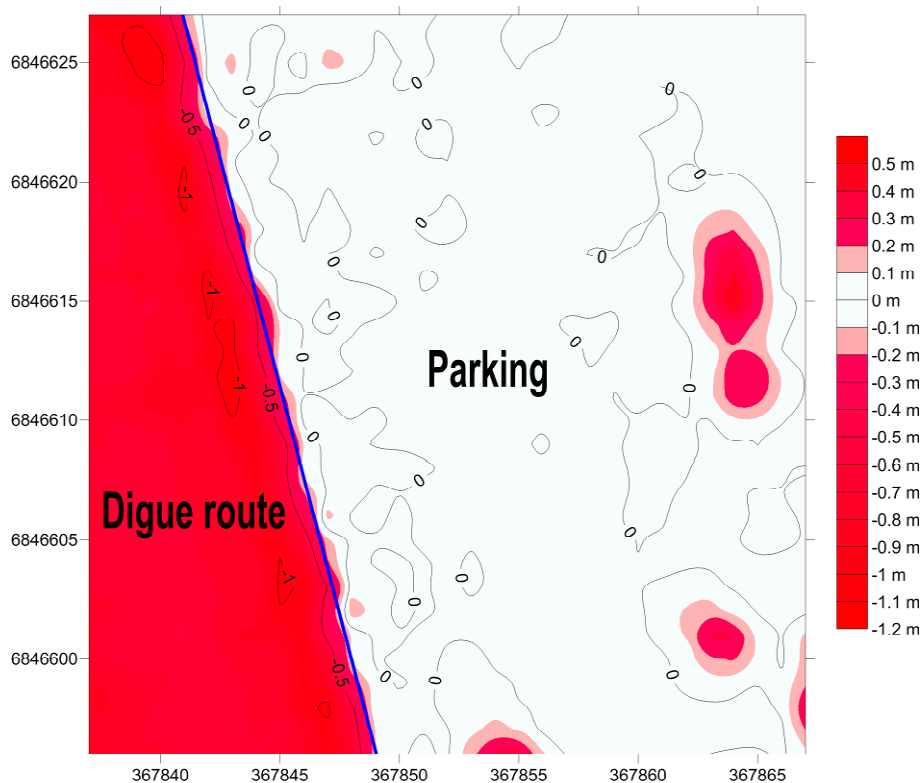


Fig. 82 : MNT différentiel entre le levé LiDAR du 12/02/09 et le levé laser terrestre du 09/07/09. Les surfaces planes sont représentées par le parking, dont la différence altimétrique ne dépasse pas 0,1 m (les valeurs supérieures correspondent à la présence/absence de voitures sur les relevés). Sur des surfaces non planes, comme le talus de la digue route, la différence altimétrique est supérieure à 0,2 m.

Afin de pouvoir comparer les relevés topographiques réalisés avec le LiDAR et ceux effectués avec le laser terrestre, une évaluation des erreurs altimétriques a été menée. Il s'avère que la différence altimétrique entre un relevé LiDAR et un relevé 'laser terrestre' est inférieure à 0,1 m pour les surfaces planes (Fig. 82). Etant dans la marge d'erreur de l'instrument donnée par le constructeur (Tableau 30), les deux types de levés peuvent être comparés sans corriger les altitudes.

Levé	Erreur planimétrique	Erreur altimétrique
Laser terrestre	±0,02 m	±0,05 m
LiDAR	±0,09 m	±0,07 m

Tableau 30 : Erreurs planimétriques et altimétriques sur un point des différents levés topographiques (Leica Geosystems AG, Riegl laser measurements systems)

Nota :

Avec la méthode employée et la précision des instruments, l'incertitude altimétrique maximale utilisée pour les bilans sédimentaires (l'erreur totale étant l'incertitude altimétrique multipliée par la surface concernée) est de ±0,035 m pour les MNT dont la maille est de 20 m. Certains bilans sédimentaires sont toutefois non significatifs, cela peut-être dû à :

- *soit de faibles évolutions, c'est à dire inférieures à 0,02 m entre deux relevés topographiques réalisés avec le laser terrestre, ou inférieures à 0,07 m si les relevés sont effectués avec le LiDAR. Dans ce cas précis, diminuer la fréquence d'acquisition peut être une solution, à condition que les mouvements planimétriques soient très réduits, ce qui n'est pas le cas dans la zone d'influence d'un chenal. Pour que les bilans soient significatifs, il faut que ceux-ci soient supérieurs à l'erreur maximale sur ce même bilan, soit 34 000 m³ en moyenne pour la zone étudiée aux abords du Mont-Saint-Michel.*
- *soit lorsque les évolutions sont faibles mais ne dépassent pas 0,02 m (ou 0,07 m) quelle que soit la fréquence des relevés topographiques. Dans ce cas précis, ce n'est donc pas la fréquence d'acquisition qui est en cause, mais la précision des méthodes utilisées.*

Mason et al., (2000) ont comparé différentes techniques de cartographie des estrans. Chacune à ses propres avantages et inconvénients. Si le DGPS permet une précision très fine, de l'ordre de quelques centimètres, il n'est pas adapté au relevé de grandes surfaces, d'accès plus ou moins difficile. Pour couvrir une surface telle que la Petite Baie la stéréophotogrammétrie semble bien adaptée, à condition d'avoir des points de référence connus et bien répartis.

- soit à cause de la présence des chenaux. En effet, les techniques laser utilisées ne pénètrent pas l'eau. Ces surfaces n'ont pas de données, et apparaissent sur les MNT comme « blanchies » (i.e. blanked). Elles ne sont pas prises en compte lors du calcul des volumes en accrétion et en érosion, mais induisent un biais aléatoire, augmentant avec la taille de la maille (Golden Software, 2010). Ainsi, plus il y a de surfaces en eau (i.e. blanked) plus le bilan calculé est faussé. Les volumes mis en jeu sous les chenaux sont inconnus. Aux abords du Mont-Saint-Michel la profondeur des chenaux est très variable dans le temps : pour des conditions marégraphiques identiques, ils peuvent faire 0,2 m de profondeur comme plus de 1,5 m. D'où un biais aléatoire sur le calcul des bilans sédimentaires. Le Tableau 31 donne le pourcentage de surface occupé par les chenaux en eau sur les MNT.

Date du relevé	Surface (%)	
12/02/2009	0,7	
09/07/2009	10,7	
04/08/2009	6,6	
21/09/2009	0,7	
28/10/2009	4,5	
10/01/2010	7,5	
10/03/2010	12,4	
18/04/2010	0,7	
07/05/2010	6,9	
06/07/2010	3,3	
22/09/2010	0,7	
16/11/2010	20,7	
		Statistiques
		Moyenne : 105 253 m ²
		Médiane : 93 430 m ²
		Écart-type : 100 963 m ²
		Minimum : 12 012 m ²
		Maximum : 345 550 m ²

Tableau 31 : Pourcentage surfacique occupé par les chenaux en eau sur les MNT de chaque relevé topographique, et statistiques associées.

Tout comme sur la surface de la Petite Baie, des zones ont été découpées sur chacun des MNT. Elles sont au nombre de deux (Fig. 83). La première, à l'Est du Mont-Saint-Michel illustre l'érosion du schorre est sous l'influence des mouvements du chenal du Couesnon ; elle est nommée zone A. La seconde illustre la croissance de l'altimétrie des fonds sédimentaires à l'Ouest du Mont-Saint-Michel, avec la migration du chenal du Couesnon vers l'Est ; elle est nommée zone B. L'évolution altimétrique de ces deux zones est décrite, ainsi que l'évolution des bilans sédimentaires.

Trois radiales ont été extraites de chacun des MNT afin d'appréhender la dynamique sédimentaire locale :

- la radiale est qui illustre l'érosion du schorre est sous l'influence du Couesnon ;
- la radiale nord qui présente la croissance du banc de l'ouest au Nord du Mont-Saint-Michel ;
- la radiale ouest qui montre l'évolution du banc de sable au SW du Mont-Saint-Michel.

La Fig. 83 montre également l'emplacement de ces trois profils. Un calcul du volume par mètre linéaire est réalisé pour chaque profil afin d'analyser leur évolution. Pour cela, deux bandes de 0,5 m de large sont considérées le long de chaque profil ; le volume est ensuite calculé entre cette surface et la cote altimétrique 2 m IGN69 pour la radiale est, 2,44 m IGN69 pour la radiale nord, et 2,67 m IGN69 pour la radiale ouest.

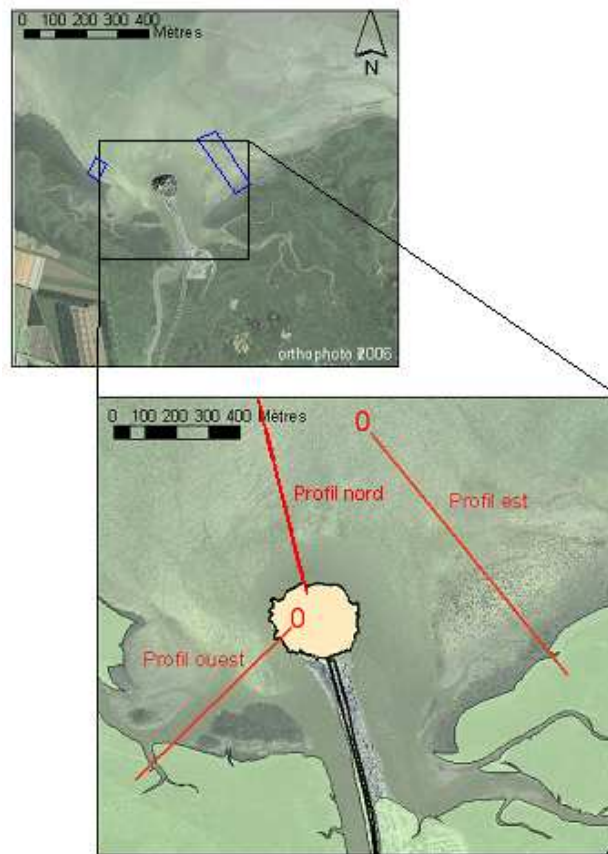


Fig. 83 : Position des profils (en rouge) ouest, nord et est aux abords du Mont-Saint-Michel, et des zones A, avec influence du chenal, et B, avec une perte d'influence du chenal.

II.2 : Conditions hydrodynamiques

Ce secteur centré sur le Mont-Saint-Michel est soumis aux mêmes caractéristiques de marée, et de vent que la Petite Baie. Quant à l'agitation et aux courants, ils ont pu être déterminés grâce au courantomètre S4DW implanté en un point au NE du Mont. A ces trois paramètres s'ajoutent les débits de chasses hydrauliques réalisées au nouveau barrage. Chacun de ces forçages a déjà été analysé sur les différentes périodes - intervalle de temps entre deux relevés topographiques (Partie II, Fig. 100 à Fig. 110). Les évolutions constatées sont résumées dans le Tableau 32.

Période	Nb mois	% PM>6 m IGN69	Vent	Chasses	Agitation	Notes
02/09-07/09	4,9	-	17% WNW à NW	Q _{mi} : <50 m ³ /s Durée < 2h30	-	premiers effets du barrage
07/09-08/09	0,8	-	19% SSW à WNW	Q _{mi} : 82%>50 m ³ /s, 21%>90 m ³ /s Durée < 2h	-	conditions d'été
08/09-09/09	1,6	+	17% SSW, NE, WNW	Q _{mi} : 28%>90 m ³ /s, 12%>100 m ³ /s Durée < 2h	-	conditions d'été
09/09-10/09	1,2	++	3% SW	Q _{mi} : 41%>50 m ³ /s, 8%>90 m ³ /s Durée < 2h30	-	conditions d'automne
10/09-01/10	2,4	+	36% WSW à S et NNE	Q _{mi} : 40%>50 m ³ /s, 3%>90 m ³ /s, 1%>100 m ³ /s Durée > 2h30	-	conditions automne / hiver
01/10-03/10	2	+	37% WSW à S et N	Q _{mi} : 11%>90 m ³ /s, 2%>100 m ³ /s Durée > 3h	3,7 % Hs > 0,4 m quart N	condition d'hiver
03/10-04/10	1,3	++	44% NNE à NE et NW	Q _{mi} : 98%>50 m ³ /s, 20%>90 m ³ /s Durée > 3h	4,7 % Hs > 0,4 m quart N	conditions de printemps
04/10-05/10	0,6	+	16% N à NE	Q _{mi} : 40%>90 m ³ /s, 6%>100 m ³ /s Durée > 3h	Hs < 0,2 m quart N	conditions de printemps
05/10-07/10	2	-	12% N à NE	Q _{mi} : 36%>90 m ³ /s, 1%>100 m ³ /s Durée > 3h	Hs < 0,4 m quart NNE	conditions printemps / été
07/10-09/10	2,5	-	12% SW et NW	Q _{mi} : 71%>50 m ³ /s, 26%>90 m ³ /s Durée > 3h	0,4 % Hs > 0,4 m quart NNE	conditions d'été
09/10-11/10	1,8	+	23% WSW à S et N	Q _{mi} : 18%>90 m ³ /s, 2%>100 m ³ /s Durée > 3h	3,2 % Hs > 0,4 m quart N	conditions d'automne

Tableau 32 : Conditions entre deux relevés topographiques : nombre de mois entre chaque relevé ; qualification du nombre de pleines mers supérieures à 6 m IGN69 (- : inférieur à la moyenne (23,8%), + : supérieur à la moyenne, ++ : très supérieur à la moyenne) ; pourcentage des vents tous secteurs supérieurs à 8 m/s et directions des vents les plus fréquents ; pourcentage des débits maximum instantané supérieur à un débit donné et durée moyenne des chasses ; pourcentage des hauteurs significatives de l'agitation supérieures à une hauteur donnée et direction de provenance.

II.3 : Evolution morphosédimentaire des abords du Mont-Saint-Michel

A partir des MNT de chaque relevé topographique (Fig. 86 et Fig. 87) sont réalisés des MNT différentiels (Fig. 88, Fig. 89 et Fig. 90). Ceux-ci permettent de calculer les volumes en accrétion et en érosion par rapport au premier relevé et les bilans (Tableau 33).

Aux abords du Mont-Saint-Michel, la tendance générale lors de la période février 2009-novembre 2010 est de +19 000 m³/mois (Tableau 33 et Fig. 84). Les bilans sédimentaires sont en érosion de juillet à août 2009 (-95 000 m³/mois), de septembre à octobre 2009 (-79 000 m³/mois) et de janvier à juillet 2010 (moyenne de -77 000 m³/mois). A partir de juillet 2010, l'accrétion est importante, avec en moyenne +188 000 m³/mois.

Tout comme pour la surface de la Petite Baie, la fréquence d'acquisition est très importante pour suivre les évolutions morphosédimentaires des abords du Mont-Saint-Michel. Si le pas de temps lissait les évolutions des volumes sur la Petite Baie, sur les abords du Mont-Saint-Michel, un pas de temps trop court (i.e. un mois) ne permet pas toujours de quantifier les évolutions altimétriques, en supposant que les objets observés soient peu mobiles.

Période	Accrétion (m ³)	Err. max. (m ³)	Erosion (m ³)	Err. max. (m ³)	Bilan (m ³)	Bilan (m ³ /an)
02/09-07/09	239 621	±45 912	198 365	±21 386	41 256 NS	100 000
07/09-08/09	82 378	±6 463	163 341	±7 392	-80 963	-1 100 000
08/09-09/09	229 635	±44 437	146 889	±27 135	82 746	600 000
09/09-10/09	107 165	±26 582	203 173	±47 362	-96 008	-1 000 000
10/09-01/10	194 208	±9 258	150 948	±5 611	43 260	200 000
01/10-03/10	175 814	±8 305	202 953	±5 323	-27 139	-200 000
03/10-04/10	189 706	±37 977	214 812	±27 990	-25 106 NS	-200 000
04/10-05/10	79 524	±29 125	202 849	±42 666	-123 325	-2 400 000
05/10-07/10	72 342	±5 551	227 637	±9 809	-155 295	-1 000 000
07/10-09/10	543 946	±60 627	153 687	±14 648	390 258	1 800 000
09/10-11/10	471 132	±50 553	65 341	±6 532	405 790	2 700 000
02/09-11/10	794912	±25 444	373803	±12 429	421 108	230 000

Tableau 33 : Volumes en accrétion et en érosion entre deux MNT successifs à l'échelle des abords du Mont-Saint-Michel, associés à leur erreur maximale (Err.max.). L'erreur maximale liée aux bilans sédimentaires est la somme de l'erreur maximale liée au volume en accrétion et de celle du volume en érosion. Les bilans sédimentaires annuels sont arrondis. La notation NS qualifie un volume non significatif.

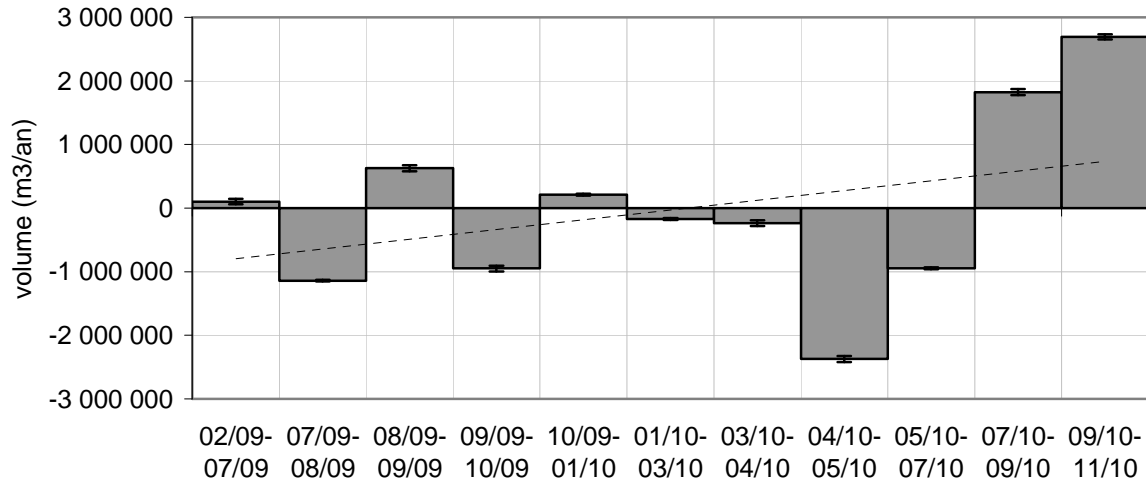


Fig. 84 : Evolution des bilans sédimentaires, associés à leur incertitude, à l'échelle des abords du Mont-Saint-Michel

Les Fig. 88, Fig. 89 et Fig. 90 illustrent ces évolutions. Les zones en érosion sont figurées en rouge, et les zones en accrétion en bleu. Les zones en érosion apparaissent être les fronts des herbues, et les surfaces gagnées par le chenal du Couesnon lors de ses déplacements. Les zones en accrétion correspondent aux surfaces abandonnées par le Couesnon, à l'arrivée du grand banc de l'Ouest par le NW, et au banc de sable situé au SW du Mont-Saint-Michel. Afin de mieux appréhender le comportement de ces deux types de surfaces, deux zones ont été extraites, l'une à l'Est (Zone A) pour décrire l'action érosive du Couesnon sur le schorre est, l'autre à l'Ouest (Zone B) pour illustrer l'exhaussement des fonds. Deux radiales détaillent également ces objets en deux dimensions, ainsi qu'une troisième localisée au SW du Mont-Saint-Michel pour préciser l'évolution d'un banc de sable.

La zone A, sous l'influence du chenal du Couesnon, indique une érosion du schorre est sur une surface de $1,074 \cdot 10^5 \text{ m}^2$.

Comme cette surface n'est pas constante du fait de la présence du chenal (absence de données), le rapport volume sur surface –donc des hauteurs– est étudié pour comparer les différentes périodes (Fig. 85). L'évolution de ces hauteurs montre une tendance érosive de $-0,05 \text{ m/mois}$. Elle diminue nettement jusqu'en janvier 2010 : la diminution des hauteurs étant de $-0,12 \text{ m/mois}$, puis augmente à partir de cette même date de $+0,13 \text{ m/mois}$ jusqu'en mars 2010. Suit une nouvelle phase érosive de $-0,16 \text{ m/mois}$ jusqu'en juillet 2010. Jusqu'en novembre 2010, l'accrétion est de $+0,17 \text{ m/mois}$.

La zone B se situe au devant du schorre ouest. Cette surface est petite ($0,326 \cdot 10^5 \text{ m}^2$), car peu de zones dans ces 800 m autour du Mont-Saint-Michel ne sont pas sous l'influence du chenal. Elle subit

d'ailleurs les effets du départ du chenal et n'est donc pas totalement sans influence du Couesnon. L'évolution des hauteurs augmente globalement sur cette zone, de +0,02 m en moyenne. Cette tendance à l'accrétion est entrecoupée de quatre périodes érosives : entre juillet et août 2009 avec -0,14 m/mois, entre septembre et octobre 2009 avec -0,06 m/mois, entre janvier et mars 2010 avec -0,01 m/mois et entre mai et juillet 2010 avec -0,05 m/mois. En négligeant les phases érosives, la croissance moyenne de la hauteur est de +0,07 m/mois.

Les tendances sur ces deux zones sont opposées : la zone A est en érosion globale, alors que la zone B est en accrétion. A une échelle plus fine, les phases érosives des deux zones peuvent concorder : entre juillet et août 2009, entre septembre et octobre 2009 et entre mai et juillet 2010 ; ou être différentes : entre août et septembre 2009, entre octobre 2009 et mai 2010. Les phases en accrétion qui coïncident sont entre février et juillet 2009 et, entre juillet et novembre 2010. Lorsqu'il y a érosion sur les deux zones, celle-ci n'a jamais lieu en hiver. Il n'apparaît pas de saison préférentielle pour les périodes en accrétion qui coïncident.

La différence nette de comportement entre les deux zones met en avant le rôle érosif du chenal sur les surfaces qu'il balaie, et l'accrétion conséquente à son départ.

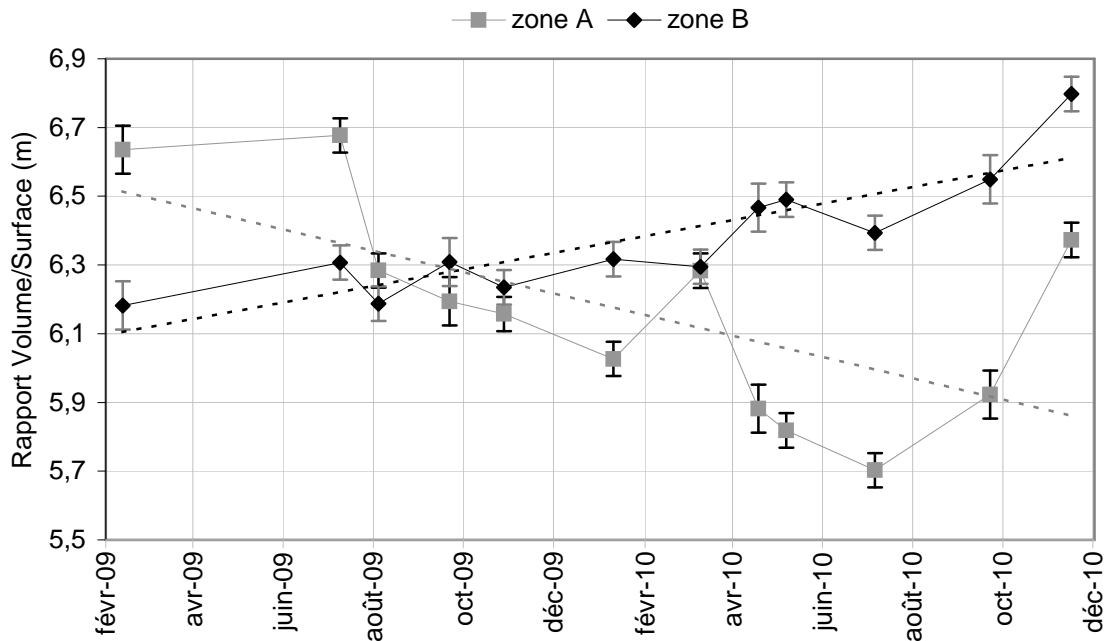


Fig. 85 : Evolution du rapport volume/surface des zones A et B aux abords du Mont-Saint-Michel.

Ces différentes évolutions ont été mises en parallèle avec les divers forçages considérés : la marée, le vent, l'agitation, les débits issus du barrage et la vitesse de mobilité du Couesnon.

Lorsque les zones A et B sont toutes deux tantôt en érosion, tantôt en accrétion, l'évolution des potentiels apports imputés aux variations du signal de la marée ne semble pas avoir d'impact sur le comportement de ces zones à cette échelle, tout comme la compétence des chasses. Lorsque ces deux zones sont en érosion, le pourcentage de vent supérieur à 8 m/s soufflant pendant 12 heures au moins n'a pas d'influence, avec des vents venant globalement de secteur ouest. Les vitesses de déplacement du chenal du Couesnon sont souvent importantes. Lorsque les zones A et B sont en accrétion, l'agitation est relativement importante ($H_s > 0,4$ m), ainsi que les vents de quart NE. Les vitesses de déplacement du chenal du Couesnon sont faibles à moyennes.

La zone A est en érosion lorsque les chasses hydrauliques sont potentiellement élevées et que l'agitation est faible. Cette érosion coïncide souvent avec de nombreux vents de NE (sans valeur seuil, ni durée minimale). Elle est en accrétion quand l'agitation est importante, et les chasses potentiellement peu élevées. La zone B est en érosion lorsque les vents de NE sont nombreux, et l'agitation plutôt faible ($H_s < 0,4$ m). Elle présente des phases en accrétion lorsque les vents sont de terre ou d'Ouest, et lorsque l'agitation est importante. Même sans vent de NE, des chasses potentiellement élevées peuvent être à l'origine de l'érosion de la zone (entre mai et juillet 2010).

Dans le chapitre précédent traitant de la Petite Baie, il a été vu un fonctionnement de la zone C indépendant des potentiels apports sédimentaires en provenance de l'Ouest. Soumise à l'influence du chenal du Couesnon, l'étude de la zone C illustre le rôle de ce chenal sur le caractère dominant du jusant. Ce type d'espace est favorable à l'évacuation des sédiments en dehors de la zone.

Le rôle de l'agitation est mis en avant par l'étude des zones A et B. En effet, l'impact de conditions très agitées favorise l'accrétion des surfaces sédimentaires non influencées par un chenal. Desguée *et al.* (2011) montrent une balance sédimentaire sur un cycle tidal en période agitée sept fois plus élevée qu'en période calme. Cette agitation peut être à l'origine directe de la mise en suspension des sédiments par action de la force cisailante, mais aussi de la liquéfaction ou de la fluidification du sédiment (cf. Partie III, chapitre I.2.1). L'agitation a aussi un rôle dans l'érosion des surfaces sédimentaires contraintes par un chenal. Elle renforce l'action du chenal méandrique dans l'érosion de ses berges, participant ainsi au sapement de ces dernières lorsque les berges forment des microfalaises (ex : périodes juillet-août 2009, octobre 2009-janvier 2010).

La compétence des chasses hydrauliques doit permettre de renforcer la dominance du jusant de la zone C. La zone A réagit aux variations de compétence de celles-ci : cette zone est en érosion lorsque les chasses sont longues, et atteignent la valeur seuil de $100 \text{ m}^3/\text{s}$; par contre elle est en accrétion lorsque cette compétence est réduite. Les résultats montrent que les zones abandonnées par le chenal ne

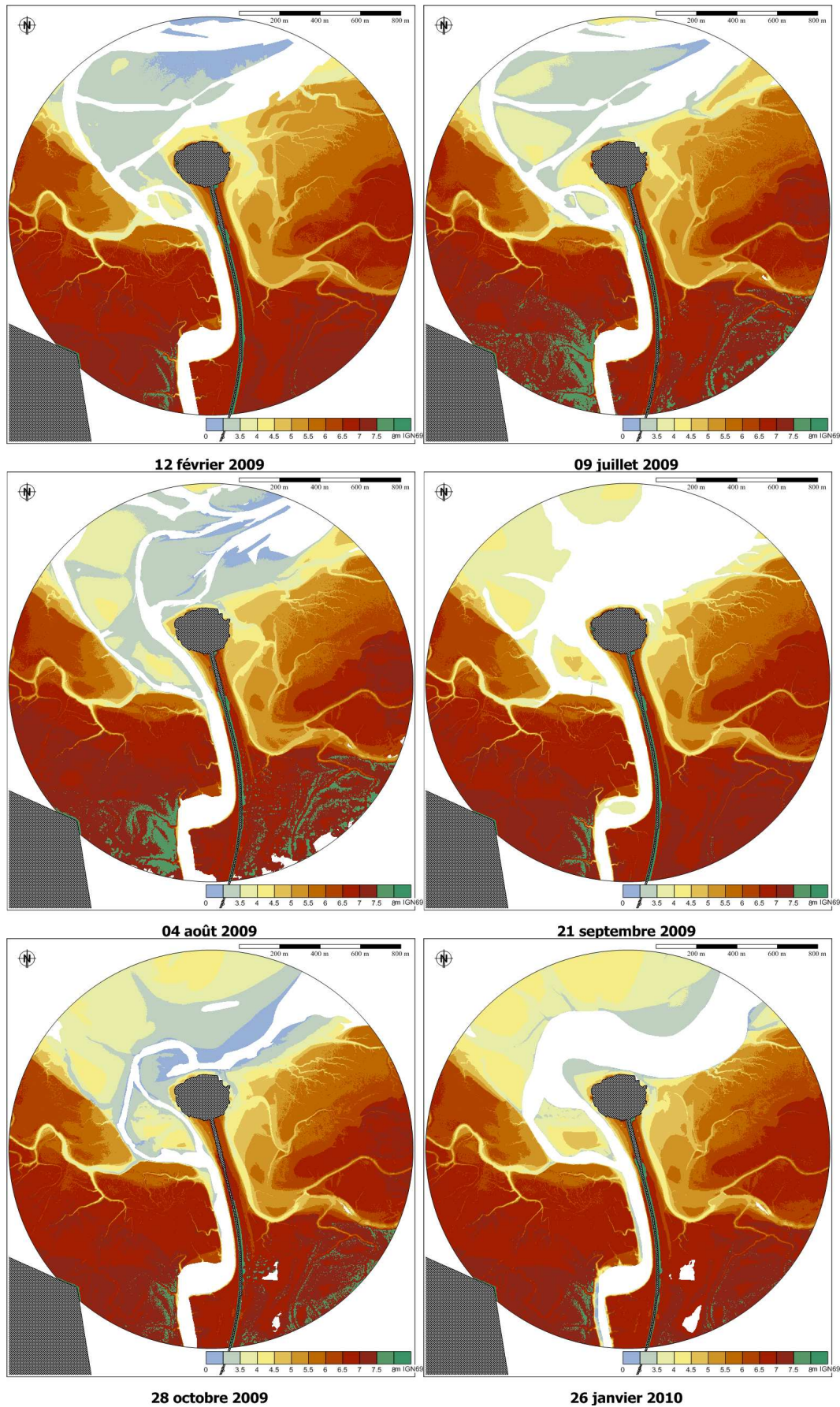


Fig. 86 : MNT des relevés topographiques de février 2009 à janvier 2010, aux abords du Mont-Saint-Michel

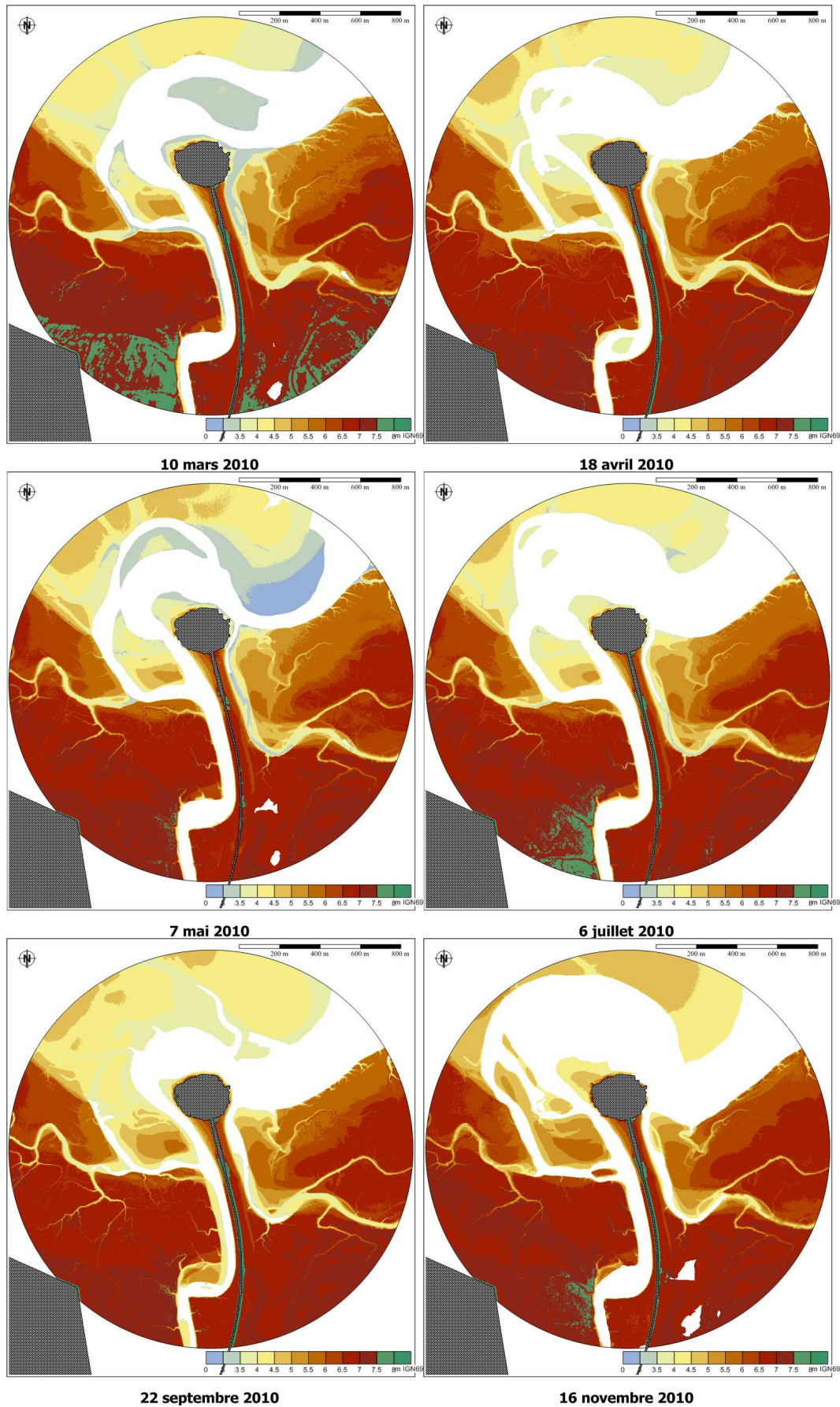


Fig. 87 : MNT des relevés topographiques de mars 2010 à novembre 2010, aux abords du Mont-Saint-Michel.

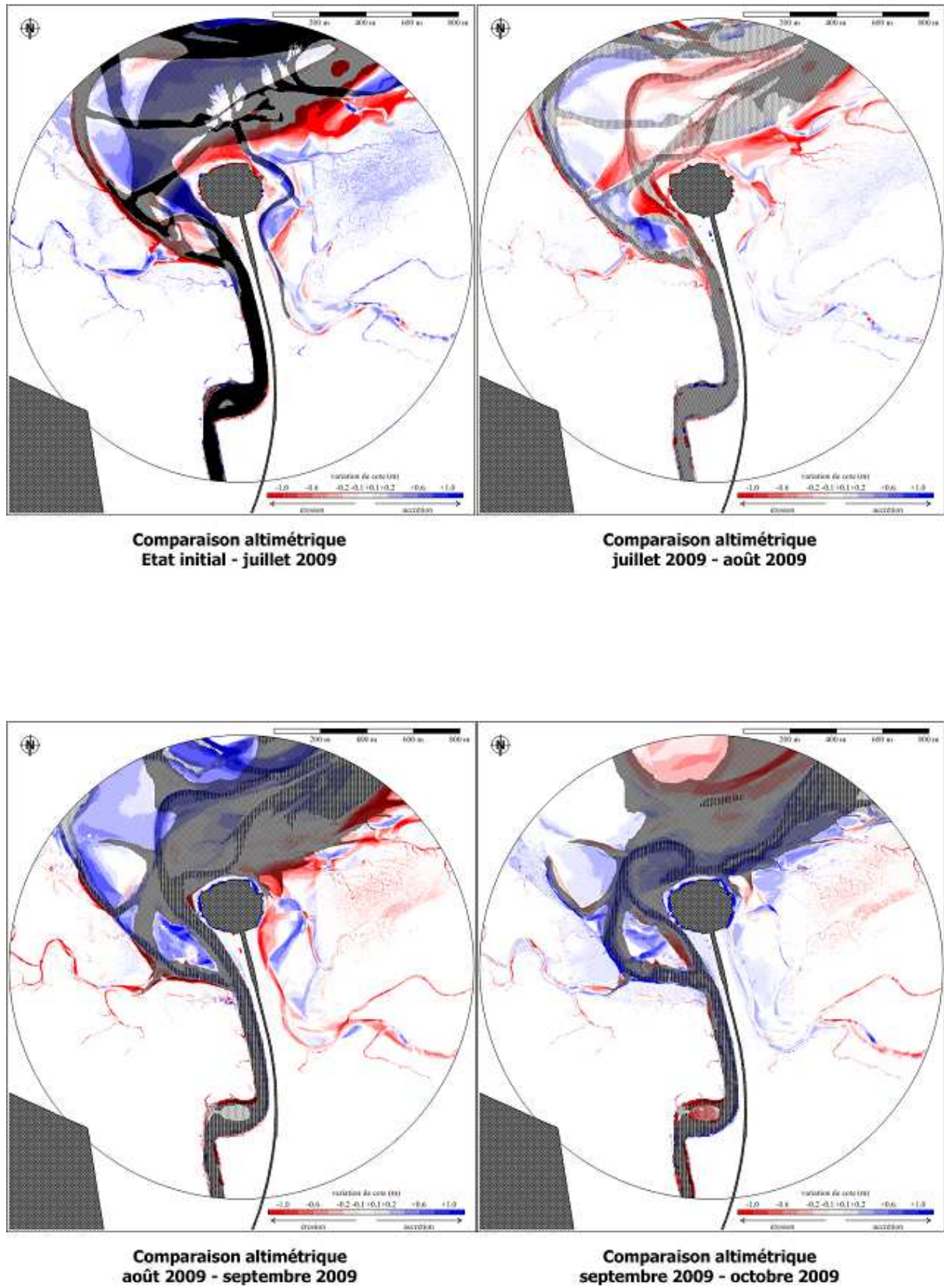


Fig. 88 : MNT différentiels de février 2009 à octobre 2009, aux abords du Mont-Saint-Michel.

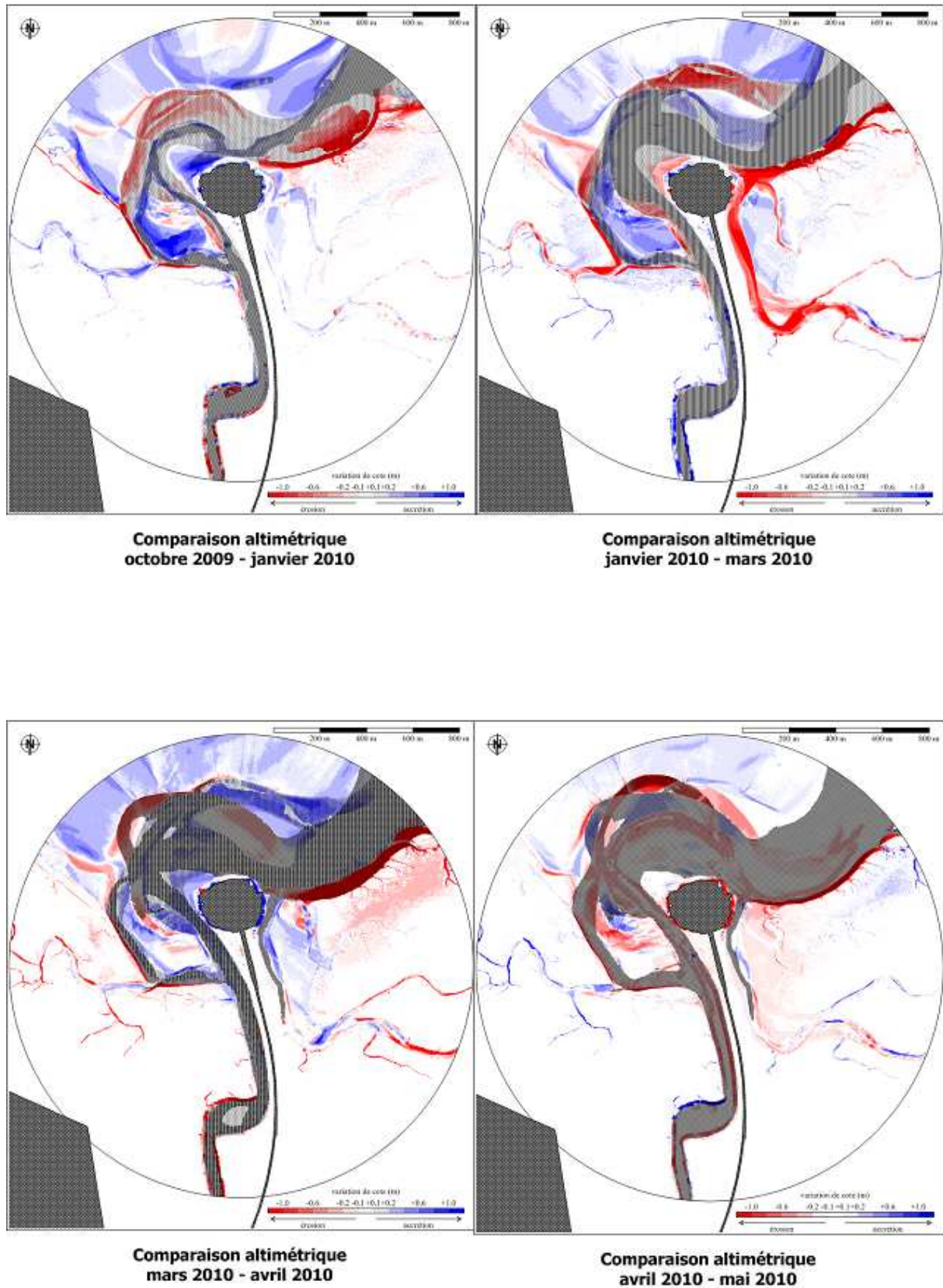


Fig. 89 : MNT différentiels d'octobre 2009 à mai 2010, aux abords du Mont-Saint-Michel.

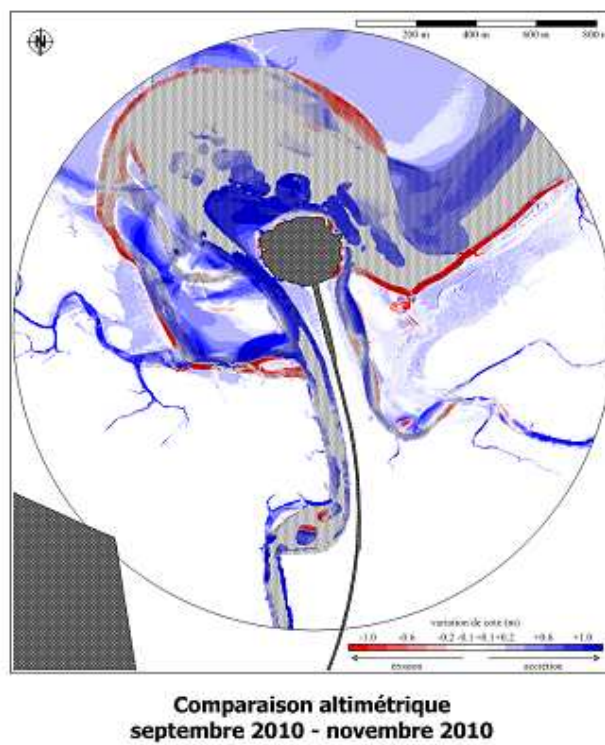
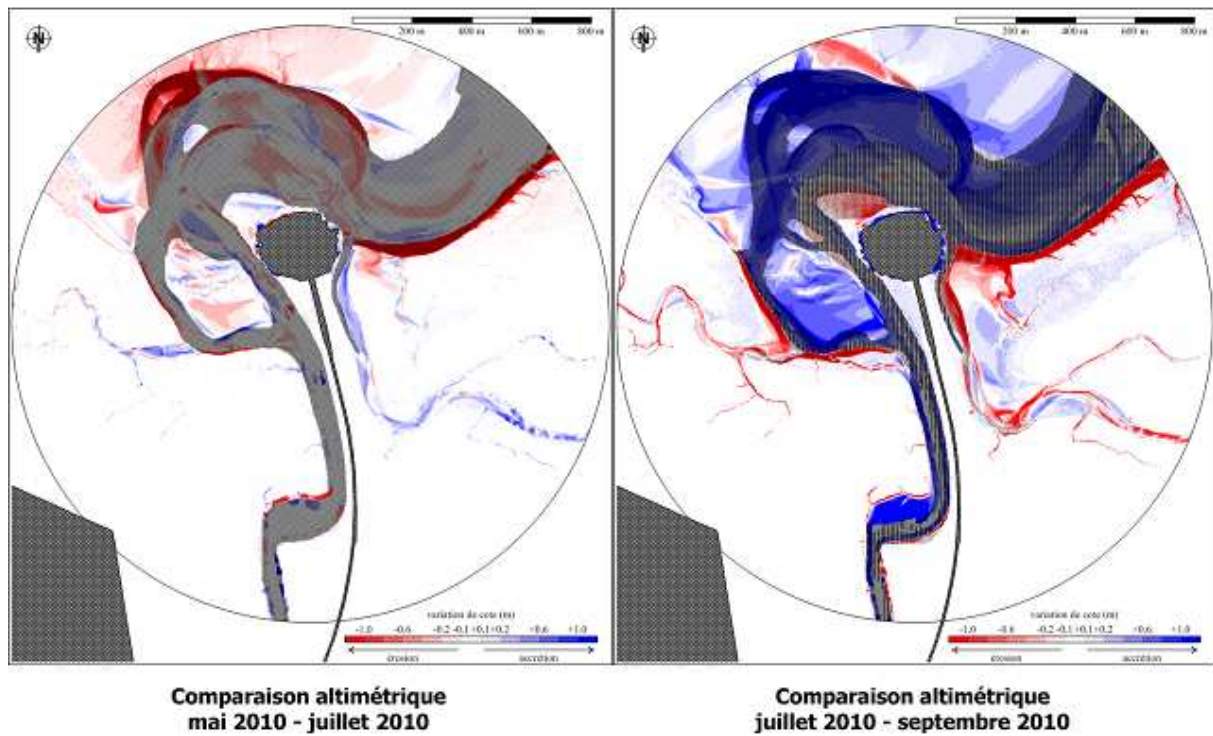


Fig. 90 : MNT différentiels de mai 2010 à novembre 2010, aux abords du Mont-Saint-Michel.

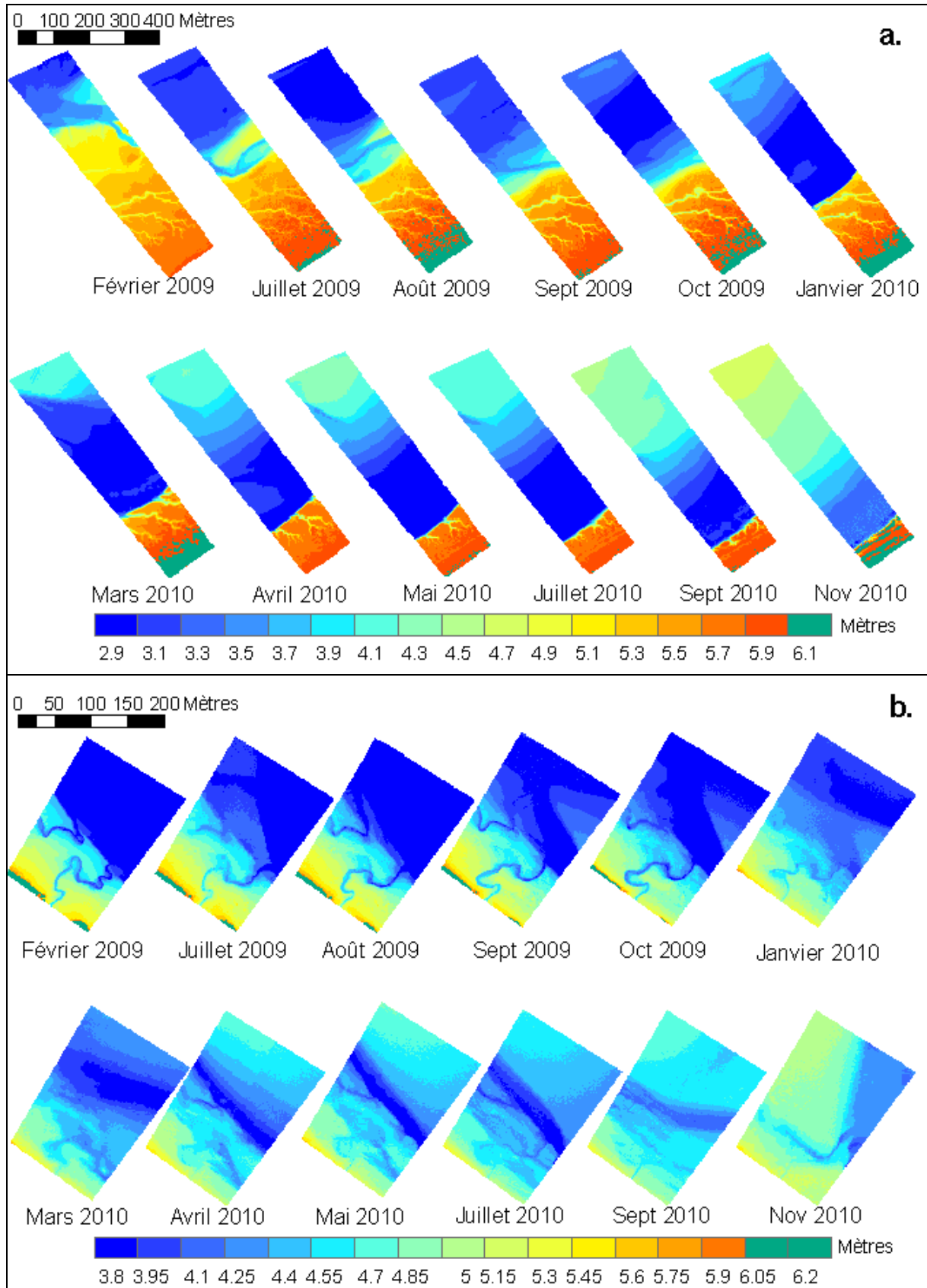


Fig. 91 : Evolution altimétrique des zone A et zone B : a/ avec influence du canal du Couesnon, b/ sans l'influence du canal.

répondent pas à l'influence des chasses. Le balayage global d'Ouest en Est du Couesnon est donc essentiel pour que la totalité de la zone soit sous les effets combinés du chenal et des chasses hydrauliques.

Cette analyse morphosédimentaire des abords du Mont-Saint-Michel met en valeur des comportements précédemment décrits pour des surfaces de la Petite Baie. La taille plus restreinte de la surface a permis de mieux corréliser les forçages analysés avec les évolutions sédimentaires constatées, à un pas de temps plus fin.

Le suivi de l'évolution altimétrique des trois radiales permet de quantifier : l'érosion du schorre est pour la radiale est, la croissance du banc de l'ouest pour la radiale nord, et la croissance du banc de sable au SW du Mont-Saint-Michel, ainsi que l'érosion du schorre ouest, pour la radiale ouest (Fig. 92). Les nombres cités dans la description ci-après ont une incertitude planimétrique de ± 1 m et une incertitude altimétrique maximale de $\pm 0,03$ m.

La radiale est débute dans une partie de l'estran non végétalisé, dont la cote altimétrique varie entre 2,8 m IGN69 et 4,7 m IGN69. Elle passe par une zone de schorre pionnier et se termine dans l'herbu établi dont la cote altimétrique est supérieure à 6 m IGN69.

Son évolution permet d'observer l'érosion du schorre est par le Couesnon. 440 m de schorre ont été érodés en 22 mois, soit un taux d'érosion moyen de 20 m/mois. Cette érosion n'est pas régulière dans le temps. L'importante érosion de -2,5 m/jour entre juillet et août 2009 semble être la conséquence de la forte vitesse de migration du chenal vers l'Est (3 400 m/an), à la même période. La même hypothèse est avancée pour les fortes érosions entre mars et avril 2010 et entre avril et mai 2010 (respectivement -1,6 et -0,9 m/jour). Cependant, la forte vitesse de migration du chenal du Couesnon entre septembre et octobre 2009 n'est pas marquée par une érosion du schorre : le chenal se dirigeant vers l'Ouest à cette période, l'érosion est quasi nulle. Lors de cette période, la microfalaise abrupte à l'origine est érodée en son sommet et s'est engraisée à son pied.

Afin d'observer la variabilité du stock sédimentaire d'un profil à l'autre, le volume par mètre linéaire a été calculé (Fig. 94). La tendance est négative sur la période étudiée : $-2\ 000$ m³/ml/mois. A une échelle plus fine, l'évolution de ces volumes passe par une phase érosive de février 2009 à juillet 2010 avec $-4\ 500$ m³/ml/mois en moyenne, puis ils augmentent de $+9\ 200$ m³/ml/mois en moyenne jusqu'en novembre 2010 (Fig. 94).

Jusqu'en juillet 2010, l'érosion du schorre est synonyme de perte de sédiments. Puis les volumes sédimentaires par mètre linéaire augmentent malgré l'érosion continue du schorre. Cette période juillet-novembre 2010, indique que les sédiments érodés sortent de la zone étudiée, sous l'action du chenal, mais que d'autres arrivent à l'extrémité du profil, c'est-à-dire au Nord du Mont-Saint-Michel. La surface topographique augmente (i.e. moins de surfaces occupées par le Couesnon), montrant l'importance croissante des apports à l'origine de la formation d'un banc. Ils résultent de l'avancée du grand banc de l'Ouest.

Le profil nord commence au pied du Mont-Saint-Michel, sur les rochers granitiques. Il traverse le chenal du Couesnon, dont la surface est visible sur certains profils (partie plane des profils). Il se termine sur un banc, dont la cote altimétrique varie entre 2,9 m IGN69 et 4,6 m IGN69.

L'étude de ce profil permet d'analyser les apports en provenance probable du grand banc de l'Ouest et leur dépôt au Nord du Mont-Saint-Michel.

L'altitude du sommet de ce banc a une croissance moyenne de 0,1 m par mois. Cependant, cette croissance est non linéaire. Lorsque les vitesses de déplacement du Couesnon sont importantes, le fond du chenal (s'il n'y a pas d'eau sur le profil considéré) s'approfondit ou sa surface diminue d'altitude. Les volumes calculés augmentent dans le temps de +1 200 m³/ml/mois en moyenne (Fig. 94) de façon quasi linéaire, avec deux périodes d'érosion entre juillet et août 2009 (-9 600 m³/ml/mois), et entre avril et juillet 2010 (-6 500 m³/ml/mois), soit lors de périodes estivales (où les débits moyens journaliers sont proches du fonctionnement du Couesnon avec l'ancien barrage, soit 11 m³/s). Ces érosions suivent des périodes de forte mobilité du chenal (excepté en juillet 2010). L'évolution des volumes décrit une forte croissance sédimentaire à partir de juillet 2010, soit +9 800 m³/ml/mois. Ils ont presque doublé en deux ans, passant de +40 000 à +90 000 m³/ml. L'origine des sédiments de la radiale nord, à partir de juillet 2010, peut être la même que celle de la radiale est, à supposer le grand banc de l'Ouest.

Le profil ouest commence dans le schorre ouest établi, franchissant deux bras de chenaux de vidange, il traverse le chenal du Couesnon avant d'atteindre le pied du Mont-Saint-Michel. Cette radiale permet l'étude de l'érosion du schorre ouest, ainsi que le suivi de l'accrétion du banc entre le schorre et le Mont-Saint-Michel. Le schorre est érodé de 15 m en 22 mois (soit -0,7 m/mois). Cette radiale minimise l'érosion qu'il y a tout le long du schorre ouest. En effet, par endroits l'érosion du schorre peut être plus importante. Cependant, elle est moindre que celle du schorre est. Ce profil permet surtout d'analyser l'évolution du banc au centre du chenal.

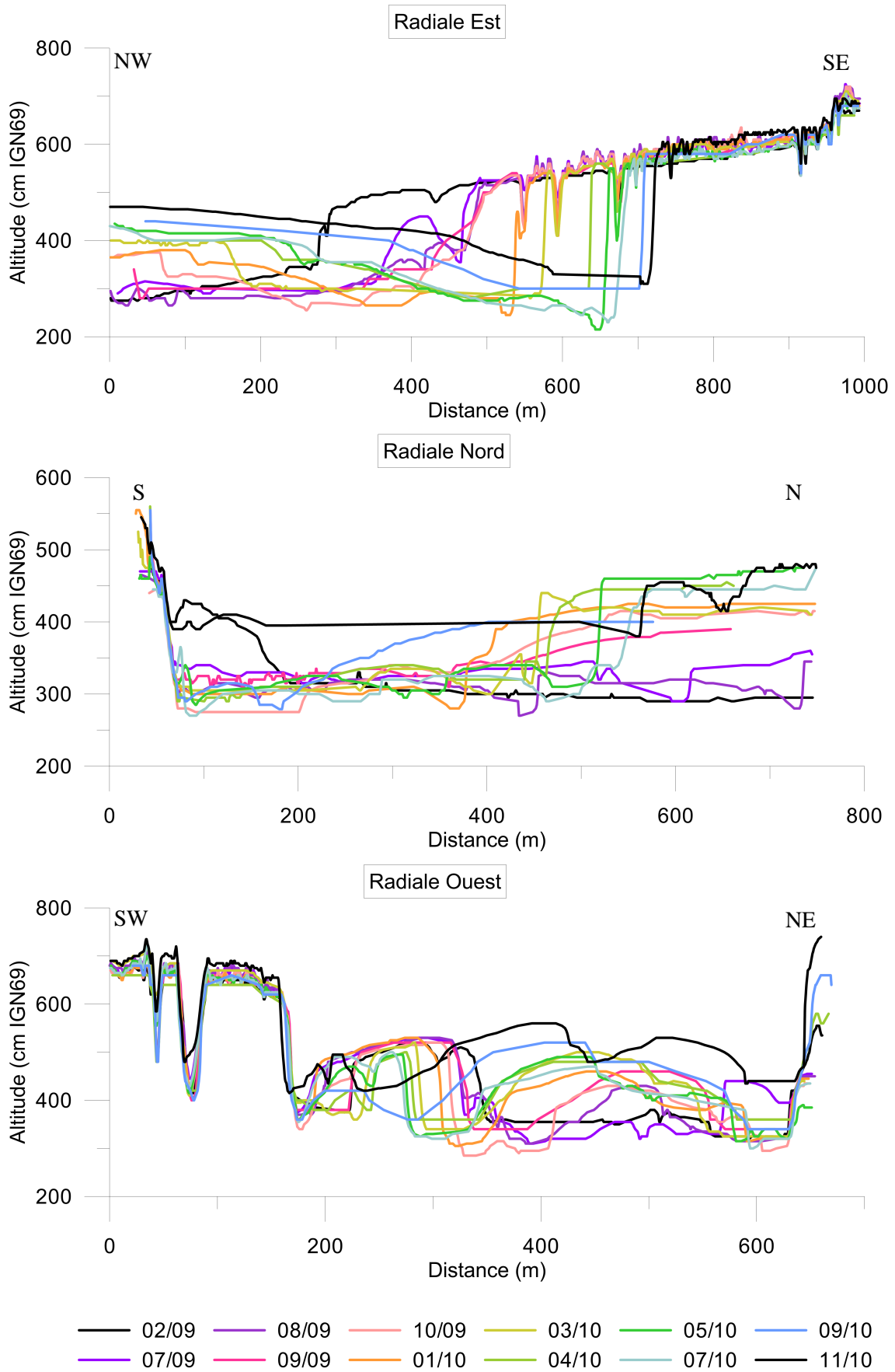


Fig. 92 : Radiales est, nord et ouest, entre février 2009 et novembre 2010.

Avant les travaux du rétablissement du caractère maritime du Mont-Saint-Michel, le banc existait déjà. Il se décompose en deux parties, la première près du schorre plus haute (4,5 m IGN69) et la seconde (3,8 m IGN69) plus près du Mont. En juillet 2009, le fond entre les deux bancs diminue de 35 m, alors que celui près du schorre se déplace vers le schorre de 0,2 m/jour. A partir de ce moment, le flanc nord du premier banc s'érode de -6 m/mois en moyenne. Tandis que le second croît tant en hauteur (+0,3 m/mois en moyenne) qu'en longueur (+15 m/mois en moyenne). En avril 2010, un petit banc croît entre le schorre et le premier banc. Il croît de +0,3 m/mois en moyenne, et subsiste à l'érosion totale du premier banc en septembre 2010. En novembre 2010, le second banc est plus large (260 m) et plus haut (5,6 m IGN69) qu'il ne l'a été sur toute la période d'étude. Tout comme pour la radiale nord, l'évolution du volume par mètre linéaire sur cette radiale présente une tendance à l'accrétion, avec +4 500 m³/ml/mois. Cependant, à une échelle plus fine, les périodes en accrétion sont temporellement décalées. La première est entre septembre et novembre 2009 (-9 300 m³/ml/mois), et la seconde période, moins marquée mais plus longue que pour le profil nord, est de mars à juillet 2010 (-1 200 m³/ml/mois). Ces deux périodes ont respectivement lieu après et pendant des périodes de mobilité importante du Couesnon.

Même si la radiale nord a la même tendance à l'accrétion que la radiale ouest, les volumes mis en jeu sur cette seconde sont 2 fois supérieurs. L'origine des sédiments composant la radiale du banc étudié pourrait être la même que celle de la radiale nord, à savoir le grand banc de l'Ouest. Cette hypothèse est faussée, étant donné que depuis la mise en service du barrage de la Caserne, le méandre du Couesnon dans la partie contrainte du schorre ouest est très mobile : les sédiments mis en jeu sont soit remaniés, soit évacués vers la partie de libre divagation, mais certainement pas suffisamment loin pour sortir du système.

L'étude de ces trois radiales permet de voir que dans le système de la baie du Mont-Saint-Michel en globale accrétion, il existe localement des comportements très divers. La radiale est montrée une tendance érosive, mais les radiales nord et ouest indiquent une accrétion avec le développement de bancs. La croissance de ceux-ci n'est pas régulière, mais tend à augmenter au cours du temps, voire à s'accélérer. Les volumes sédimentaires calculés mettent en évidence un apport de sédiments externe au système couvrant cette surface de 800 m de rayon autour du Mont, venant probablement du grand banc de l'Ouest.

Le grand banc de l'Ouest, pas toujours visible sur les photographies aériennes de la période 1972-2009, est à considérer plus en détail. Sa dynamique, contrôlée principalement par le signal de marée (cf. partie 3.3.3), semble influencer de façon conséquente la topographie des abords du Mont-Saint-Michel. Sa croissance et son avancée vers l'Est sont illustrées sur la Fig. 93 avec une radiale issue des MNT des relevés topographiques réalisés avec le LiDAR.

L'apport de sédiments dans le système permet une extension du schorre, qui à long terme pourrait nuire à l'insularité du Mont-Saint-Michel. Cependant, le rôle érosif des divagations du chenal du Couesnon empêche cette progression en érodant le front du schorre sous forme de microfalaises.

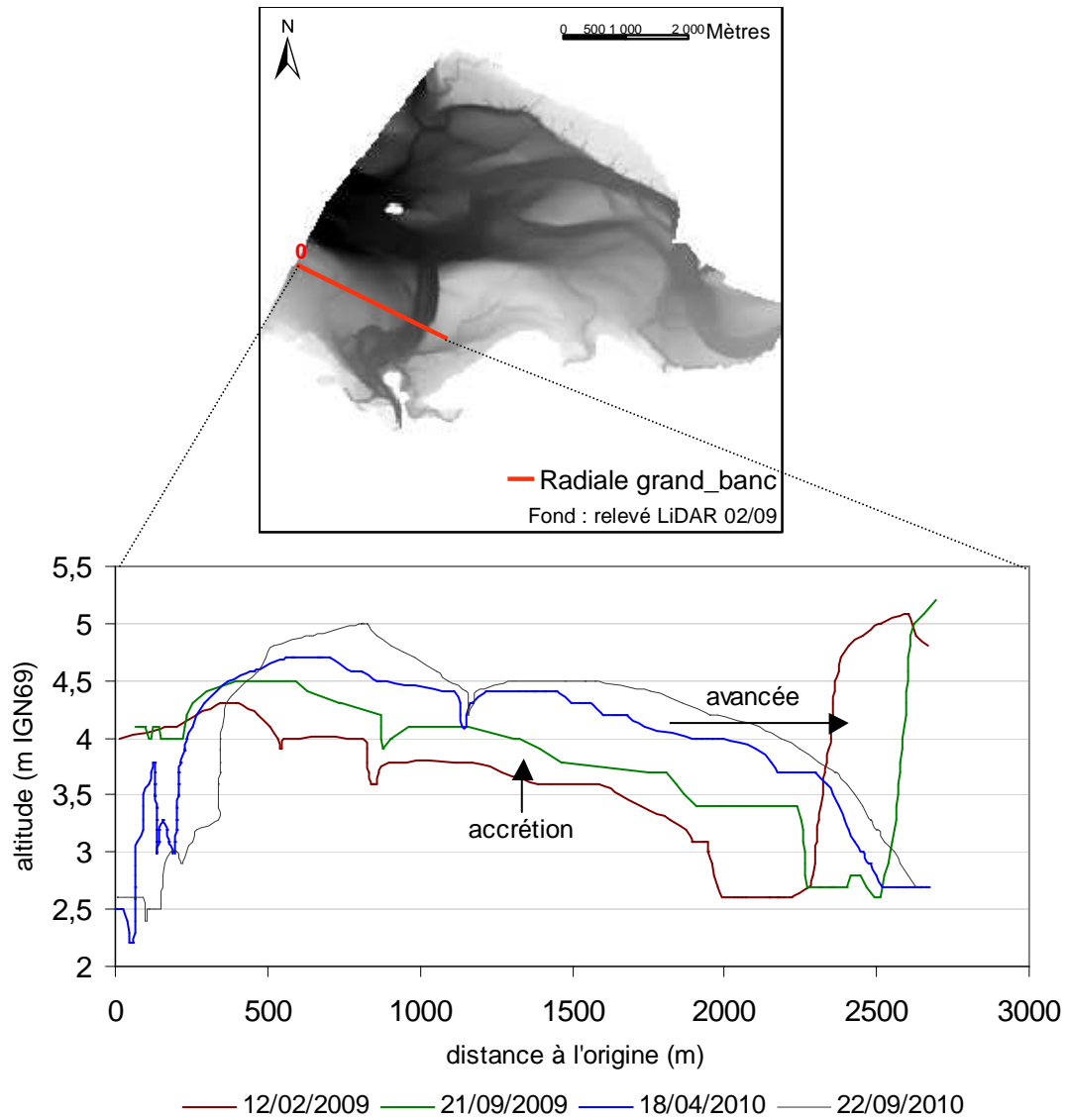


Fig. 93 : Avancée et croissance du front du grand banc de l'Ouest. Profils issus des MNT des relevés topographiques LiDAR.

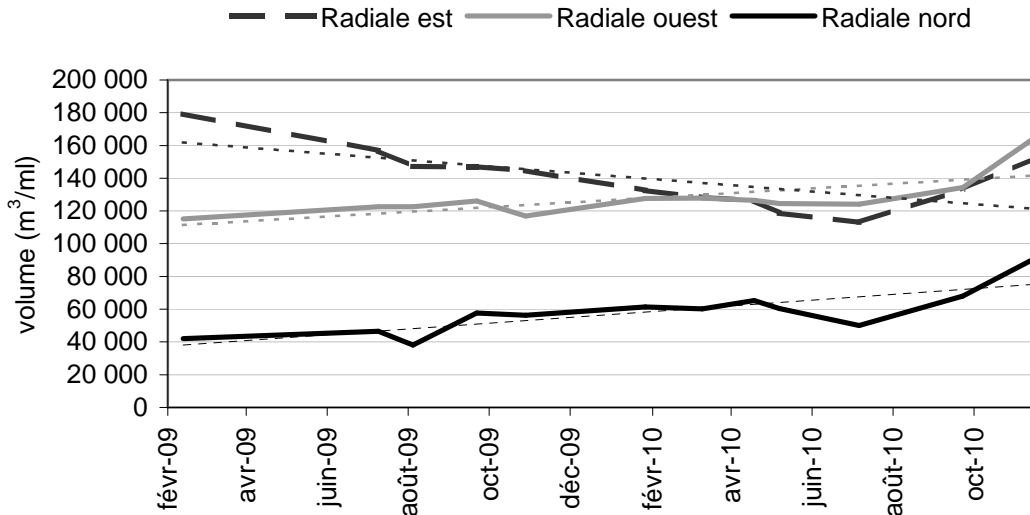


Fig. 94 : Evolution des volumes par mètre linéaire (m³/ml) des radiales est, nord et ouest

Synthèse et discussion

L'utilisation des méthodes laser dans le cadre de ce travail apporte des connaissances nouvelles sur des questions auxquelles il était difficile de répondre il y a quelques années. Ces méthodes ont permis de réaliser des relevés topographiques fréquents et avec une grande précision, de deux systèmes emboîtés : à l'échelle de la Petite Baie du Mont-Saint-Michel avec un LiDAR, et les abords du Mont-Saint-Michel avec un laser terrestre longue portée. Ces relevés complètent des données précédemment acquises dans la Petite Baie.

Grâce à ces données, une quantification des évolutions morphologiques est réalisée : évolution altimétrique des fonds sédimentaires, calcul des volumes en accrétion, des volumes en érosion, des bilans sédimentaires... Ils permettent aussi l'étude de différents objets : évolutions des schorres, mobilité des chenaux... Toutes ces évolutions ont pu être mises en parallèle avec différents forçages mesurés, afin de mieux comprendre la morphodynamique sédimentaire des deux systèmes étudiés.

Sur la période d'étude de la Petite Baie, de 1997 à septembre 2010, le bilan sédimentaire est positif : +1 500 000 m³ (soit +100 000 m³/an). A l'échelle des abords du Mont-Saint-Michel, ce bilan, toujours positif, entre février 2009 et novembre 2010, est de +400 000 m³ (soit +230 000 m³/an). Le rapport des surfaces entre la Petite Baie et les abords du Mont-Saint-Michel est de 14,6, alors que celui des bilans sédimentaires est de 0,04. Ces tendances positives ne sont pas linéaires.

Sur ces deux échelles spatiales, la tendance à l'accrétion est entrecoupée de phases érosives. Pour la Petite Baie, ces phases ont lieu à partir d'avril 2010, avec en moyenne $-1\,400\,000\text{ m}^3/\text{an}$. Pour les abords du Mont-Saint-Michel, ces phases ont lieu entre juillet et août 2009 ($-1\,100\,000\text{ m}^3/\text{an}$), entre septembre et octobre 2009 ($-1\,000\,000\text{ m}^3/\text{an}$), et entre janvier et mai 2010 ($-900\,000\text{ m}^3/\text{an}$). Les bilans sédimentaires résultants sont du même ordre de grandeur quelle que soit l'échelle considérée.

Le découpage de la Petite Baie en différentes zones a permis de déterminer les forçages impliqués dans les évolutions morphosédimentaires de chacune. L'évolution des bilans sédimentaires des zones GB, S1 et S2 est principalement contrôlée par la variation des apports sédimentaires, en réponse à la modulation du signal de marée. La zone C est principalement soumise à l'influence du chenal du Couesnon. La zone S3 est indépendante de l'évolution des apports sédimentaires imputée aux variations du signal de la marée, et évolue en fonction de l'état des zones avoisinantes, ainsi que de la baie dans son ensemble ; elle semble aussi propice à un transport éolien important.

La surface concernant les abords du Mont-Saint-Michel, 800 m autour du monument, représente 30% de la zone C. L'évolution des apports sédimentaires est secondaire sur cette surface. Les variations morphologiques répondent à l'influence du Couesnon. Les deux zones découpées, A et B, sont respectivement sous l'influence du chenal du Couesnon et sans l'influence de celui-ci. Si la zone A présente une tendance à l'érosion, la zone B est en accrétion. Pour les deux zones, il y a érosion lorsque les vents de NE sont nombreux ou l'agitation est faible (ou les chasses hydrauliques potentiellement élevées pour la zone A) ; il y a accrétion en période de forte agitation et de vent de terre (ou lorsque les chasses sont potentiellement peu élevées).

L'étude des radiales est, nord et ouest a permis de mettre en avant l'origine des sédiments aux abords du Mont-Saint-Michel : il s'agit du grand banc de l'Ouest. Une autre source de sédiment est le chenal du Couesnon lui-même, dans la zone contrainte par les schorres, le long de la digue-route : sous l'action des chasses, et de la mobilité du méandre, les sédiments évacués nourriraient le banc de sable au SW du Mont-Saint-Michel.

Le barrage de la Caserne est la pièce maîtresse des ouvrages réalisés dans le cadre des travaux pour le Rétablissement du Caractère Maritime du Mont-Saint-Michel. Son rôle est de renforcer le jusant par rapport au flot lors du cycle tidal, afin d'évacuer les sédiments des abords du Mont-Saint-Michel. Il est avéré que les chasses ont un impact sur l'érosion du schorre est lorsqu'elles sont longues et atteignent la valeur seuil de $100\text{ m}^3/\text{s}$. Cependant lorsqu'elles sont potentiellement peu élevées, en période de vents de terre et de forte agitation, l'érosion est réduite, voire nulle. Pourtant l'importance de leur impact reste encore difficile à apprécier. Il est à noter que ceci n'est valable que pour un système où la digue-route est encore présente. Devant être transformée en passerelle, le chenal du Couesnon devrait former un bras de chaque côté du Mont grâce aux épis écarteurs et ainsi mieux évacuer et répartir les sédiments ; ce chantier devrait être terminé en 2015.

Cette synthèse des résultats met en avant plusieurs idées :

1/ l'influence de la variabilité des apports sur les évolutions morphométriques de la Petite Baie.

Selon l'échelle de temps considérée, le cycle de marée ne sera pas le même à l'origine de la variabilité du stock sédimentaire. Le cycle à 18,6 ans régule les migrations des chenaux dans la Petite Baie. La variabilité des bilans sédimentaires peut être expliquée par les différents cycles de la marée : cycle à 4,4 ans pour des bilans sur cinq ans, et cycle grandes vives-eaux/grandes mortes-eaux pour des bilans sur six mois. Lors des phases hautes des cycles à 4,4 ans, ou lors des grandes vives-eaux, le nombre de coefficients supérieurs à 90 est plus important, et donc les courants sont plus forts, plus longtemps, plus à même de mettre en suspension et de transporter les sédiments vers l'intérieur de la Petite Baie. Lors de ces phases, il y a accrétion de la Petite Baie (zones S1, S2 et GB), ou augmentation de l'accrétion. Lors des phases basses, l'accrétion diminue, ou bien la zone est érodée. Le grand banc de l'Ouest répond à cette dynamique.

2/ la variabilité des bilans sédimentaires.

A l'échelle de la Petite Baie, un bilan sédimentaire sur six mois peut être jusqu'à 200 fois plus important qu'un bilan sédimentaire sur cinq ans. Deux bilans sédimentaires sur six mois peuvent être différents d'un facteur cinq. A l'échelle des abords du Mont-Saint-Michel, les bilans peuvent différer d'un facteur 26. Entre ces deux échelles, un bilan sédimentaire aux abords du Mont peut être quasiment équivalent à un bilan sédimentaire à l'échelle de la Petite Baie. Ces quelques exemples illustrent la variabilité temporelle et spatiale des bilans sédimentaires. Ils montrent aussi le lissage des volumes avec la diminution de la fréquence des relevés. Les volumes sédimentaires, très importants en terme d'accrétion, supposent un fort stock sédimentaire. Celui-ci est probablement issu des apports sédimentaires marins, du recyclage interne à la baie (venant des parties non étudiées) et en moindre mesure de la dérive littorale de la côte ouest du Cotentin.

3/ le rôle de la présence des chenaux.

Le système de la Petite Baie est entrecoupé de trois chenaux majeurs (les rivières Sée, Sélune et Couesnon). Le Couesnon participe au renforcement du jusant dans un milieu où le flot domine, en termes de vitesses. Cela crée une résultante du transport vers le large, et donc un milieu propice à l'évacuation des sédiments. La zone C, et plus particulièrement la zone aux abords du Mont-Saint-Michel, illustrent ce rôle érosif et d'évacuation des sédiments en dehors du système (radiale est et zone A). Malgré les apports du grand banc, l'érosion du schorre est notable sur les bilans sédimentaires jusqu'en juillet 2010. Ensuite, les apports en provenance du grand banc surimposent l'érosion du schorre. Van der Wal *et al.* (2008) notent également un retrait latéral du schorre, de l'estuaire du

Westerschelde, compensé par une augmentation altimétrique de la slikke. De plus, la proximité d'un chenal près du front d'un schorre (microfalaise) dissipe moins l'agitation qu'un banc de sable. Cela permet au clapot d'éroder efficacement les microfalaises. Ensuite, lorsque les méandres des chenaux se déplacent, une érosion est le témoin de leur avancée, alors qu'une accrétion est le témoin de leur départ. Ces deux actions des chenaux sur les fonds sédimentaires, phénomène d'asymétrie tidale et de divagation, favorisent la remobilisation et redistribution des sédiments sur l'ensemble de la Petite Baie.

4/ le rôle des vents : NE et de terre.

Une accrétion a lieu lorsque les vents de terre (SW à Ouest) sont nombreux, alors qu'une érosion est observée lorsque les vents de NE sont nombreux. Ces vents favorisent vraisemblablement une agitation fréquente mais de faible amplitude ($H_s < 0,2$ m), alors que des vents de NW favorisent une agitation de plus forte amplitude, mais ils sont peu représentés sur le site et la période d'étude. Ceci concerne tant le côté ouest que le côté est des abords du Mont-Saint-Michel.

5/ le rôle de l'agitation sur l'accrétion.

L'agitation joue un rôle non négligeable sur les abords du Mont-Saint-Michel. Lorsque les conditions sont très agitées ($H_s > 0,2$ m), il y a une tendance à l'accrétion du système. Cela conforte les résultats de Desguée *et al.* (2011) qui démontrent un transport sédimentaire, à l'Est du Mont-Saint-Michel, sept fois plus important sur un cycle tidal agité que sur un cycle tidal calme. L'impact direct de l'agitation sur l'érosion du schorre n'a pu être démontré à l'échelle temporelle utilisée.

La Partie III de ce manuscrit a permis de mieux comprendre la morphodynamique sédimentaire de la Petite Baie et des abords du Mont-Saint-Michel. L'influence des chenaux majeurs, notamment le Couesnon, ainsi que des forçages étudiés a été détaillée.

CONCLUSION GENERALE

Dans le contexte actuel d'anthropisation des milieux littoraux, il devient fondamental de comprendre le fonctionnement hydrosédimentaire de ces environnements. Bien que le rôle des chenaux tidaux soit essentiel sur ces environnements, leur action sur l'estran, ainsi que leur fonctionnement propre sont encore mal appréhendés.

Dans le présent travail, l'exemple du chenal du Couesnon dans la baie du Mont-Saint-Michel, célèbre pour ses divagations, est principalement étudié. Les objectifs sont de comprendre la dynamique d'un chenal divagant sur la zone intertidale, notamment les impacts de cette dynamique sur les fonds sédimentaires, comme sur les herbous, et quantifier les bilans sédimentaires de la Petite Baie. En outre, ce travail apporte des réponses sur l'évolution des abords du Mont-Saint-Michel depuis la mise en service du nouveau barrage sur le Couesnon.

Afin de répondre à cette problématique, différents types de données ont été utilisés. Photos aériennes, images satellitaires, et extractions de contours à partir de MNT ont permis de réaliser une analyse fine des évolutions morphologiques du site avec un SIG. Elle a notamment servi à la détermination de la dynamique du chenal du Couesnon. Des relevés topographiques ont été réalisés à une cadence élevée, tous les un à deux mois aux abords du Mont-Saint-Michel, et tous les six mois sur la Petite Baie, avec des techniques lasers terrestre et aéroporté, permettant d'obtenir un jeu de données topographiques inégalé. Ces nouvelles données topographiques ont complété celles déjà existantes en baie du Mont-Saint-Michel. Les données, issues des MNT réalisés à partir des relevés topographiques, ont été mises en relation avec les différents forçages que sont la marée, les débits fluviaux, les vents et l'agitation.

Les principaux résultats de ce travail sont résumés en deux points :

1- Une dynamique contrôlée par le cycle de Saros

La baie du Mont-Saint-Michel est un parfait exemple d'environnement semi-fermé. Le marnage mégatidal de cette baie induit une action efficace des courants de marée. La divagation des chenaux, et particulièrement celle du Couesnon, principalement étudiée dans ce travail, est spectaculaires, notamment de part le fait qu'elle agit sur une échelle de temps humaine. Par exemple, suite au déplacement du chenal en 1995 vers l'ESE du monument, personne n'aurait pensé que le chenal serait à même de se déplacer de nouveau vers l'Ouest, mais surtout aussi rapidement ; depuis les études menées dans les années soixante-dix, c'était la première fois que le Couesnon occupait une position aussi orientale.

Les données de hauteur d'eau à marée haute à Saint-Malo, rectifiées pour le site du Mont-Saint-Michel, ont permis de mettre en avant le rôle du cycle de la marée à 18,6 ans de période, autrement nommé cycle de Saros, sur la mobilité long terme du chenal du Couesnon. L'influence de ce cycle sur

le fonctionnement d'environnements côtiers a déjà été soulignée, notamment sur la position du trait de côte ou la taille de deltas de jusant. Les données acquises ont permis de révéler une dynamique globale du chenal du Couesnon particulière. Un mouvement analogue est observé pour le « chenal commun » Sée-Sélune.

Ces résultats permettent de préciser le fonctionnement de la Petite Baie du Mont-Saint-Michel, à une échelle de temps pluri-décennale.

En phase basse du cycle de Saros, où le nombre annuel de marées de fort marnage est réduit, le temps de transport et donc les volumes sédimentaires transportés sont réduits au large du système. Le grand banc de l'Ouest est peu développé. Il ne contraint pas les chenaux tidaux, qui dépendent alors principalement du débit fluvial, du débit solide et de la pente : le Couesnon se jette dans la Petite Baie avec un axe NNW-SSE voire plus occidental. Le « chenal commun » Sée-Sélune divague lui au centre de la Petite Baie.

En phase ascendante du cycle de Saros, le nombre annuel de marées à fort marnage augmente. Le temps de transport et donc le volume sédimentaire transporté sont accrus, jusqu'à un maximum en phase haute du cycle. Le grand banc de l'Ouest se développe et tend à croître vers l'Est, contraignant le chenal du Couesnon à divaguer dans le même sens. Le « chenal commun » Sée-Sélune migre alors vers le Nord jusqu'à se plaquer le long du schorre nord.

En phase descendante du cycle de Saros, le nombre de marées annuel de fort marnage diminue. Le temps de transport et le volume transporté diminuent. Les chenaux comme le grand banc de l'Ouest retournent vers leur position adoptée en phase basse. Le temps de transport et le volume sédimentaire transporté sont régulés par l'asymétrie et l'amplitude de la marée.

2- Une grande variabilité

L'évolution morphosédimentaire de la Petite Baie du Mont-Saint-Michel est le fruit d'un complexe agencement des différents paramètres de contrôle. Cette combinaison est à l'origine de la variabilité des apports sédimentaires, et par conséquent des bilans sédimentaires, mais aussi des réponses morphologiques des fonds sédimentaires.

Les apports sédimentaires dépendent en premier lieu du stock disponible, d'origine marine pour le site étudié. Puis ils varient en fonction des processus à même de le remobiliser. Le grand banc de l'Ouest est le reflet de cette variabilité. Il permet d'observer une dynamique répondant aux différents cycles de la marée, et tout particulièrement celui de Saros.

En raison de la variabilité des apports, les bilans sédimentaires de la Petite Baie, comme ceux des abords du Mont-Saint-Michel, sont fluctuants. Ces évolutions ont été analysées grâce aux relevés

topographiques existants de la Petite Baie, ainsi qu'aux nouveaux relevés, acquis avec une fréquence mensuelle à quasi semestrielle (selon l'échelle spatiale considérée) grâce à des techniques lasers.

Les bilans sédimentaires estimés sont variables, et présentent une variabilité interannuelle et intra-saisonnière. Cela est en partie dû à la variation saisonnière des forçages considérés. L'augmentation de la fréquence d'échantillonnage, de 1997 à 2010, permet de saisir la variabilité temporelle des bilans sédimentaires. Les fréquences supérieures à l'année permettent de dégager la tendance générale de mobilité du chenal, alors que celles inférieures soulignent des comportements saisonniers. L'étude de ces deux échelles de temps est idéale. Ainsi, dans une tendance générale à l'accrétion du système, de +100 000 m³/an pour la Petite Baie, des phases érosives sont remarquées, principalement l'hiver. Le calcul du bilan sédimentaire annuel sur plusieurs années lisse les volumes sédimentaires mis en jeu sur de plus petites échelles de temps, qui peuvent être 20 fois plus importants.

Les bilans sédimentaires varient aussi spatialement. Un bilan calculé aux abords du monument peut être du même ordre de grandeur, voire supérieur, qu'un bilan sédimentaire calculé pour l'ensemble de la Petite Baie. L'augmentation de la surface d'analyse lisse les bilans sédimentaires. Les évolutions topographiques de la Petite Baie, croissance de banc..., sont très mobiles, et la fréquence d'échantillonnage de six mois ne permet pas toujours de les apprécier.

L'ajustement de l'altimétrie des fonds répond à la fluctuation des différents processus de contrôle. Les surfaces sous l'influence d'un chenal (Couesnon, Sée ou Sélune) présentent une aptitude plus importante à l'érosion, du fait du renforcement du jusant. Ce rôle des chenaux tidaux permet de contrecarrer celui de la marée, source du comblement de la baie. L'influence des vents, de l'agitation et du débit fluvial –au travers les chasses hydrauliques pour le Couesnon- jouent aussi sur l'ajustement topographique. Il est noté une tendance érosive du système lors de forts et nombreux vents de NE à l'origine d'une agitation de faible amplitude – et/ou des chasses hydrauliques potentiellement élevées pour les abords du Mont-Saint-Michel-, et une tendance à l'accrétion par forts et nombreux vents de terre, et/ou d'agitation dont la hauteur significative est supérieure à 0,2 m – et/ou des chasses hydrauliques potentiellement peu élevées pour les abords du Mont-Saint-Michel-.

Ces résultats apportent des confirmations et de nouvelles connaissances sur la dynamique littorale en Petite Baie du Mont-Saint-Michel. Elles s'inscrivent dans une future démarche d'acquisition sur le long terme de séries topographiques, qui pourront confirmer les résultats de ce travail, et de suivre l'évolution topographique de l'environnement suite aux travaux réalisés dans le cadre du projet de rétablissement du caractère maritime du Mont-Saint-Michel.

Perspectives :

- Il serait judicieux d'améliorer l'évaluation du transport sédimentaire et de placer l'évolution des bilans sédimentaires au centre des perspectives. La quantification de l'évolution des bilans sédimentaires pourrait être perfectionnée en travaillant sur les incertitudes des mesures altimétriques, qui resteront grandes avec l'échelle spatiale considérée.
- L'évaluation des apports sédimentaires, mérite d'être étudiée plus en détails au travers l'analyse du grand banc de l'Ouest. Des suivis photographique et topographique appuyés par des mesures d'hydrodynamique seraient utiles. Afin de caractériser l'impact de l'asymétrie de la marée sur le système de la Petite Baie, des mesures de courants et de concentration en matières en suspension en différents points (plusieurs dans les chenaux, sur la slikke, et sur le schorre) sur un cycle morte eau - vive eau au minimum serait d'un apport certain. Cela permettrait d'estimer les flux sédimentaires véhiculés par les chenaux. Il est essentiel d'enregistrer la marée *in situ*, et les caractéristiques du transport (contrainte critique d'érosion, de dépôt...) doivent être étudiées plus en détails.
- Selon l'objet d'étude de futures recherches, le pas d'échantillonnage devra être bien défini. Ce travail a mis en lumière des dynamiques très différentes selon les échelles considérées. Si les chenaux sont au centre de l'étude, le pas de temps devrait être inférieur au mois, afin de préciser leur mobilité. Dans l'objectif de caractériser l'évolution des fonds sédimentaires, le pas d'échantillonnage ne doit pas être trop réduit, pour que les évolutions altimétriques soient hors de la marge d'erreur instrumentale. Cependant il ne doit pas être trop grand non plus du fait de la mobilité spatiale des fonds.
- La relation vent/agitation devrait être affinée. En effet, les résultats présentés ici montrent ne semblent pas en adéquation avec les caractéristiques du site d'étude. En effet, des vents de NE présentent un fetch plus important que ceux de terre, et sont donc plus à même d'induire une agitation locale importante. Une campagne de mesure de l'agitation, au minimum annuelle et sans lacunes, devrait être réalisée et mise en corrélation avec les données de vent. La station météorologique locale de Pontorson pourrait être utilisée afin de mieux représenter la réalité.
- Les données issues de cette série topographique pourraient contribuer à calibrer le modèle numérique de la Petite Baie, réalisé par la société ARTALIA (anciennement SOGREAH), car à l'heure actuelle, il est difficile de reproduire numériquement la divagation des chenaux et leur influence sur le système.

REFERENCES

- Allard J. (2008). Enregistrement des changements environnementaux dans les sédiments littoraux : cas des Pertuis Charentais et du Bassin d'Arcachon. *Thèse de doctorat – Université de La Rochelle*, 279 p.
- Allen JRL. (1989). Evolution of salt-marsh cliffs in muddy and sandy systems: a qualitative comparison of British west coast estuaries. *Earth Surface and Processes Landforms* 14, p. 85-92
- Bagnold RA. (1960). Some aspects of river meanders. *US Geological Survey Professional. Paper 282E*, 10 p.
- Bassoulet P., Le Hir P., Gouleau D., Robert S. (2000). Sediment transport on an intertidal mudflat: field investigations and estimation of fluxes within the Baie de Marennes-Oléron (France). *Continental Shelf Research* 20, p. 225-232.
- Baudrick CA., Dietrich WE., Leverich GT., Sklar LS. (2009). Experimental evidence for the conditions necessary to sustain meandering in coarse-bedded rivers. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 106 (40), p. 16936-16941
- Beck SM. (1998). Computer-simulated deformation of meandering river patterns. *PhD thesis – University of Minnesota*
- Berlamont J., Torfs H. (1995). Modeling (partly) cohesive sediment transport in sewer systems. *International Conference on Sewer Solids - Characteristics, movement, effects and control*, 5 - 8 September, Dundee (UK)
- Billeaud I. (2006). Dynamique de construction d'un prisme sédimentaire littoral en régime mégatidal (la Baie du Mont-Saint-Michel). *Thèse de Doctorat – Université de Caen*, 237 p.
- Blondeaux P., Seminara G. (1985). A unified bar-bend theory of river meanders. *Journal of Fluid Mechanics* 112, p. 363-377
- Bogaert P. (2007). Analyse statistique de données spatiales et temporelles. Notes de cours. *Université catholique de Louvain*.
- Bonnot-Courtois C., Le Rhun J., Levasseur JE. (1997). Etudes complémentaires pour le modèle hydrosédimentaire des abords du Mont-Saint-Michel. Evolution Morphologique des herbues entre la Chapelle Sainte-Anne et la pointe de la Roche Torin. *Mission Mont-Saint-Michel, DDE Manche, Laboratoire EPHE, Rapport*, 58 p.
- Bonnot-Courtois C., Caline B., L'Homer A., Le Vot M.. (2002). La Baie du Mont-Saint-Michel et l'Estuaire de la Rance. *Mémoire Elf Aquitaine* 26, 256 p.
- Bretel P. (2002). Processus éoliens et morphodynamique dunaire sur les côtes bas-normandes. *Thèse de Doctorat – Université de Caen*, 216 p. + annexes
- Carson MA., Kirkby MJ. (1972). *Hillslope Form and Processes*. Cambridge, University press: Cambridge.

- Carson MA., Lapointe MF. (1983). The inherent asymmetry of river meander planform. *Journal of Geology* 91 (1), p. 41-55
- Castaing P., Allen GP. (1981). Mechanisms controlling seaward escape of suspended sediments from the Gironde: a macrotidal estuary in France. *Marine Geology* 40, p. 101-118
- Champion M. (2000). Divagation de rivière : Synthèse bibliographique. *Mémoire de Master - Ecole Nationale du Génie de l'Eau et de l'Environnement de Strasbourg*, 63 p.
- Collins LM., Collins JN., Leopold LB. (1987). Geomorphic processes of estuarine marsh: preliminary results and hypothesis. *International Geomorphology 1986, Part I*, Wiley&Sons, p. 1049-1072
- D**avies JL. (1973). Geographical Variation in Coastal Development, *Hafner Publishing Company*, New York, NY.
- Delacourt C. Allemand P., Jaud M., Grandjean P., Deschamps A., Ammann J., Cuq V., Suanez S. (2009). DRELIO: an unmanned helicopter for imaging coastal areas. *Journal of Coastal Research* SI 56, ICS 2009 Proceedings, p. 1489-1493
- Detriché S., Susperregui AS., Feunteun E., Lefeuvre JC., Jigorel A. (2011). Interannual (1999-2005) morphodynamic evolution of macro-tidal salt marshes in Mont-Saint-Michel Bay (France). *Continental Shelf Research* 31, p. 611-630
- Desguée R. (2008). Etude des processus hydrosédimentaires et évolutions morphodynamiques autour du Mont-Saint-Michel. *Thèse de Doctorat – Université de Caen*, 348 p.
- Desguée R., Robin N., Gluard L., Monfort O., Anthony EJ., Levoy F (2011). Contribution of hydrodynamic conditions during shallow water stages to the sediment balance on a tidal flat: Mont-Saint-Michel Bay, Normandy, France. *Estuarine, Coastal Shelf Science* 94, p. 343-354.
- DIREN (ex. DREAL) Centre (2002). Restauration et Entretien du lit de la Loire et de ses affluents. Guide méthodologique 1ère partie. *Guide*, 70 p.
- Dronkers J. (1986). Tidal asymmetry and estuarine morphology. *Netherlands Journal of Sea Research* 20, p. 117-131
- Dronkers J. (2005). Natural and human impacts on sedimentation in the Wadden Sea: an analysis of historical data. *Rapport du Ministerie van Verkeer en Waterstaat*, 51 p.
- Duan JG., Julien PY. (2005). Numerical simulation of the inception of channel meandering. *Earth Surface Processes and Landforms* 30, p. 1093-1110
- Dyer K., Christie MC., Feates N., Fennessy MJ., Pejrup M., van der Lee W. (2000). An Investigation into Processes Influencing the Morphodynamics of an Intertidal Mudflat, the Dollard Estuary, The Netherlands: I. Hydrodynamics and Suspended Sediment. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 50, p. 607–625
- E**hrhold (1999). Dynamique de comblement d'un bassin sédimentaire soumis à un régime mégatidal : exemple de la Baie du Mont-Saint-Michel. *Thèse de Doctorat – Université de Caen*, 254 p.
- Eisma D. (1997). Intertidal deposits: River mouths, tidal flats and coastal lagoons. *Marine Science Series, CRC Press, Boca Raton*, 507 p.
- Engelund F. (1974). Flow and bed topography in channel bends. *Journal of Hydraulic Research* 100 (11), p. 1631-1648
- Evans OF. (1942). The origin of spits, bars and related structures. *Journal of Geology* 50, p. 846–865
- F**agherazzi S., Bortoluzzi A., Dietrich WE., Adami A., Lanzoni S., Marani M., Rinaldo A. (1999). Tidal networks 1. Automatic network extraction and preliminary scaling features from DTMs. *Water Resources Research* 35 (12), p. 3891-3904

- Fagherazzi S., Gabet EJ, Furbish DJ. (2004). The effect of bi-directional flow on tidal channel planforms. *Earth Surface Processes and Landforms* 29, p. 295-309
- Fenies H., Faugères JC. (1998). Facies and geometry of tidal channel-fill deposits (Arcachon Lagoon, SW France). *Marine Geology* 150, p. 131–148
- G**abet, (1998). Lateral Migration and bank erosion in a saltmarsh tidal channel in San Francisco Bay, California. *Estuaries* 21, p. 745-753
- Galliot, (2007). La dynamique géomorphologique du méandrage de la basse vallée de la Bruche (Bas-Rhin) : approche historique. *Mémoire de Master - Ecole Nationale du Génie de l'Eau et de l'Environnement de Strasbourg*, 69 p.
- Garofalo D. (1980). The influence of wetland vegetation on tidal stream channel migration and morphology. *Estuaries* 3 (4), p. 258-270
- Geyl WF. (1976). Tidal neomorphs. *Zeitschrift fur Geomorphologie* 20, p. 308-330
- Golden Software (2010). Surfer User Manual.
- Goldthwait JW. (1937). Unchanging meanders of tidal creeks. *Proceedings of the Geological Society of America* 1, p. 73-74
- Gran K., Paola C. (2001). Riparian vegetation controls on braided stream dynamics. *Water Resources Research* 37, p. 3275-3283
- Gratiot N., Anthony EJ., Gardel A., Gaucherel C., Proisy C., Wells JT. (2008). Significant contribution of the 18,6 year tidal cycle to regional coastal changes. *Nature Geoscience* 1, p. 169-172
- GRESARC (1997 a). Rétablissement du caractère maritime du Mont-Saint-Michel. Etude de la houle en baie du Mont-Saint-Michel. *Mission Mont-Saint-Michel, DDE Manche*, 52 p. + annexes
- GRESARC (1997 b). Rétablissement du caractère maritime du Mont-Saint-Michel. Etude de la turbidité en baie du Mont-Saint-Michel. *Mission Mont-Saint-Michel, DDE Manche*, 27 p. + annexes
- Guerin O. (1993). Comprendre les marées sur les côtes françaises de l'Atlantique et de la Manche. Ed. Odile Guerin, 69 p. ISBN 9782950745903
- Gurnell AM. (1997). Adjustment in river channel geometry associated with hydraulic discontinuities across the fluvial-tidal transition of a regulated river. *Earth Surface Processes and Landforms* 22, p. 967-985
- Gutelius B. (1998). Engineering applications of airborne scanning lasers: reports from the field. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 64 (4), p. 246-53
- H**am DG. (2005). Morphodynamics and sediment transport in a wandering gravel-bed channel: Fraser River, British Columbia. *Thèse de Doctorat - The University of British Columbia*, 225 p.
- Hickin EJ., Nanson GC. (1975). The character of channel migration on the Beaton River, northeast British Columbia, Canada. *Geological Society of America Bulletin* 86, p. 487-494
- Hickin EJ. (1978). Mean flow structure in meanders of the Squamish River, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Science* 15, p. 1833-1849
- Hickin EJ., Nanson GC. (1983). Lateral migration rates of river bends. *Journal of Hydraulic Engineering ASCE* 110, p. 1557-1567
- Hooke JM. (2003). River meander behaviour and instability: a framework for analysis. *Transactions Institute of British Geographers* 28, p. 238–253

- Hooke JM. (2007). Spatial variability, mechanisms and propagation of change in an active meandering river. *Geomorphology* 84, p. 277–296
- Howard AD. (1996). Modelling channel evolution and floodplain morphology. In *Floodplain Processes*, Anderson MG., Walling DE., Bates PD. (eds). John Wiley and Sons, Chichester, p. 15-62
- Huang HQ., Warner RF. (1995). The multivariate controls of hydraulic geometry: a casual investigation in terms of boundary shear distribution. *Earth Surface Processes and Landforms* 20, p. 115-130.
- Hurrell J., Deser C. (2010). North Atlantic climate variability: the role of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Marine Systems* 79, p. 231-244
- I**keda S., Parker G., Sawai K. (1981). Bend theory of river meanders. 1. Linear development. *Journal of Fluid Mechanics* 112, p. 363-377
- J**in D., Schumm SA. (1986). A new technique for modelling the river morphology. *Proceedings of the First International Geomorphology Conference*, Richards KS (ed), Wiley, Chichester, p. 680-691
- Jiongxin X. (1996). Channel pattern change downstream from a reservoir: An example of wandering braided rivers. *Geomorphology* 15, p. 147-158
- K**leinhans MG., Schuurman P., Bakx W., Markies H. (2009). Meandering channel dynamics in highly cohesive sediment on an intertidal mud flat in the Westerschelde estuary, the Netherlands. *Geomorphology* 105, p. 261-276
- Knighton AD. (1984). Fluvial forms and processes. *Arnold, London*
- L**ane EW. (1955). The importance of fluvial morphology in hydrologic engineering. *Proceedings American Society of Civil Engineers* 81, p. 1-17
- Larsen EW. (1995). Mechanics of modelling of river meander migration. *PhD Thesis – University of California, Berkeley*
- Larsonneur C. (1989). La baie du Mont-Saint-Michel. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine* 46, p. 5-73
- Larsonneur C. (1994). The Bay of Mont-Saint-Michel: A sedimentation model in a temperate macrotidal environment. *Senckenbergiana Maritima* 24, p. 3-63
- Lauer JW., Parker G. (2008). Net local removal of floodplain sediment by river meander migration. *Geomorphology* 96, p. 123–149
- Lautridou JP., Auffret JP., Baltzer A., Clet M., Lecolle F., Lefebvre D., Lericolais G., Roblin-Jouve A., Balescu S., Carpentier G., Descombes S., Rousseau DD. (1999). Le fleuve Seine, le fleuve Manche. *Bulletin de la Société Géologique de France* 170, p. 545-558
- Lawler DM. (1993). The measurement of river bank erosion and lateral channel change: a review. *Earth Surface Processes and Landforms* 18, p. 777-821
- Leica Geosystem AG. User manual ALS60. vol.1
- Le Hir P., Roberts B., Cazaillet O., Christie M., Bassoulet P., Bacher C. (2000). Characterization of intertidal flat hydrodynamics. *Continental Shelf Research* 20, p. 1433-1459
- Leopold LB., Wolman GM. (1957). River channel patterns : braided, meandering and straight. *US Geological Survey Professional Paper* 282-B, 51 p.
- Le Rhun J. (1982). Etude physique de la baie du Mont-Saint-Michel. *Thèse de Doctorat – Université Paris I*, 243 p.

- Leonard LA., Hine AC., Luther ME., Stumpf RP., Wright EE. (1995). Sediment transport processes in a west-central Florida open marine marsh tidal creek: the role of tides and extratropical storms. *Estuarine Coastal Shelf Science* 41, p. 225-248
- Leopold LB., Wolman MG., Miller JP. (1964). Fluvial processes in geomorphology. *W.H. Freeman and Company, San Francisco, California*
- Leopold LB., Collins JN., Collins LM. (1993). Hydrology of some tidal channels in estuarine marshland near San Francisco. *Catena* 20, p. 469-493
- Levasseur JE., Bonnot-Courtois C. (2000). Etudes en environnement. Contribution à la connaissance de la dynamique des herbues, Rapport final. *Rapport Mission Mont-Saint-Michel DDE*, 196 p.
- L'Homer A. (1984). Histoire de la digue de la Roche Torin. *Bulletin des Amis du Mont-Saint-Michel* 89, p. 30-39
- L'Homer A., Dorst J. (1989). Face au comblement de la baie du Mont-Saint-Michel : Recommandations en vue de son aménagement. *La vie des sciences* 6, p. 387-401
- L'Homer A., Courbouleix S., Beurrier M., Bonnot-Courtois C., Caline B., Ehrhold A., Lautridou JP., Le Rhun J., Simeon Y., Thomas Y. (1999). Carte géologique France 1/50 000, feuille Baie du Mont-Saint-Michel (208). *Orléans, BRGM*
- L'Homer A., Courbouleix S., Beurrier M., Chantraine J., Deroin JP., avec la collaboration de Bonnot-Courtois C., Caline B., Ehrhold A., Lautridou JP., Morzadec-Kerfourn MT. (1999). Notice explicative. Carte géologique France 1/50 000, feuille Baie du Mont-Saint-Michel (208). *Orléans, BRGM*
- LCHF (1977). Baie du Mont-Saint-Michel : Etude de la dynamique sédimentaire. Etude océanographique et hydrologique. *Maison-Alfort*, 36 p. + annexes
- LCHF (1977). Baie du Mont-Saint-Michel : Etude de la dynamique sédimentaire. Etude sédimentologique en nature. *Maison-Alfort*, 62 p. + annexes
- LCHF (1977). Baie du Mont-Saint-Michel : Etude de la dynamique sédimentaire. Synthèse générale de l'étude en nature. *Maison-Alfort*, 20 p.
- LCHF (1977). Baie du Mont-Saint-Michel : Maintien d'un caractère maritime pour l'environnement du Mont. Modèle pilote d'ensemble, rapport général. *Maison-Alfort*, 39 p. + plans
- Lorin (1972). Rapport interne du LCHF, cité dans «LCHF (1977). Baie du Mont-Saint-Michel, Etude de la dynamique sédimentaire, II. Etude sédimentologique en nature. 62 p. + annexes
- M**arguerit C. (2004). Synthèse sur la concordance des références altimétriques en Baie du Mont-Saint-Michel. *Revue XY* 98, p. 53-56
- Mason DC., Gurney C., Kennett M., (2000). Beach topography mapping – a comparison of techniques. *Journal of Coastal Conservation* 6, p. 113-124
- Maune DF. (2007). Digital Elevation Model technologies and applications: the DEM users' manual, 2nd edition. *American Society for Photogrammetry and Remote Sensing*. Bethesda, MD
- Mehta AJ., Alkhalidi M. (2004). Some Observations on the role of mud in modulating sand transport. *2004 Ocean Science Meeting*, Portland. EOS Transactions, American Geophysical Union 84 (52), Ocean Sciences Meeting, Abstract OS41L-07
- Micheli ER., Kirchner JW., Larsen EW. (2004). Quantifying the effect of riparian forest versus agricultural vegetation on river meander migration rates, Central Sacramento River, California, USA. *River Research Applications* 20, p. 537-548
- Migniot C. (1996). Prévision de l'évolution de la Baie du Mont-Saint-Michel (sans aménagements) à l'aide d'un modèle réduit sédimentologique. *Rapport Mission Mont-Saint-Michel, DDE Manche*

- Migniot C. (1997). Rétablissement du caractère maritime du Mont-Saint-Michel. Synthèse générale des connaissances sur les problèmes hydrosédimentaires en Baie du Mont-Saint-Michel. *Rapport Mission Mont-Saint-Michel, DDE Manche*, 89 p.
- Moore RD., Wolf J., Souza AJ., Flint SS. (2009). Morphological evolution of the Dee estuary, Eastern Irish Sea, UK: a tidal asymmetry approach. *Geomorphology* 103, p. 588-596
- Mosselman E., Shishikura T., Klaasen GJ. (2000). Effect of bank stabilization on bend scour in anabranches of braided rivers. *Physical Chemistry of the Earth (B)* 7-8, p. 699-704
- Murray B., Paola C. (1994). A cellular model of braided rivers. *Nature* 371, p.54-57
- N**anson GC., Hickin EJ. (1986). A statistical analysis of bank erosion and channel migration in western Canada. *Geological Society of America Bulletin* 97, p. 497-504
- Nichols AL. (2008). Geological mediation of hydrologic process, channel morphology and resultant planform response to closure of Dwinnell dam, Shasta River, California. *Mémoire de Master – Université de Californie Davies*, 67 p.
- Nickling WG., Davidson-Arnott RGD. (1990). Aeolian sediment transport on beaches and coastal dunes, *Proceedings of the Symposium on Coastal Sand Dunes, Ed. Davidson-Arnott, R.G.D., National Research of Canada, Ottawa*, p. 1-35
- O**ost AP., de Haas H., Ijnsen F., van der Boogert JM., de Boer PL. (1993). The 18,6 yr nodal cycle and its impact on tidal sedimentation. *Sedimentary Geology* 87, p. 1-11
- P**arker G. (1982). Stability of the channel of Minnesota River near State Bridge No 93, Minnesota. *Project Report n° 205, St Anthony Falls Hydraulic Laboratory, University of Minnesota*.
- Parker G., Sawai K., Ikeda S. (1982). Bend theory of river meanders: part 2, Non linear deformation of finite amplitude bends. *Journal of Fluid Mechanics* 115, p. 303-314
- Parker G., Diplas P., Akiyama J. (1983). Meander bends of high amplitude. *Journal of Hydraulic Engineering-ASCE* 109 (10), p. 1323-1337
- Parker G., Andrews ED. (1986). On the time development of meander bends. *Journal of Fluid Mechanics* 162, p. 139-156
- Parker G., Shimizu Y., Wilkerson GV., Eke EC., Abad JD., Lauer JW., Paola C., Dietrich WE., Voller VR. (2011). A new framework for modelling the migration of meandering rivers. *Earth Surface Processes and Landforms* 36, p. 70-86
- Pestrong R. (1965). The development of drainage patterns on tidal marshes. *Stanford University Publications: Geological Sciences* 10, p. 1-87
- Pethick J. (1980). An introduction to coastal geomorphology. *Adward Arnold, Baltimore, Maryland*
- Postma H. (1960). Einige Bemerkungen über den Sinkstoff-transport im Ems-Dollart Gebiet. In: *J. H. van Voorthuysen: Das Ems-Estuarium, Verh. Kon. Ned. Geol. Mijnb. k. Gen.* 19, p. 103-110
- Puissant A. (2008). Rapport final du projet ANR-05-JCJC-0150. Extraction des Connaissances Spatiales pour la Gestion Intégrée du Littoral. *Geosyscom - Université de Caen*
- R**edfield A. (1972). Development of a New England Salt Marsh *Ecological Monographs* 42, p. 201-237
- Riegl laser measurement systems. LMS Z620 System configuration.
- Robin N. (2007). Morphodynamique des systèmes de flèches sableuses : étude comparative entre les embouchures tidales de l'archipel de St Pierre-et-Miquelon et de la côte ouest du Cotentin (Manche). *Thèse de Doctorat – Université de Caen*, 478 p. + annexes

- Roux P. (1998). Rapport sur les niveaux de la mer aux abords du Mont-Saint-Michel - Données de 1884 à 1998. *Rapport Mission Mont-Saint-Michel*
- Rüther N., Olsen NRB. (2007). Modeling free-forming meander evolution in a laboratory channel using three-dimensional computational fluid dynamics. *Geomorphology* 89, p. 308-319
- S**chumm SA. (1969). River metamorphosis. *Journal of the Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers* 95, p. 255-309
- Schumm SA., Khan HR. (1972). Experimental study of channel patterns. *Bulletin of the Geological Society of America* 83, p. 1755-1770
- Simon B. (1996). Détermination des hauteurs d'eau extrêmes pour la délimitation du domaine public maritime. *Annales hydrographiques* 20, n°767, SHOM
- Smith CE (1998). Modeling high sinuosity meanders in a small flume. *Geomorphology* 25, p. 19-30
- SOGREAH (2000). Etudes hydrosédimentaires. Rapport général – Synthèse. *Projet Rétablissement du caractère maritime du Mont-Saint-Michel, Mission Mont-Saint-Michel, DDE Manche*, 55 p.
- Stolum HH. (1998). Planform geometry and dynamics of meandering rivers. *Geological Society of America Bulletin* 110, p. 1485–1498
- T**al M., Paola C. (2007). Dynamic single-thread channels maintained by the interaction of flow and vegetation. *Geology* 35 (4), p. 347-350
- Tessier B. (1990). Enregistrement des cycles tidaux en accrétion verticale dans un milieu actuel (la Baie du Mont-Saint-Michel) et dans une formation ancienne (la molasse marine miocène du bassin de Digne). Mesure du temps et application à la reconstitution des paléo-environnements. *Thèse de Doctorat – Université de Caen*, 122 p. + annexes
- Tessier B., Terwindt JHJ. (1994). Un exemple de déformations synsédimentaires en milieu intertidal: l'effet mascaret. *C.R. Acad. Sci. Paris* 319 I, p. 217-223
- Tessier B., Billeaud I., Lesueur P. (2006). The Bay of Mont-Saint-Michel northern littoral: an illustrative case of sedimentary body evolution and stratigraphic organization in a transgressive/highstand context. *Bulletin Société Géologique de France* 177 (2), p. 71-78
- Thompson A. (1986). Secondary flows and the pool-riffle unit: A case study of the processes of meander development. *Earth Surface Processes and Landforms* 11 (6), p. 631–641
- Torfs H., Jiang J., Mehta AJ. (2001). Assessment of erodibility of fine/coarse sediment mixtures. W.H. McAnally, A.J. Mehta (Eds.), *Coastal and Estuarine Fine Sediment Transport Processes*, Elsevier, Amsterdam, p. 109–123
- V**an Rijn LC. (1998). Principles of coastal morphology. *Aqua Publications*, Amsterdam, The Netherlands, 730 p
- van Veen J. (1950). Eb en vloedchaar septemen in Nederlandse geti jwartern (Ebb and flood channel systems in Dutch tidal waters). *T. Kon. Nederl. Aardrijkskundig Genootschap* 67, p. 303-325 (Wadden symposium, en néerlandais avec résumé en anglais)
- van der Wal D., Wielemaker-van der Dool A., Herman PMJ. (2008). Spatial patterns, rates and mechanisms of saltmarsh cycles (Westerschelde, The Netherlands). *Estuarine Coastal and Shelf Science* 76, p. 357-368
- W**eill P. (2010). Formation et évolution de cheniers en contexte macrotidal. Approches expérimentales et in-situ. *Thèse de Doctorat – Université de Caen*, 281 p.
- Wells JT., Coleman JM. (1981). Periodic mudflat progradation, northeastern coast of South America: a hypothesis. *Journal of Sedimentary Petrology* 51 (4), p. 1069-1075

- Wheaton JM., Brasington J., Darby SE., Sear DA. (2010). Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic surveys: improved sediment budgets. *Earth Surface Processes and Landforms* 35 (2), p. 119-248
- Winterwerp J., van Kesteren W. (2004). Introduction to the physics of cohesive sediment in the marine environment. *Developments in sedimentology* Series 56, Elsevier, 466 p.
- Yang SL., Li P., Gao A., Zhang J. Zhang WX., Li M. (1971). Cyclical variability of suspended sediment concentration over a low-energy tidal flat in Jiaozhou Bay, China: effect of shoaling on wave impact. *Geo-Marine Letters* 27, p. 345–353

TABLE DES ILLUSTRATIONS

Fig. 1 : Situation géographique de la baie du Mont-Saint-Michel.	16
Fig. 2 : Carte géologique et sédimentologique simplifiée de la baie du Mont-Saint-Michel (Tessier (2006)).	17
Fig. 3 : Rose des courants de marée en baie du Mont-Saint- Michel issues d'études réalisées par EDF en 1953 et le LCHF en 1978. Les trajectoires correspondent aux courants de flot 3 heures après la basse mer par coefficient 102. Modifié d'après L'Homer <i>et al.</i> (1999) et Bonnot-Courtois <i>et al.</i> (2002).	19
Fig. 4 : Roses des vents saisonnières à Dinard de 1950 à 2010.	21
Fig. 5 : Evolution du nombre de tempêtes par an à Dinard de 1950 à 2010. En gris clair les vents supérieurs ou égaux à 9 m/s, en gris foncé les vents supérieurs ou égaux à 8 m/s ; la partie grisée est hors période d'analyse.	21
Fig. 6 : Travaux dans le cadre du projet de Rétablissement du Caractère Maritime du Mont-Saint-Michel.	24
Fig. 7 : Paramètres morphométriques servants à définir un méandre.	25
Fig. 8 : La balance de Lane (1955) explicitant le concept d'équilibre dynamique pour les systèmes fluviaux.	27
Fig. 9 : Modèle de la structure des courants dans un chenal méandriforme (Thompson, 1986).	28
Fig. 10 : Distribution des vitesses dans un chenal méandriforme (Thompson, 1986).	29
Fig. 11 : Modèle de changement de structure du courant pendant la croissance d'un méandre (Hickin, 1978).	30
Fig. 12 : Sapement de la berge du schorre et blocs renversés, aux abords du Mont-Saint-Michel.	31
Fig. 13 : Evolution possible des formes planes de méandres (Fagherazzi, 2004).	34
Fig. 14 : Processus et évènements concomitants de la migration latérale d'un chenal. La partie droite étant le bord concave et la gauche, la barre de méandre. D'après Gabet (1998).	34

Fig. 15 : Chenaux tidaux aux abords du Mont-Saint-Michel. Les chenaux sont fortement contraints dans le schorre, alors qu'ils sont plus libres de divaguer sur la slikke.	36
Fig. 16 : Subdivision bionique de l'estran aux abords du Mont-Saint-Michel (Levasseur et Bonnot-Courtois, 2000).	37
Fig. 17 : Schéma de calcul des vitesses de migration (a.) d'après Micheli <i>et al.</i> , 2004, et suivant leur type de migration (b.), d'après Galliot, 2007.	40
Fig. 18 : Extrait de la carte 'Partie de la Normandie et de la Bretagne (15)' Paris, Desnos, 1757, par Brion de la Tour.	47
Fig. 19 : Extrait de la carte des Ingénieurs Géographes, Abords ouest du Mont-Saint-Michel (Service historique de l'Armée de Terre, Vincennes, J 10C 289, première partie), 1775.	48
Fig. 20 : Positions du chenal du Couesnon sur les photographies aériennes issues des missions IGN de 1947 et 1961.	49
Fig. 21 : Lignes médianes du Couesnon de 1969 à février 2009.	54
Fig. 22 : Position des bancs de sables visibles sur l'image satellite du 22/08/1995.	56
Fig. 23 : Calcul de la mobilité du Couesnon selon la méthode des points métriques. a) extraction de la ligne médiane b) découpage en points tous les mètres c) calcul de la distance (d) et de l'angle polaire (θ) entre deux même points métriques d'années consécutives – exemple avec les années 1996 et 1997.	59
Fig. 24 a et b : Position des points métriques étudiés – orthophotographie de 2002 (IGN).	59
Fig. 25 : Vitesse de migration (m/an) sur chaque période aux points métriques 1000, 1500, 2000 et 2500.	61
Fig. 26 : Vitesse de migration en m/an des pm1000 à pm2500.	63
Fig. 27 : Vitesse de migration (m/an) sur chaque période aux points pm3000, pm3100, pm3200, pm3300, pm3400, pm3500, pm3600 et pm3700.	64
Fig. 28 : Vitesse de migration en m/an des points métriques 3000 à 3700.	65
Fig. 29 : Rose des vents à la station météorologique de Dinard pour la période 1969-2009 (classés tous les 20°).	69
Fig. 30 : Nombre de jours de bonnes brises d'une durée supérieure à 12h de 1950 à 2010 (a.) non sectorisé, (b.) de secteur 270-340° et moyennes, (c.) d'une durée supérieure à 12h de 1950 à 2010 de secteur 0-90°, à la station météorologique de Dinard. Les courbes présentent les moyennes mobiles de période deux.	71
Fig. 31 : Les différentes positions occupées par le courantomètre S4DW.	73

Fig. 32 : Caractéristiques de l'agitation moyennées sur la saison (automne 2006 à automne 2008) au nord du Mont-Saint-Michel.....	74
Fig. 33 : Vitesse et direction des courants au nord du Mont-Saint-Michel du 19/10/2006 au 20/12/2006 et du 02/03/2007 au 13/01/2009.....	75
Fig. 34 : Hauteur significative de l'agitation selon la direction de provenance au nord du Mont-Saint-Michel du 19/10/2006 au 20/12/2006 et du 02/03/2007 au 13/01/2009.....	75
Fig. 35 : Moyenne mensuelle des débits journaliers moyens (QJM) de 1969 à 2009.....	77
Fig. 36 : Niveau moyen des pleines mers au Mont-Saint-Michel en m IGN69 tous coefficients confondus et supérieur à un certain coefficient.....	79
Fig. 37 : Schématisation des cycles lunaires de 4,4 et 18,6 ans. A) Mouvement de l'axe périégée-apogée de la Lune, faisant coïncider le périégée aux environs des équinoxes (distance minimale entre la Terre et le Soleil) tous les 4 ans et demi environ. B) Représentation des nœuds ascendants et descendants, intersections entre l'orbite de la Lune autour de la Terre et le plan de l'écliptique (orbite apparente du soleil autour de la Terre). B') Ces deux intersections, appelées « lignes de nœuds » sont animées d'un lent mouvement dans le sens des aiguilles d'une montre, leur faisant faire un tour complet en 18 ans et 224 jours (18,6 ans). Modifié d'après Guérin (1993).	80
Fig. 38 : Niveaux moyens des pleines mers par année sur la période 1969-2009 et positions du chenal aux années 1980, 1989, 1995 et 2003. Les niveaux sont calculés pour toutes les pleines mers, et pour les pleines mers supérieures au coefficient 90.	82
Fig. 39 : Positions du chenal du Couesnon en 1990 et 1991.....	84
Fig. 40 : Positions du chenal du Couesnon en 1991 et 1992.....	86
Fig. 41 : Positions du chenal du Couesnon en 1992 et 1993.....	87
Fig. 42 : Positions du chenal du Couesnon en 1993 et 1994.....	88
Fig. 43 : Positions du chenal du Couesnon en 1994 et 1995.....	89
Fig. 44 : Positions du chenal du Couesnon en 1995 et 1996.....	91
Fig. 45 : Positions du chenal du Couesnon en 1996 et 1997.....	92
Fig. 46 : Positions du chenal du Couesnon en 1997 et 1999.....	93
Fig. 47 : Positions du chenal du Couesnon en 1999 et 2000.....	95
Fig. 48 : Positions du chenal du Couesnon en 2000 et 2001.....	96
Fig. 49 : Lignes médianes du Couesnon et points métriques de février 2009 à novembre 2010.	101

Fig. 50 : Vitesse de migration (m/an) entre chaque période aux pm1000, pm1500, pm2000 et pm2500.	103
Fig. 51 : Vecteurs vitesse de migration en m/an du point métrique 1000 au point métrique 2500	104
Fig. 52 : Vitesse de migration (m/an) sur chaque période aux points pm3000, pm3100, pm3200, pm3300, pm3400, pm3500, pm3600 et pm3700.	105
Fig. 53 : Vitesse de migration en m/an du point métrique 3000 au point métrique 3700	107
Fig. 54 : Tendances des directions prises par les points métriques 3000 à 3700 (régression linéaire).	108
Fig. 55 : Roses des vents à la station météorologique de Dinard, pour les périodes février-juillet 2009, juillet-août 2009, août-septembre 2009, septembre-octobre 2009, octobre 2009-janvier 2010 et janvier-mars 2010.	111
Fig. 56 : Roses des vents à la station météorologique de Dinard pour les périodes mars-avril 2010, avril-mai 2010, mai-juillet 2010, juillet-septembre 2010 et septembre-novembre 2010.....	112
Fig. 57 : Nouvelle structure du courantomètre S4DW et situation sur le terrain.	110
Fig. 58 : Vitesse et direction des courants au nord du Mont-Saint-Michel entre chaque levé topographique.	113
Fig. 59 : Hauteur significative de l'agitation selon la direction de provenance au nord du Mont-Saint-Michel entre chaque levé topographique.	114
Fig. 60 : Pourcentage des chasses dont le débit maximum instantané (Q_{mi}) est compris entre deux valeurs données en m^3/s , sur chaque période au niveau du barrage de La Caserne.....	118
Fig. 61 : Relation entre débit maximum instantané (Q_{mi}) et durée de chasse. La zone A. concentre les chasses potentiellement élevées, alors que la zone B. concentre les chasses atteignant le débit maximal objectif, mais des durées d'action faibles.	118
Fig. 62 : Relation entre la compétence des chasses hydrauliques (périodes encadrées en violet) et la vitesse de migration (en m/an) du Couesnon.....	119
Fig. 63 : Détermination de la dimension de la maille des MNT en fonction des résolutions altimétrique et planimétrique. La zone A. correspond à une maille qui maximise la précision planimétrique et possède une faible précision altimétrique, alors que la zone B. correspond à une dimension de maille qui permet d'allier une bonne précision altimétrique à une précision planimétrique correcte (très dégradée par rapport à la zone A.).	130
Fig. 64 : Zones issues des MNT différentiels (rouge), et radiales (rose)	132

Fig. 65 : Hauteur des pleines mers sur : a/ la période 1997-2002 (lissage spline), b/ la période 2002-2007 (lissage spline), c/ la période 2007-02/2009, d/ la période 02/2009-09/2009, e/ la période 09/2009-04/2010, f/ la période 04/2010-09/2010.....	139
Fig. 66 : Rose des vents entre deux relevés topographiques	142
Fig. 67 : Roses d'agitation (Hs selon la provenance), entre chaque levé topographique, pour chaque saison (printemps : janvier, février et mars ; été : avril, mai et juin ; automne : juillet, août et septembre ; hiver : octobre, novembre et décembre), 1 ^{ère} partie.....	143
Fig. 68 : Roses d'agitation (Hs selon la provenance), entre chaque levé topographique, pour chaque saison (printemps : janvier, février et mars ; été : avril, mai et juin ; automne : juillet, août et septembre ; hiver : octobre, novembre et décembre), 2 ^{ème} partie.	144
Fig. 69 : MNT des relevés topographiques de 1997 à février 2009 (de gauche à droite et de haut en bas)	150
Fig. 70 : MNT des relevés topographiques de septembre 2009 à septembre 2010 (de gauche à droite et de haut en bas)	151
Fig. 71 : Position des chenaux (cote 4 m IGN69) dans la Petite Baie sur chaque relevé topographique mise en relation avec les cycles à 18,6 ans et 4,4 ans de la marée.	153
Fig. 72 : MNT différentiels – évolutions altimétriques de la Petite Baie de 1997 à septembre 2009 (de gauche à droite et de haut en bas).....	155
Fig. 73 : MNT différentiels – évolutions altimétriques de la Petite Baie de septembre 2009 à septembre 2010	156
Fig. 74 : Evolution des bilans sédimentaires cumulés des zones C, GB, S1, S2, et S3.....	156
Fig. 75 : Evolutions altimétriques sur la radiale C1. Les surfaces bleues figurent les accrétions et les roses les érosions.	159
Fig. 76 : Evolutions altimétriques de la radiale C2. Les surfaces bleues figurent les accrétions et les roses les érosions.	161
Fig. 77 : Evolutions altimétriques de la radiale GB. Les surfaces bleues figurent les accrétions et les roses les érosions.	164
Fig. 78 : Evolutions altimétriques de la radiale S1. Les surfaces bleues figurent les accrétions et les roses les érosions.	167
Fig. 79 : Evolutions altimétriques de la radiale S2. Les surfaces bleues figurent les accrétions et les roses les érosions.	171

Fig. 80 : Evolutions altimétriques de la radiale S3. Les surfaces bleues figurent les accrétions et les roses les érosions.	174
Fig. 81 : Bilans sédimentaires annuels (m^3/an) de la Petite Baie et des différentes zones GB, C, S1, S2 et S3.	175
Fig. 82 : MNT différentiel entre le levé LiDAR du 12/02/09 et le levé laser terrestre du 09/07/09. Les surfaces planes sont représentées par le parking, dont la différence altimétrique ne dépasse pas 0,1 m (les valeurs supérieures correspondent à la présence/absence de voitures sur les relevés). Sur des surfaces non planes, comme le talus de la digue route, la différence altimétrique est supérieure à 0,2 m.	178
Fig. 83 : Position des profils (en rouge) ouest, nord et est aux abords du Mont-Saint-Michel, et des zones A, avec influence du chenal, et B, avec une perte d'influence du chenal.	181
Fig. 84 : Evolution des bilans sédimentaires, associés à leur incertitude, à l'échelle des abords du Mont-Saint-Michel	186
Fig. 85 : Evolution du rapport volume/surface des zones A et B aux abords du Mont-Saint-Michel.	187
Fig. 86 : MNT des relevés topographiques de février 2009 à janvier 2010, aux abords du Mont-Saint-Michel.	189
Fig. 87 : MNT des relevés topographiques de mars 2010 à novembre 2010, aux abords du Mont-Saint-Michel.	190
Fig. 88 : MNT différentiels de février 2009 à octobre 2009, aux abords du Mont-Saint-Michel.	191
Fig. 89 : MNT différentiels d'octobre 2009 à mai 2010, aux abords du Mont-Saint-Michel.	192
Fig. 90 : MNT différentiels de mai 2010 à novembre 2010, aux abords du Mont-Saint-Michel.	193
Fig. 91 : Evolution altimétrique des zone A et zone B : a/ avec influence du chenal du Couesnon, b/ sans l'influence du chenal.	194
Fig. 92 : Radiales est, nord et ouest, entre février 2009 et novembre 2010.	197
Fig. 93 : Avancée et croissance du front du grand banc de l'Ouest. Profils issus des MNT des relevés topographiques LiDAR.	199
Fig. 94 : Evolution des volumes par mètre linéaire (m^3/ml) des radiales est, nord et ouest.	200
Fig. 95 : Site d'étude à marée basse (mai 2009).	235
Fig. 96 : Schéma de la géométrie de la mesure ADCP. R est la distance au transducteur, L l'épaisseur insonifiée et ϕ l'ouverture angulaire du transducteur.	236
Fig. 97 : H-ADCP sur sa structure.	237

Fig. 98 : Intensité et direction des courants le 27/05/09.....	238
Fig. 99 : Intensité et direction des courants le 28/05/09.....	239
Fig. 100 : Conditions marégraphiques, de débit de chasse, météorologiques (en noir l'intensité, en gris la direction) lors des divagations du Couesnon entre février 2009 et juillet 2009.....	245
Fig. 101 : Conditions marégraphiques, de débit de chasse, météorologiques (en noir l'intensité, en gris la direction) lors des divagations du Couesnon entre juillet 2009 et août 2009.	246
Fig. 102 : Conditions marégraphiques, de débit de chasse, météorologiques (en noir l'intensité, en gris la direction) lors des divagations du Couesnon entre août 2009 et septembre 2009.....	248
Fig. 103 : Conditions marégraphiques, de débit de chasse, météorologiques (en noir l'intensité, en gris la direction) lors des divagations du Couesnon entre septembre 2009 et octobre 2009.	249
Fig. 104 : Conditions marégraphiques, des débits de chasse, météorologiques (en noir l'intensité, en gris la direction) lors des divagations du Couesnon entre octobre 2009 et janvier 2010.	251
Fig. 105 : Conditions marégraphiques, de débit de chasse, météorologiques (en noir l'intensité, en gris la direction), d'agitation (en noir les Hs et en gris leur direction) lors des divagations du Couesnon entre janvier 2010 et mars 2010.....	252
Fig. 106 : Conditions marégraphiques, de débit de chasse, météorologiques (en noir l'intensité, en gris la direction), d'agitation (en noir les Hs et en gris leur direction) lors des divagations du Couesnon entre mars 2010 et avril 2010.	254
Fig. 107 : Conditions marégraphiques, de débit de chasse, météorologiques (en noir l'intensité, en gris la direction), d'agitation (en noir les Hs et en gris leur direction) lors des divagations du Couesnon entre avril 2010 et mai 2010.	255
Fig. 108 : Conditions marégraphiques, de débit de chasse, météorologiques (en noir l'intensité, en gris la direction), d'agitation (en noir les Hs et en gris leur direction) lors des divagations du Couesnon entre mai 2010 et juillet 2010.	257
Fig. 109 : Conditions marégraphiques, de débit de chasse, météorologiques (en noir l'intensité, en gris la direction), d'agitation (en noir les Hs et en gris leur direction) lors des divagations du Couesnon entre juillet et septembre 2010.....	258
Fig. 110 : Conditions marégraphiques, de débit de chasse, météorologiques (en noir l'intensité, en gris la direction), d'agitation (en noir les Hs et en gris leur direction) lors des divagations du Couesnon entre septembre 2010 et novembre 2010.	259
Fig. 111 : Evolution de la cote altimétrique 6 m IGN69 au niveau du schorre nord de février 2009 à septembre 2010.....	263

Fig. 112 : Evolution de la cote altimétrique 6 m IGN69 au niveau du schorre est de février 2009 à septembre 2010.....	264
Fig. 113 : Evolution de la cote altimétrique 6 m IGN69 au niveau du schorre ouest de février 2009 à septembre 2100.....	265
Fig. 114 : Evolution de la cote altimétrique 6 m IGN69 au niveau du schorre est aux abords du Mont-Saint-Michel de février 2009 à novembre 2010.	266
Fig. 115 : Evolution de la cote altimétrique 6 m IGN69 au niveau du schorre ouest aux abords du Mont-Saint-Michel de février 2009 à novembre 2010.	267
Fig. 116 : Evolution des surfaces située au-dessus de la cote 6 m IGN69 au niveau des schorres ouest, nord et est, à l'échelle de la Petite Baie. Les parties en violet correspondent aux périodes de brusque avancée.....	268
Fig. 117 : Evolution des surfaces située au-dessus de la cote 6 m IGN69 au niveau des schorres est et ouest, aux abords du Mont-Saint-Michel.....	268
Fig. 118 : Evolution des bilans sédimentaires et des surfaces entre chaque relevé topographique, de 1997 à septembre 2010, à l'échelle de la Petite Baie.....	269
Fig. 119 : Evolution des bilans sédimentaires et des surfaces entre chaque relevé topographique, de février 2009 à novembre 2010, aux abords du Mont-Saint-Michel.....	269
Fig. 120 : Champ de vision de la caméra installée au NW du Mont-Saint-Michel.....	286

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Caractéristiques de l'agitation au niveau du S4DW. Hs est en mètres et Tp en secondes.	22
Tableau 2 : Caractéristiques des illustrations utilisées.	46
Tableau 3 : Images utilisées	52
Tableau 4 : Périodes de migration importante selon la zone étudiée, schorre ou slikke.	68
Tableau 5 : Caractérisation de l'asymétrie de marées de vive eau à St Malo du 04/01/95 au 11/01/95.	83
Tableau 6 : Caractéristiques de marées de vive eau, à St Malo, selon les phases basse, ascendante, haute et descendante du cycle de Saros.	83
Tableau 7 : Caractéristiques de la période 13/07/1990 au 20/08/1991. Moyenne des vitesses des points métriques et direction associée, secteurs des vents fréquents et pourcentage des données dont l'intensité du vent est supérieure à 8 m/s durant 3h, caractérisation du débit fluvial, pics de débit et durée des crues, nombre de pleines mers supérieures à 6 m IGN69 et échelles de leur hauteur, commentaires sur la présence de bancs sableux et sur la pluviométrie de la période.....	84
Tableau 8 : Caractéristiques de la période 20/08/1991 au 09/04/1992. Moyenne des vitesses des points métriques et direction associée, secteurs des vents fréquents et pourcentage des données dont l'intensité du vent est supérieure à 8 m/s durant 3h, caractérisation du débit fluvial, pics de débit et durée des crues, nombre de pleines mers supérieures à 6 m IGN69 et échelles de leur hauteur, commentaires sur la présence de bancs sableux et sur la pluviométrie de la période.....	85
Tableau 9 : Caractéristiques de la période 09/04/1992 au 20/08/1993. Moyenne des vitesses des points métriques et direction associée, secteurs des vents fréquents et pourcentage des données dont l'intensité du vent est supérieure à 8 m/s durant 3h, caractérisation du débit fluvial, pics de débit et durée des crues, nombre de pleines mers supérieures à 6 m IGN69 et échelles de leur hauteur, commentaires sur la présence de bancs sableux et sur la pluviométrie de la période.....	86

Tableau 10 : Caractéristiques de la période 20/08/1993 au 27/03/1994. Moyenne des vitesses des points métriques et direction associée, secteurs des vents fréquents et pourcentage des données dont l'intensité du vent est supérieure à 8 m/s durant 3h, caractérisation du débit fluvial, pics de débit et durée des crues, nombre de pleines mers supérieures à 6 m IGN69 et échelles de leur hauteur, commentaires sur la présence de bancs sableux et sur la pluviométrie de la période..... 88

Tableau 11 : Caractéristiques de la période 27/03/1994 au 04/05/1995. Moyenne des vitesses des points métriques et direction associée, secteurs des vents fréquents et pourcentage des données dont l'intensité du vent est supérieure à 8 m/s durant 3h, caractérisation du débit fluvial, pics de débit et durée des crues, nombre de pleines mers supérieures à 6 m IGN69 et échelles de leur hauteur, commentaires sur la présence de bancs sableux et sur la pluviométrie de la période..... 89

Tableau 12 : Caractéristiques de la période 04/05/1995 au 17/03/1996. Moyenne des vitesses des points métriques et direction associée, secteurs des vents fréquents et pourcentage des données dont l'intensité du vent est supérieure à 8 m/s durant 3h, caractérisation du débit fluvial, pics de débit et durée des crues, nombre de pleines mers supérieures à 6 m IGN69 et échelles de leur hauteur, commentaires sur la présence de bancs sableux et sur la pluviométrie de la période..... 90

Tableau 13 : Caractéristiques de la période 17/03/1996 au 30/03/1997. Moyenne des vitesses des points métriques et direction associée, secteurs des vents fréquents et pourcentage des données dont l'intensité du vent est supérieure à 8 m/s durant 3h, caractérisation du débit fluvial, pics de débit et durée des crues, nombre de pleines mers supérieures à 6 m IGN69 et échelles de leur hauteur, commentaires sur la présence de bancs sableux et sur la pluviométrie de la période..... 92

Tableau 14 : Caractéristiques de la période 30/03/1997 au 02/07/1999. Moyenne des vitesses des points métriques et direction associée, secteurs des vents fréquents et pourcentage des données dont l'intensité du vent est supérieure à 8 m/s durant 3h, caractérisation du débit fluvial, pics de débit et durée des crues, nombre de pleines mers supérieures à 6 m IGN69 et échelles de leur hauteur, commentaires sur la présence de bancs sableux et sur la pluviométrie de la période..... 93

Tableau 15 : Caractéristiques de la période 02/07/1999 au 07/10/2000. Moyenne des vitesses des points métriques et direction associée, secteurs des vents fréquents et pourcentage des données dont l'intensité du vent est supérieure à 8 m/s durant 3h, caractérisation du débit fluvial, pics de débit et durée des crues, nombre de pleines mers supérieures à 6 m IGN69 et échelles de leur hauteur, commentaires sur la présence de bancs sableux et sur la pluviométrie de la période..... 94

Tableau 16 : Caractéristiques de la période 07/10/2000 au 16/06/2001. Moyenne des vitesses des points métriques et direction associée, secteurs des vents fréquents et pourcentage des données dont l'intensité du vent est supérieure à 8 m/s durant 3h, caractérisation du débit fluvial, pics de débit et durée des crues, nombre de pleines mers supérieures à 6 m IGN69 et échelles de leur hauteur, commentaires sur la présence de bancs sableux et sur la pluviométrie de la période..... 96

Tableau 17 : Sources des données topographiques pour la période 2009 – 2010.	100
Tableau 18 : Bilan des conditions météorologiques entre chaque période. Le vent souffle pendant au moins 12 heures pour la bonne brise.	109
Tableau 19 : Pourcentage de pleines mers sur chaque période supérieures ou égales à 6 m IGN69. .	120
Tableau 20 : Résolutions planimétriques et altimétriques en un point pour différents levés topographiques- données constructeur (Leica Geosystems AG).....	130
Tableau 21 : Précisions planimétriques et altimétriques (avec la formule utilisée pour le calcul) liées aux valeurs exprimées dans l’analyse des zones C, GB, S1, S2 et S3.....	131
Tableau 22 : Périodes étudiées.	137
Tableau 23 : Pourcentage des pleines mers dépassant la cote 6 m IGN69 au Mont-Saint-Michel entre deux relevés topographiques.....	138
Tableau 24 : Pourcentage des vents tri-horaires supérieurs à 8 m/s et représentation des différents secteurs pour chaque période d’étude.....	141
Tableau 25 : Caractéristiques de l’agitation selon chaque période d’étude.....	145
Tableau 26 : Débits moyens annuels de la Sée à Chérence-le-Roussel, de la Sélune à Ducey et du Couesnon à Romazy.	146
Tableau 27 : Volumes mis en jeu entre deux levés successifs à l’échelle de la Petite Baie. La notation <i>NS</i> signifie que les bilans sédimentaires sont non significatifs. L’erreur maximale (Err. max.) sur le bilan correspond à la somme des erreurs maximales sur les volumes en accrétion et en érosion.	147
Tableau 28 : Taux de sédimentation annuels sur une surface commune de 40 km ²	148
Tableau 29 : Volumes sédimentaires en accrétion, en érosion et erreurs associées, bilans sédimentaires (m ³ et m ³ /an) entre deux levés successifs. La notation <i>NS</i> qualifie un bilan non significatif.	157
Tableau 30 : Erreurs planimétriques et altimétriques sur un point des différents levés topographiques (Leica Geosystems AG, Riegl laser measurements systems).....	179
Tableau 31 : Pourcentage surfacique occupé par les chenaux en eau sur les MNT de chaque relevé topographique, et statistiques associées.....	180
Tableau 32 : Conditions entre deux relevés topographiques : nombre de mois entre chaque relevé ; qualification du nombre de pleines mers supérieures à 6 m IGN69 (- : inférieur à la moyenne (23,8%), + : supérieur à la moyenne, ++ : très supérieur à la moyenne) ; pourcentage des vents tous secteurs supérieurs à 8 m/s et directions des vents les plus fréquents ; pourcentage des débits maximum instantané supérieur à un débit donné et durée moyenne des chasses ; pourcentage des	

hauteurs significatives de l'agitation supérieures à une hauteur donnée et direction de provenance.....	183
Tableau 33 : Volumes en accrétion et en érosion entre deux MNT successifs à l'échelle des abords du Mont-Saint-Michel, associés à leur erreur maximale (Err.max.). L'erreur maximale liée aux bilans sédimentaires est la somme de l'erreur maximale liée au volume en accrétion et de celle du volume en érosion. Les bilans sédimentaires annuels sont arrondis. La notation <i>NS</i> qualifie un volume non significatif.....	185
Tableau 34 : Vitesses de frottement et critique d'érosion en fonction du temps de tassement.	240

ACRONYMES UTILISES

CETMEF : Centre d'Etudes Techniques Maritimes et Fluviales

CLAREC : Contrôle par Laser Aéroporté des Risques Environnementaux et Côtiers

DDE : Direction Départementale de l'Équipement

DGPS : Differential Global Positioning System

DIREN : Direction Régionale de l'Environnement

EPHE : Ecole Pratique des Hautes Etudes

GRESARC : Groupe de Recherche sur les Environnements Sédimentaires Aménagés et les Risques Côtiers

Hpm : hauteur d'eau à pleine mer

Hs: Hauteur significative

IGN : Institut Géographique National

INS: Inertial Navigation System

LCHF : Laboratoire Central d'Hydraulique et Fluvial

LiDAR: Light Detection And Ranging

MNT : Modèle Numérique de Terrain

NAO : North Atlantic Oscillation

NGF : Nivellement Général Français

pm : point métrique

QJM : débit moyen journalier

RADAR: RADio Detection And Ranging

RAF: Référence des Altitudes Françaises

RGF : Réseau Géodésique Français

SHOM : Service Hydrographique et Océanographique de la Marine

SIG : Système d'Informations Géographiques

SOGREAH : SOciété GRenobloise d'Etudes et d'Applications Hydrauliques

Tp : période de pic

WGS : World Geodesic System

Les points cardinaux complexes sont abrégés à leurs initiales ; ex. sud-ouest devient SW

COURANTOMETRE A EFFET DOPPLER HORIZONTAL

APPLICATION AU COUESNON

Introduction :

Afin d'observer et comprendre la distribution des courants le long d'un profil transversal dans le cours du Couesnon, information actuellement inconnue dans cet environnement, un courantomètre horizontal acoustique à effet Doppler (H-ADCP) a été implanté au Nord-Ouest du Mont-Saint-Michel (Fig. 95), les 27 et 28 mai 2009.

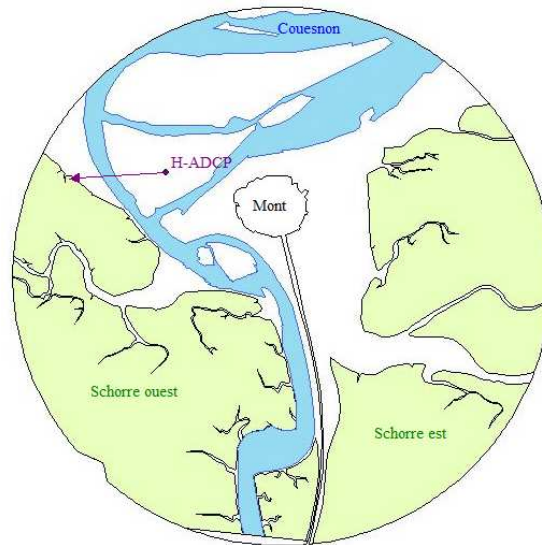


Fig. 95 : Site d'étude à marée basse (mai 2009).

Matériel et méthodes :

L'ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*) est un courantomètre acoustique à effet Doppler. Il permet de mesurer et d'enregistrer des courants jusqu'à 2000 mètres de l'instrument, selon la fréquence de celui-ci. Des ondes sonores (*pings*) sont émises par l'ADCP ; elles se réfléchissent sur les objets rencontrés sur leur passage (particules de sédiment ou zooplancton) et sont diffusées; ces ondes reviennent à l'émetteur qui devient récepteur, à une fréquence différente de celle d'émission, en raison de l'effet Doppler provoqué par les particules en mouvement. Une information de la direction et de la vitesse du courant peut être obtenue grâce au temps aller/retour de l'onde, à différents niveaux de la colonne d'eau (taille des cellules définies par l'utilisateur). Ainsi, il peut être réalisé des profils verticaux de vitesses. L'ADCP utilisé dans cette campagne est dit horizontal car la mesure est effectuée dans ce plan. La Fig. 96 explicite la géométrie de la mesure. Les quatre transducteurs, indépendants, réalisent une mesure de l'intensité rétrodiffusée le long de chaque faisceau. Une première paire de faisceaux calcule les composantes est-ouest et verticale du courant, la seconde calculant les composantes nord-sud et verticale. Pour mesurer les trois composantes d'un courant, trois

faisceaux sont nécessaires : un pour la composante nord, un pour l'est et le troisième pour la verticale. Un signal peut être émis environ toutes les secondes. La discrétisation verticale dépend principalement de la taille des cellules (*bins*) définie par l'utilisateur. La mesure de la vitesse est calculée par auto-corrélation du signal. Le « *blank* » R_0 correspond à une zone non mesurée par l'ADCP, à cause de la vibration de la céramique après émission qui perturbe le champ de pression à proximité de l'ADCP.

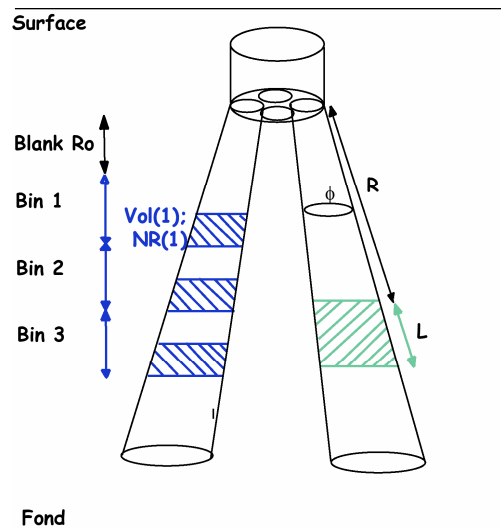


Fig. 96 : Schéma de la géométrie de la mesure ADCP. R est la distance au transducteur, L l'épaisseur insonifiée et ϕ l'ouverture angulaire du transducteur.

Le jeu de données a été acquis lors d'une campagne les 27 et 28 mai 2009, durant un cycle tidal (PM-BM-PM). L'appareil se situait dans la partie interne d'un méandre du Couesnon, au Nord-Ouest du Mont (coordonnées Lambert I [316073.379 ; 111284.045], à 4.38 m IGN69) (Fig. 95 et Fig. 97). L'H-ADCP (RDI 600 kHz) a été implanté de 14h12* à 12h39* le lendemain, réalisant donc des mesures sur une période de 22h26, toutes les 25 secondes environ. La taille des cellules choisie est de 100 cm, et le *blank* R_0 est de 2.06 m. La portée maximale de l'appareil est de 85 m, mais nous l'avons fixée à 82.06 m (80 cellules et le *blank*). La pleine mer du 27 mai (coef. 89) a eu lieu à 20h16*, et celle du 28 (coef. 85) à 08h49*. Le vent était faible (2 à 6 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) de secteur Ouest. Des chasses d'eau au niveau du barrage de la Caserne ont eu lieu, à 14h54* le 27 et 04h20* le 28. Ces chasses sont actives sur cinq heures environ. Elles font monter le niveau d'eau d'une quarantaine de centimètres, élargissant le chenal du Couesnon d'environ deux cent mètres.

* les heures sont en temps universel



Fig. 97 : H-ADCP sur sa structure.

Résultats :

1- Pleine mer 01 :

Lors de ce premier cycle BM/PM/BM, la pleine mer eu lieu à 20h16*. Les données ont été acquises de 17h30* à 00h19* ; avec un flot de 2h46 et un jusant de 4h30. Les résultats sont présentés sur la Fig. 98.

La vitesse maximale est de 1.67 m.s^{-1} , et la vitesse minimale de 0.02 m.s^{-1} ; aucun courant nul n'a été enregistré sur ce cycle. Lors du flot, les courants sont maximums lors de la première demi-heure, entre 3 et 18 m de l'H-ADCP. Lors de l'étale, les courants sont minimums de 20h31* à 20h45* et de 21h14* à 21h24*. Au jusant, les courants sont maximums de 23h26* à 00h00*, suivis d'une période plus calme $\frac{1}{4}$ d'heure avant la fin de l'enregistrement des données sur ce cycle. On remarque une dissymétrie du profil, avec des courants plus intenses à proximité du capteur, et plus faibles proches de la berge opposée.

Lors du flot, les courants se dirigent majoritairement vers un secteur $200-270^\circ$, et ce en trois phases : une première de 17h30* à 19h00* de secteur 225 à 270° , une seconde de 19h00* à 20h00* de secteur 270 à 200° , et une troisième de secteur 200 à 270° . Lors de l'étale de niveau d'eau s'alternent deux directions opposées de 90° , 200° et 330° . Au jusant, la direction va du secteur 335° à 20° au cours du temps.

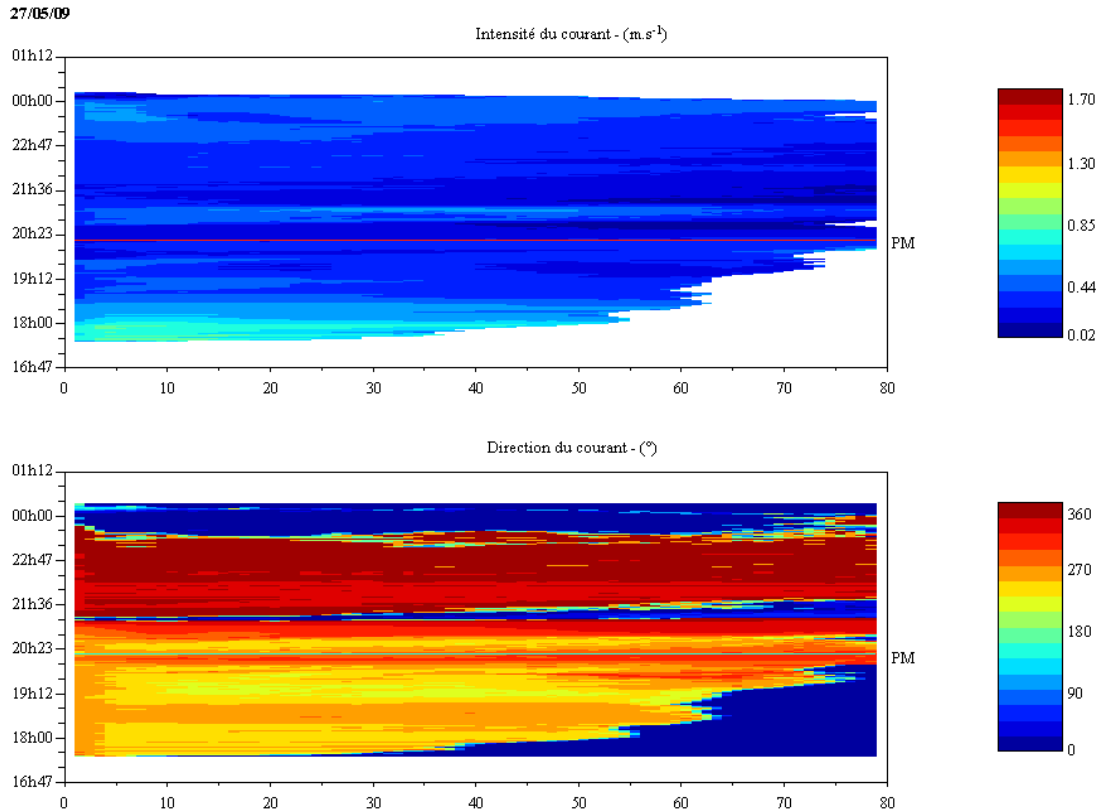


Fig. 98 : Intensité et direction des courants le 27/05/09.

2- Pleine mer 02 :

Lors de ce deuxième cycle basse mer/pleine mer/basse mer, le flot commence à 6h55* et le jusant finit à 12h39*, soit une durée respective de 1h54 et 3h50. Les résultats sont présentés sur la Fig. 99.

Le courant maximal a lieu en flot et son intensité est de 0.95 m.s⁻¹, alors que le courant minimal est nul. Au flot, les courants sont maximums durant la première heure et sont observés à proximité de l'instrument (2 à 25 m.). Lors de l'étalement, les courants sont minimums entre 6h50* et 8h02* (soit 1h26). Cependant l'étalement, a lieu 54 min. après la pleine mer. Au jusant les courants sont maximums de 11h30* à 12h30*, les sept minutes restantes d'enregistrement sont plus calmes. Les courants sont plus intenses à proximité du capteur.

Lors du flot, les courants sont orientés vers le secteur 225°-290°. Une heure avant l'étalement, ceux-ci se dirigent vers 315°. Pendant l'étalement, une masse d'eau au centre du transect se déplace vers le Sud, alors que le reste de la masse d'eau se dirige vers un secteur 270°-315°. Au jusant, on observe une rotation des courants de 90°, soit une direction de secteur 330°-20°.

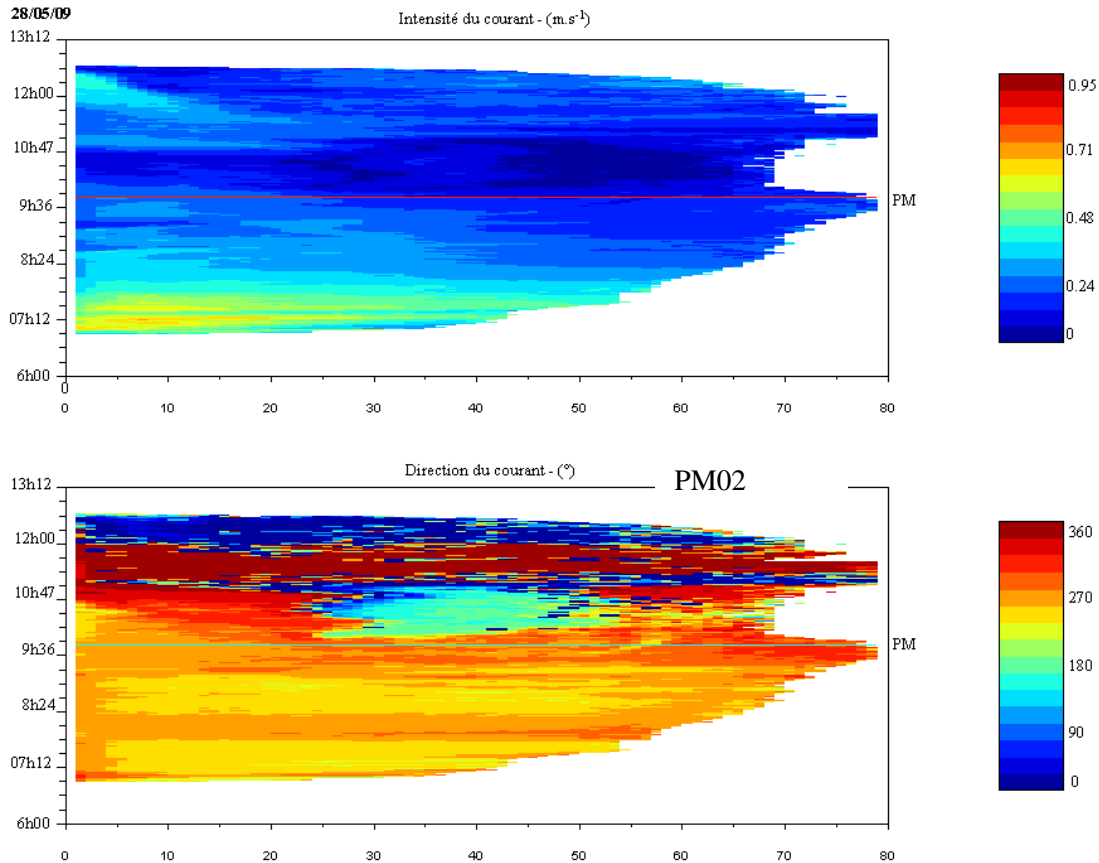


Fig. 99 : Intensité et direction des courants le 28/05/09.

Interprétations :

Lors de cette expérimentation, on retrouve bien les caractéristiques courantologiques de la baie du Mont-Saint-Michel.

Tout d'abord, l'asymétrie de la marée, avec un flot plus court et plus intense que le jusant. Pour le premier enregistrement de cycle, le jusant est 1.6 fois plus long que le flot, alors que pour le deuxième, il l'est deux fois plus. Sur un enregistrement du cycle tidal complet, Migniot (1997) signale un jusant environ 1.17 fois plus long que le flot. Au niveau des intensités, celles-ci sont du même ordre que celles observées en moyenne dans cette partie de la baie, à savoir de l'ordre de 0.3 à 0.7 m.s^{-1} (Bonnot-Courtois *et al.*, 2002). Contrairement à un régime fluvial, on n'observe pas de courant plus intense du côté concave du méandre dans lequel les mesures ont été faites. A noter que le profil topographique du transect n'a pas été relevé.

A partir du nouveau barrage de la Caserne sont réalisées des chasses d'eau afin d'empêcher l'entrée du flot dans le chenal du Couesnon, et de limiter la sédimentation de particules juste à l'aval de celui-ci. Les directions de courants enregistrées au début du jusant montrent clairement un sens d'écoulement vers le large. Ainsi, ces directions sembleraient indiquer l'influence des chasses à ce moment de la marée. A savoir une influence sur 4h06 pour le premier enregistrement après le lâcher, et sur 3h41

pour le second. Ceci concorde avec les données théoriques (modèle physique du barrage dans la petite Baie, SOGREAH) prévoyant une influence des chasses jusqu'à 5h après le lâcher soit 1h avant la pleine mer, avec des vitesses de courant comprises entre 0.3 et 0.8 m.s⁻¹.

Des études menées au sein du laboratoire M2C ont permis de déterminer en canal à écoulement unidirectionnel la contrainte de cisaillement critique d'érosion sur le matériau « tange » (*com. pers.* Mouazé D.). Celle-ci est variable suivant le temps de tassement du sédiment. Le Tableau 34 résume les résultats de cette expérience.

Temps de tassement	1 heure	3 heures	6 heures	1 jour	1 semaine	1 mois
u^* (m.s ⁻¹)	$8,3.10^{-3}$	$11,3.10^{-3}$	$17,5.10^{-3}$	$27,5.10^{-3}$	$38,8.10^{-3}$	$47,5.10^{-3}$
U (m.s ⁻¹)	0,25	0,35	0,53	0,84	1,19	1,45

Tableau 34 : Vitesses de frottement et critique d'érosion en fonction du temps de tassement.

Ainsi, on peut qualifier l'action érosive des courants sur ce transect. Lors de la PM01, 49.3% des données (une par cellule ou bin valable) sont favorables à l'érosion du sédiment si l'on considère un temps de tassement d'une heure. Si ce temps augmente à trois heures, 19.7% des données seront favorables à l'érosion. La PM02 est caractérisée par un potentiel érosif moins important que la PM01. En effet, pour un temps de tassement d'une heure, 25.3% des données sont favorables à une érosion et 12.4% si le temps de tassement est de trois heures.

Lors de l'enregistrement du 28/05/09, à l'étale, une masse d'eau a été observée, circulant en sens inverse de la masse globale. Ceci s'observe fréquemment aux alentours du Mont-Saint-Michel. Cette zone pourrait être un lieu favorable à la croissance de bancs sableux.

Conclusion :

Cette expérimentation a permis d'apprécier la distribution des courants sur un profil transversal dans le chenal du Couesnon. Elle a aussi permis de mettre en évidence le rôle des chasses du barrage : érosion et blocage du flot. Nous retrouvons les conclusions des modèles étudiés avant la réalisation des travaux hydrauliques sur le Couesnon.

ANNEXE II

**SYNTHESE ICONOGRAPHIQUE DES PROCESSUS PHYSIQUES
MESURES AGISSANT PENDANT LA PERIODE
FEVRIER 2009 – NOVEMBRE 2010**

Cette annexe synthétise, principalement sous forme graphique, les paramètres mesurés en parallèle avec la migration des différents points métriques le long du Couesnon. Cette migration est détaillée de manière à représenter l'évolution des deux méandres, leur point d'inflexion étant situé aux alentours du point métrique 3400 (± 100). Chaque état de migration entre deux levés topographiques est donc illustré par les conditions marégraphiques, météorologiques, d'agitation et de débit de chasse. Les vitesses de migration sont considérées à partir du pm3000.

- Période février-juillet 2009 (Fig. 100) :

Cette période est caractérisée par un nombre de pleines mers supérieures à 6 m IGN69 légèrement inférieur à la moyenne (moyenne : 26,3%). Les vents, dont 17% sont supérieurs à 8 m/s, sont majoritairement de secteur WNW à NW. Les chasses ont un débit maximal instantané inférieur à 90 m³/s, et des durées inférieures à 2h30. Quant aux vitesses de migration, elles sont inférieures à 83 m/mois au pm3000. Le pm3000 est le seul point métrique divagant sur la slikke (à cause de la méthode employée) et se dirige vers le SSE.

Lors de cette période, les chasses ne sont pas optimales de part leur intensité et leur durée. Seuls les paramètres naturels que sont la marée et l'agitation sont influents. De part leurs valeurs moyennes, ils ne semblent pas avoir d'impact sur la vitesse de divagation mais plutôt sur le sens du mouvement.

- Période juillet-août 2009 (Fig. 101) :

Cette période est caractérisée par un nombre de pleines mers supérieures à 6 m IGN69 inférieur à la moyenne. Les vents, dont 19% sont supérieurs à 8 m/s, sont majoritairement de secteurs SSW et WNW. 23% des chasses ont un débit maximal instantané supérieur à 90 m³/s. Leurs durées sont inférieures à 2h. Quant aux vitesses de migration, elles sont comprises entre 265 et 290 m/mois. Les points métriques se déplacent vers le NE dans leur ensemble.

Malgré l'augmentation du débit des chasses, leur durée d'action reste courte. Elles ne sont pas optimales pour obtenir des modifications notables au niveau de la mobilité du Couesnon. La marée, moins forte en termes de coefficients sur cette période, pourrait voir son influence diminuer. Les vents nombreux augmentent légèrement par rapport à la période précédente. L'augmentation du débit des chasses hydrauliques et les vents de SW peuvent être à l'origine du changement de passe empruntée au niveau du banc au SW du Mont, depuis la passe proche du schorre vers celle proche du Mont, d'où la direction NE de propagation générale des points métriques, et par conséquent des intenses vitesses de migration calculées.

- Période août-septembre 2009 (Fig. 102) :

Cette période est caractérisée par un nombre de pleines mers supérieures à 6 m IGN69 légèrement supérieur à la moyenne. Les vents, dont 17% sont supérieurs à 8 m/s, sont majoritairement de secteurs SSW, NE et WNW. 30% des chasses ont un débit maximal instantané supérieur à 90 m³/s et 12% supérieur à 100 m³/s. Leurs durées sont inférieures à 2h. Quant aux vitesses de migration, elles sont comprises entre 50 et 100 m/mois. Le Couesnon présente trois méandres sur cette période qui évolue en chenal plutôt rectiligne. Les points métriques du premier se déplacent globalement vers le SSE, ceux du second méandre se déplacent vers le SW, alors que ceux du troisième se déplacent vers le NW.

Lors de cette période, les chasses atteignent les débits fixés, mais sur des durées plutôt modestes. La marée pourrait être plus influente que précédemment, les altitudes supérieures à 6 m IGN69 étant inondées plus longtemps et les vents influencent le système de façon comparable à la période février-juillet 2009. Malgré des chasses plus importantes, le Couesnon retrouve des vitesses de migration modestes, dirigées majoritairement vers le SW. L'augmentation du débit est à l'origine du passage d'un chenal méandrique à un chenal quasi rectiligne. La diminution des vitesses de migration calculées, pourrait être liée à une diminution de l'agitation (moins de vents forts et nombreux).

- Période septembre-octobre 2009 (Fig. 103) :

Cette période est caractérisée par un nombre de pleines mers supérieures à 6 m IGN69 très supérieur à la moyenne. Les vents, dont 3% sont supérieurs à 8 m/s, sont majoritairement de secteur SW. 10% des chasses ont un débit maximal instantané supérieur à 90 m³/s. Leurs durées sont inférieures à 2h30. Quant aux vitesses de migration, relativement élevées, elles sont comprises entre 208 et 308 m/mois. Le chenal du Couesnon se déplace globalement vers le NW dans le premier méandre, et vers le Sud pour le second.

Lors de cette période, les chasses sont potentiellement plus élevées en termes de durée, mais leur débit est diminué par rapport à la période précédente. Les conditions venteuses sont faibles et proviennent de terre. Cette période présente de nombreux forts coefficients de marée. L'action du courant de marée sur les fonds sédimentaires pourraient leur permettre d'être plus facilement déstabilisés et donc permettrait au Couesnon de mieux se mouvoir, ou bien permettrait un apport de sédiments de l'Ouest du système, contraignant le chenal à une position plus méridionale. L'augmentation de la durée des chasses ne semble pas influencer la direction empruntée par le chenal, d'autant plus que ce dernier ré-adopte un tracé méandrique, à la suite probable de la diminution d'intensité des débits. L'augmentation des vitesses de migration est due à ce changement de forme (rectiligne à méandrique).

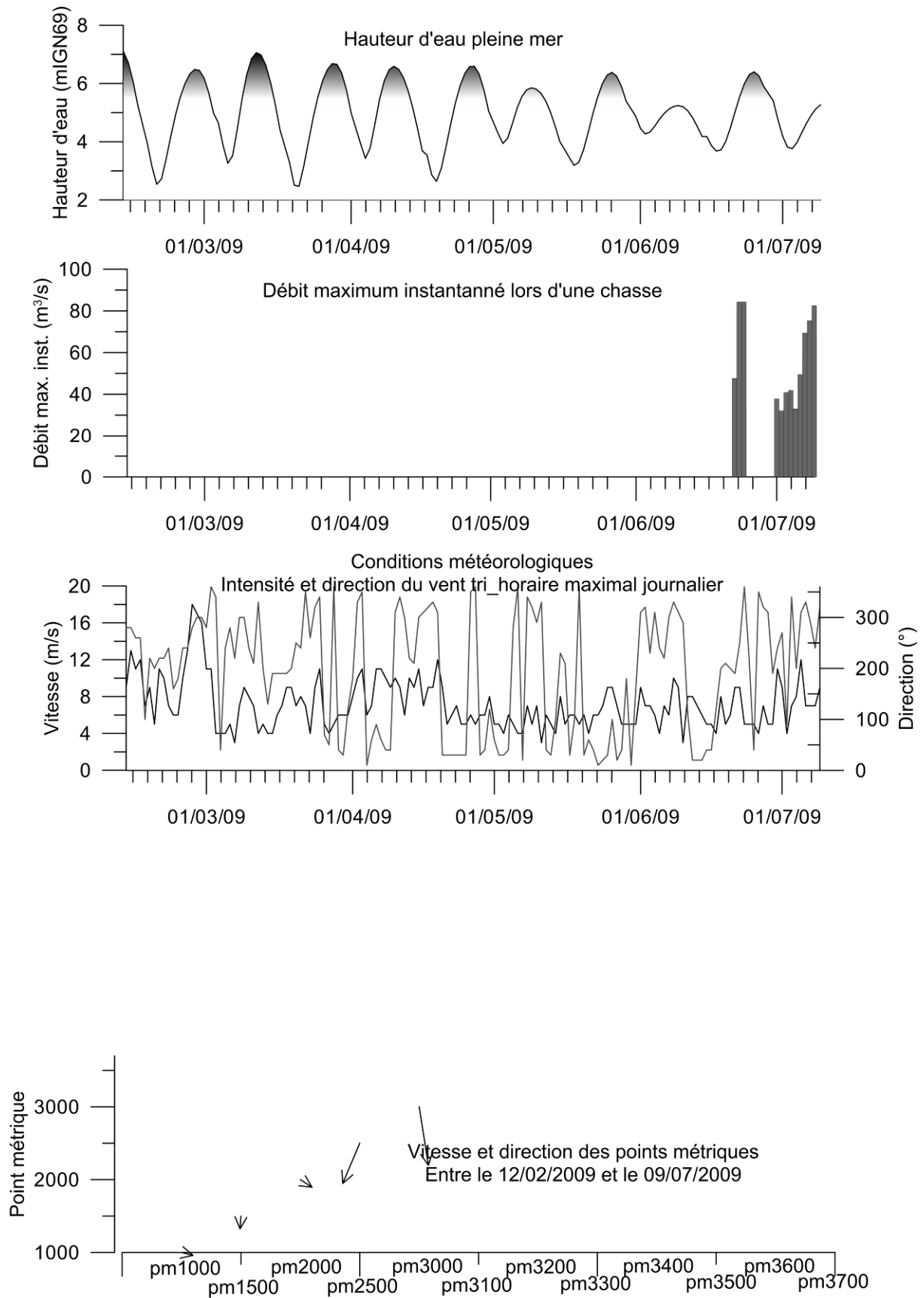


Fig. 100 : Conditions marégraphiques, de débit de chasse, météorologiques (en noir l'intensité, en gris la direction) lors des divagations du Couesnon entre février 2009 et juillet 2009.

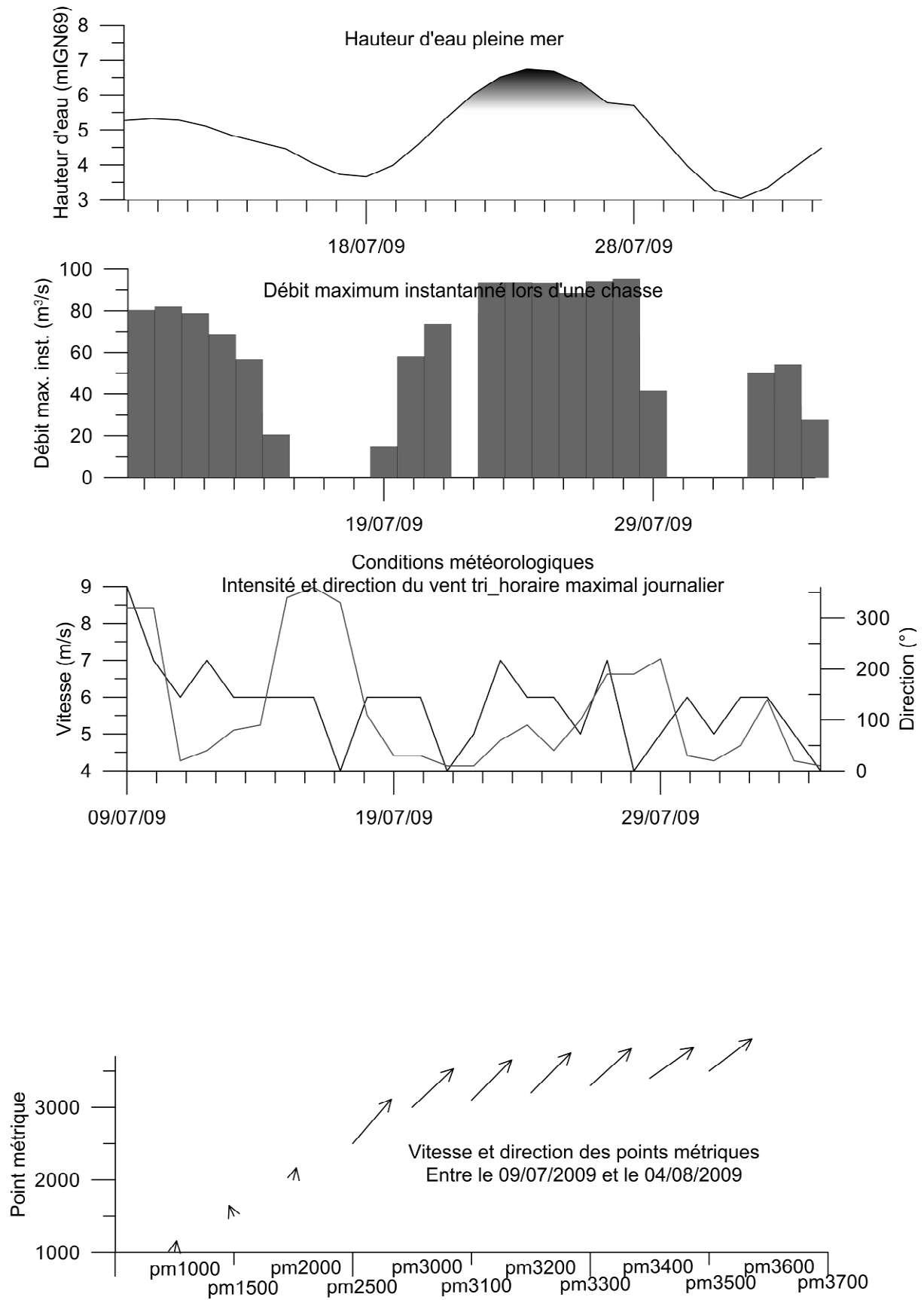


Fig. 101 : Conditions marégraphiques, de débit de chasse, météorologiques (en noir l'intensité, en gris la direction) lors des divagations du Couesnon entre juillet 2009 et août 2009.

- Période octobre 2009-janvier 2010 (Fig. 104) :

Cette période est caractérisée par un nombre de pleines mers supérieures à 6 m IGN69 très inférieur à la moyenne. Les vents, dont 36% sont supérieurs à 8 m/s, sont majoritairement de secteurs WSW à S et NNE. 3% des chasses ont un débit maximal instantané supérieur à 100 m³/s et 6% supérieur à 90 m³/s. Leurs durées peuvent être supérieures à 3h. Quant aux vitesses de migration, faibles, elles sont inférieures à 40 m/mois. Alors que le premier méandre se déplace vers le NNW, le second migre vers le SSE. Lors de cette période, les chasses semblent optimales pour obtenir des modifications notables au niveau de la mobilité du Couesnon. Les vents sont nombreux et forts, et le quart NE est important. La marée présente des valeurs plutôt faibles (petits coefficients). Cette période est marquée par les plus faibles vitesses de migration de la période d'étude février 2009-novembre 2010. La diminution des coefficients de marée pourrait réduire les apports sédimentaires en provenance de l'Ouest, et donc moins influencer le Couesnon dans sa migration, d'où de plus faibles vitesses de migration.

- Période janvier-mars 2010 (Fig. 105) :

Cette période est caractérisée par un nombre de pleines mers supérieures à 6 m IGN69 supérieur à la moyenne. Les vents, dont 37% sont supérieurs à 8 m/s, sont majoritairement de secteurs WSW à Sud et Nord. L'agitation est caractérisée par 3,7% des Hs supérieures à 0,4 m et de directions quart Nord. 9% des chasses ont un débit maximal instantané supérieur à 90 m³/s. Leurs durées peuvent être supérieures à 3h. Quant aux vitesses de migration, faibles, elles sont comprises entre 40 et 80 m/mois. Le chenal du Couesnon migre latéralement, vers le NE pour le premier méandre qui s'est développé, et vers le SE pour le second, qui n'est illustré que par le pm3700.

Lors de cette période, les chasses semblent moins optimales que la période précédente pour obtenir des modifications notables au niveau du chenal du Couesnon. Tout comme entre octobre 2009 et janvier 2010, cette période est caractérisée par des conditions très venteuses, où le quart Nord est représenté. Les mesures de l'agitation permettent de déduire que celle-ci est plutôt importante, et provient de ce dernier secteur. La marée présente de nouveau de forts coefficients. Cela indique donc que les courants de marée ne sont pas à l'origine des faibles vitesses de migration calculées. Les vents de secteur Nord pourraient être à l'origine de cette faible mobilité. Cependant, le chenal migre latéralement vers le NE durant cette période : si les vents de Nord agissent sur la vitesse du chenal du Couesnon, ils n'influencent pas la direction empruntée par le chenal.

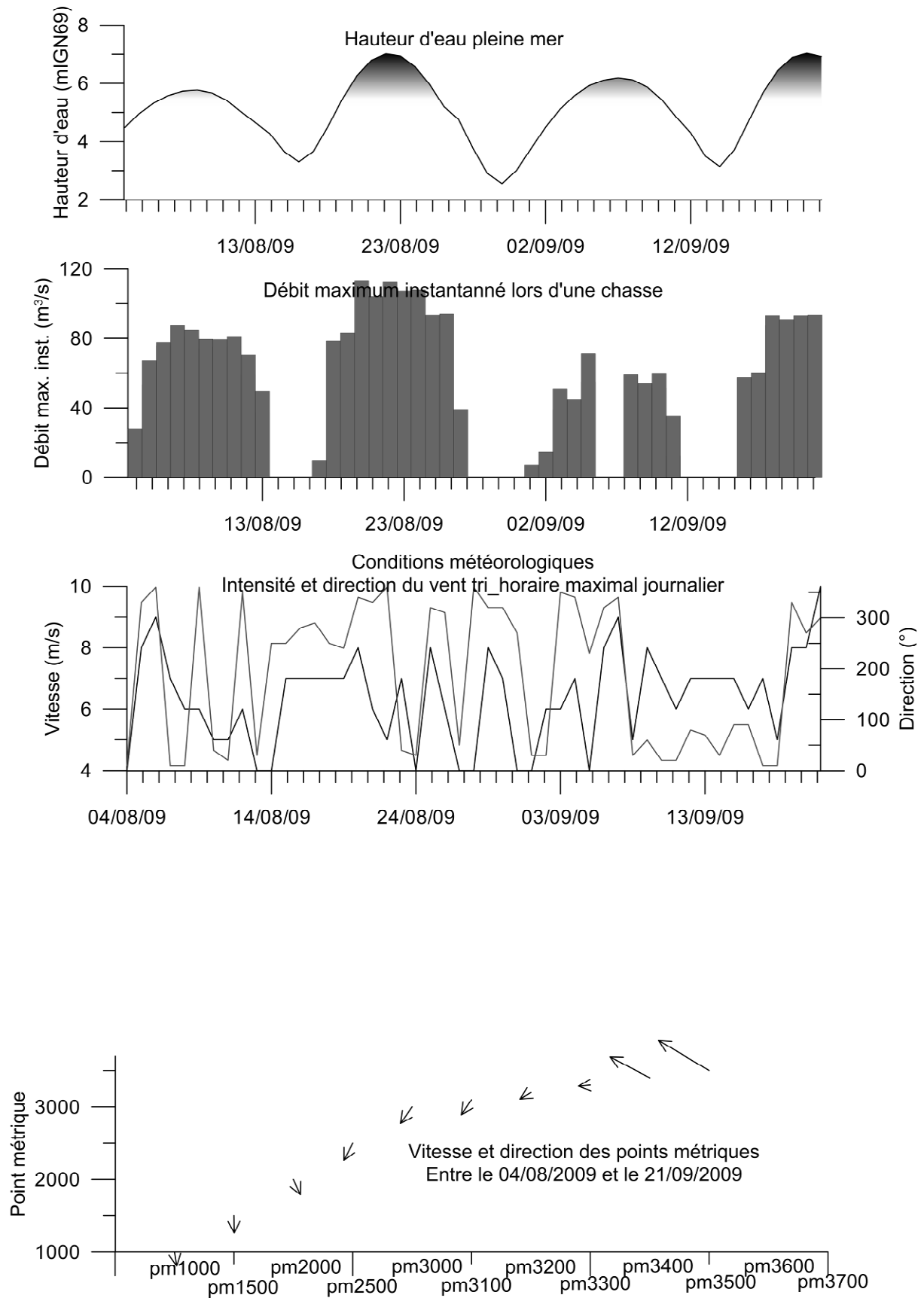


Fig. 102 : Conditions marégraphiques, de débit de chasse, météorologiques (en noir l'intensité, en gris la direction lors des divagations du Couesnon entre août 2009 et septembre 2009.

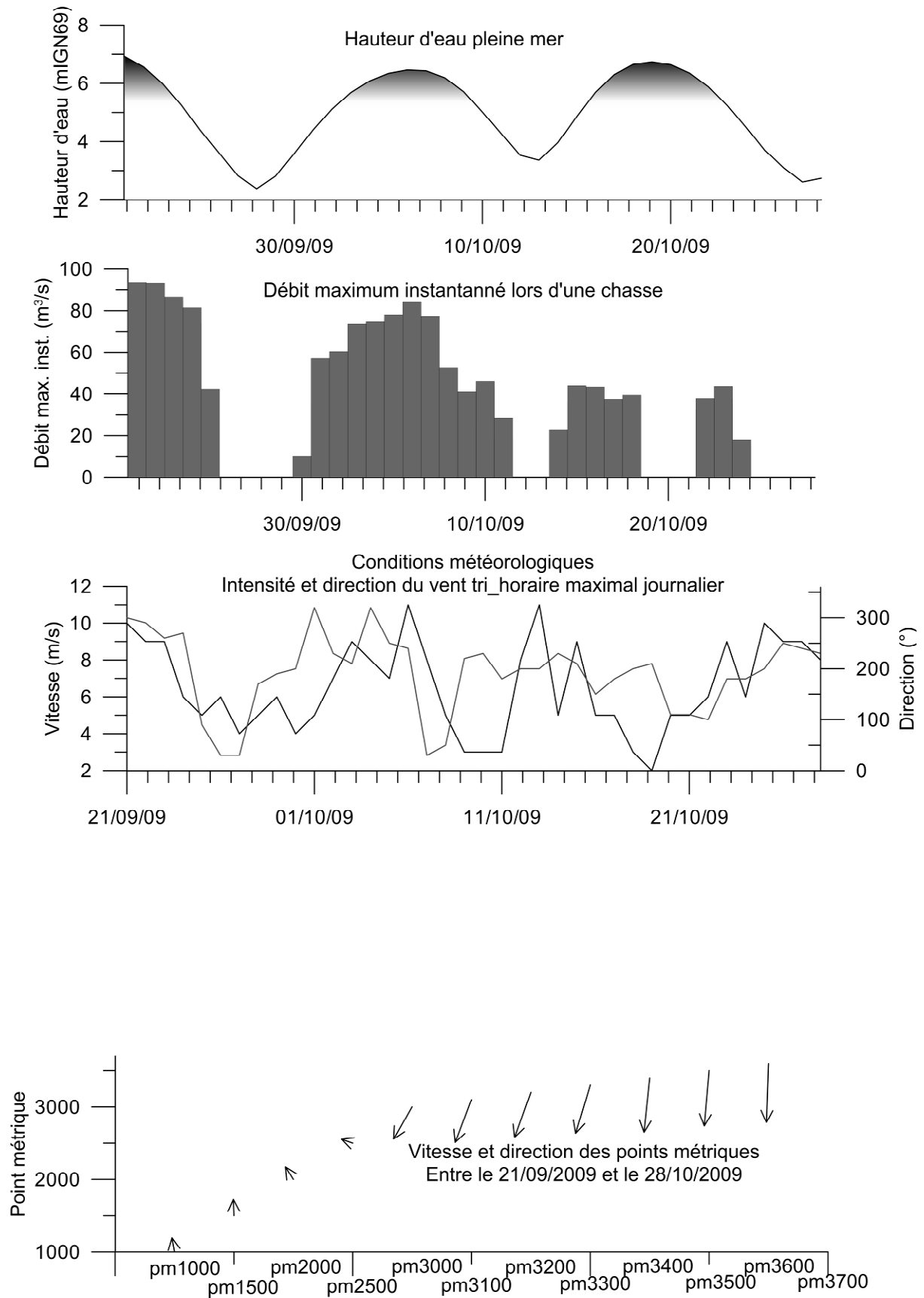


Fig. 103 : Conditions marégraphiques, de débit de chasse, météorologiques (en noir l'intensité, en gris la direction) lors des divagations du Couesnon entre septembre 2009 et octobre 2009.

- Période mars-avril 2010 (Fig. 106) :

Cette période est caractérisée par un nombre de pleines mers supérieures à 6 m IGN69 très supérieur à la moyenne. Les vents, dont 44% sont supérieurs à 8 m/s, sont majoritairement de secteurs NNE à NE et NW. L'agitation est caractérisée par 4,7% des Hs supérieures à 0,4 m et de direction quart Nord. 22% des chasses ont un débit maximal instantané supérieur à 90 m³/s. Leurs durées peuvent être supérieures à 3h. Quant aux vitesses de migration, elles sont comprises entre 210 et 310 m/mois. Les points métriques formant le premier méandre se déplacent vers l'Ouest, et ceux du second vers le SW.

Lors de cette période, les chasses perdent en intensité de débit instantané maximal, mais conservent des durées similaires à la période précédente. Cette période présente aussi une forte agitation en provenance du Nord et des coefficients de marée relativement élevés. Les vitesses de migration du Couesnon augmentent vers des maxima. Il semblait pour les deux périodes précédentes que les conditions météorologiques, et donc l'agitation, étaient à l'origine des faibles vitesses de migration calculées. Or, entre mars et avril 2010, ces conditions météorologiques sont renforcées, et les vitesses de migration sont très importantes. Seul le débit de chasse est différent de la période précédente. La diminution de celui-ci pourrait permettre au chenal de changer de forme et d'augmenter sa sinusoïté, ou bien la combinaison vent-débit, d'où les importantes vitesses de migration.

- Période avril-mai 2010 (Fig. 107) :

Cette période est caractérisée par un nombre de pleines mers supérieures à 6 m IGN69 légèrement supérieur à la moyenne. Les vents, dont 16% sont supérieurs à 8 m/s, sont majoritairement de Nord à NE. L'agitation est caractérisée par des Hs inférieures à 0,2 m et de direction quart Nord. 6% des chasses ont un débit maximal instantané supérieur à 100 m³/s. Leurs durées peuvent être supérieures à 3h. Quant aux vitesses de migration, fortes, elles sont comprises entre 140 et 230 m/mois. Les points métriques du premier méandre se dirigent vers le SE, alors que ceux du second vers l'ESE.

Lors de cette période, les chasses sont de nouveau optimales pour obtenir des modifications notables sur le chenal. Les vents perdent en intensité, mais gardent un secteur de provenance NNE. L'agitation diminue elle aussi, atteignant de faibles hauteurs significatives. Le changement de forme du chenal (diminution de la sinusoïté), sûrement responsable des vitesses de migration calculées relativement élevées, est imputé à l'augmentation de la compétence des chasses. Cependant, les vitesses de migration calculées sont moins intenses que la période précédente. Cela peut être dû à la diminution des conditions d'agitation, ou la présence des vents de secteur Nord. Les apports sédimentaires en provenance de l'Ouest sont potentiellement importants, et contraindraient le chenal dans son mouvement important vers le SE (de l'entité chenal et non des points métriques).

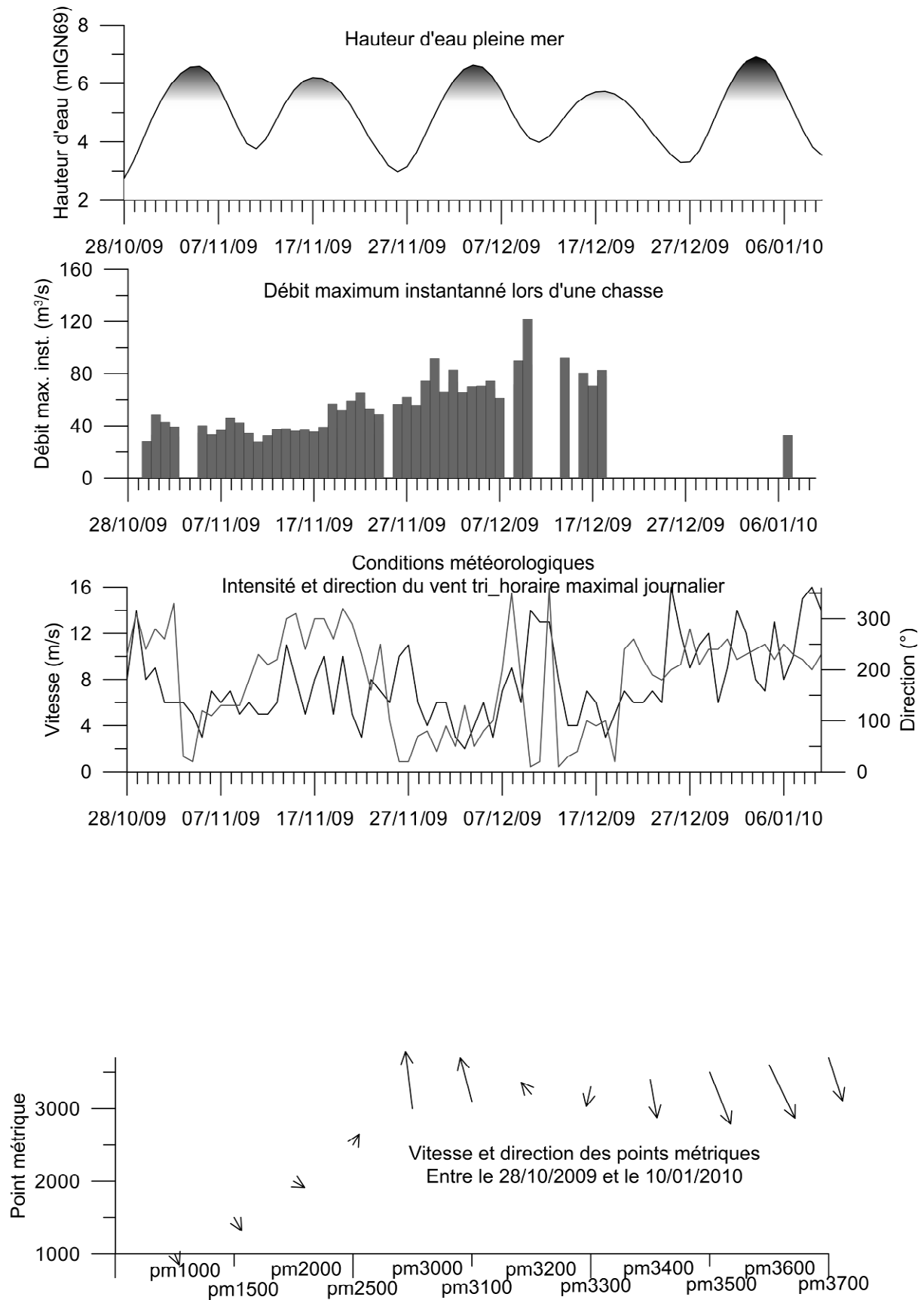


Fig. 104 : Conditions marégraphiques, des débits de chasse, météorologiques (en noir l'intensité, en gris la direction) lors des divagations du Couesnon entre octobre 2009 et janvier 2010.

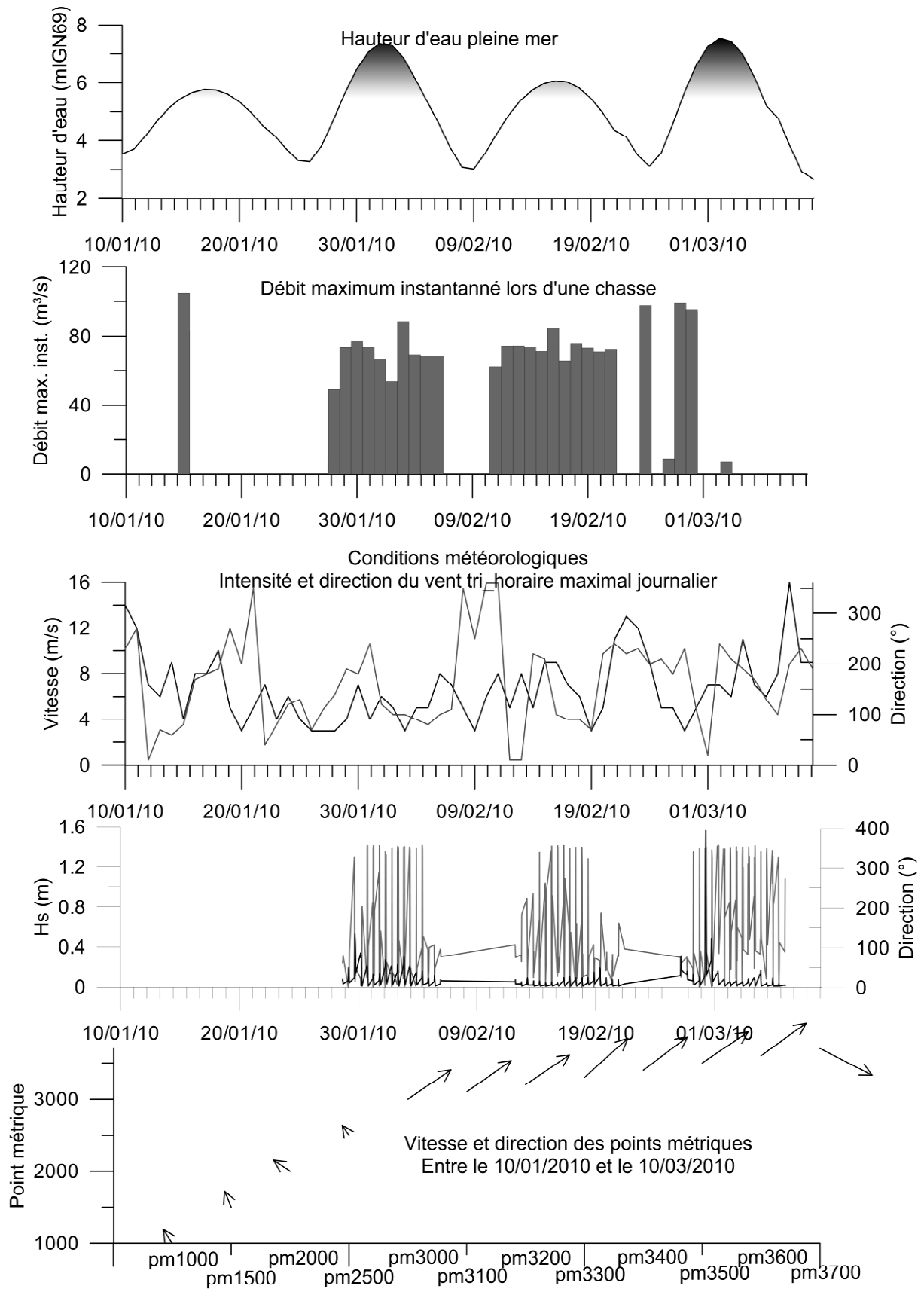


Fig. 105 : Conditions marégraphiques, de débit de chasse, météorologiques (en noir l'intensité, en gris la direction), d'agitation (en noir les Hs et en gris leur direction) lors des divagations du Couesnon entre janvier 2010 et mars 2010.

- Période mai-juillet 2010 (Fig. 108) :

Cette période est caractérisée par un nombre de pleines mers supérieures à 6 m IGN69 très inférieur à la moyenne. Les vents, dont 12% sont supérieurs à 8 m/s, sont majoritairement de Nord à NE. L'agitation est caractérisée par des Hs inférieures à 0,4 m et de direction quart NNE. 1% des chasses ont un débit maximal instantané supérieur à 100 m³/s et 34% supérieur à 90 m³/s. Leurs durées peuvent être supérieures à 3h. Quant aux vitesses de migration, faibles, elles sont comprises entre 70 et 140 m/mois. Les points métriques du premier méandre migrent vers le NW, et ceux du second vers l'Ouest.

Lors de cette période, les chasses semblent optimales pour obtenir des modifications notables au niveau de la mobilité du Couesnon. La réduction du nombre de forts coefficients de marée conduirait à la diminution des apports sédimentaires en provenance de l'Ouest. D'ailleurs, le Couesnon migre très peu vers le SE lors de cette période. La première boucle de méandre est plus sinueuse en juillet qu'en mai 2010 ; cela peut être dû à la modeste diminution des débits instantanés maximaux lors de cette période. La faible, mais néanmoins existante, présence de vent de Nord influencerait sur la diminution des vitesses de migration.

- Période juillet-septembre 2010 (Fig. 109) :

Cette période est caractérisée par un nombre de pleines mers supérieures à 6 m IGN69 légèrement inférieur à la moyenne. Les vents, dont 12% sont supérieurs à 8 m/s, sont majoritairement de secteurs SW et NW. L'agitation est caractérisée par 0,4% des données supérieures à 0,4 m et de direction quart NNE. 26% des chasses ont un débit maximal instantané supérieur à 90 m³/s. Leurs durées peuvent être supérieures à 3h. Quant aux vitesses de migration, elles sont comprises entre 120 et 170 m/mois. Les points métriques du premier méandre se déplacent vers le SE, et ceux du second méandre migrent vers l'Est.

Lors de cette période, les chasses sont optimales pour obtenir des modifications notables au niveau de la mobilité du Couesnon. Le premier méandre est moins sinueux en septembre qu'en juillet, mais le second l'est plus. Ainsi, la diminution des conditions de chasses potentiellement élevées peut expliquer ce changement de forme, alors que si seule la première boucle de méandre était considérée, une augmentation des débits instantanés maximum de chasse aurait été nécessaire. L'agitation est plus importante que lors de la période précédente, et les conditions venteuses de Nord sont remplacées par des vents d'Ouest propices aux mouvements du Couesnon constatés. Ceci pourrait expliquer la légère augmentation des vitesses de migration des points métriques.

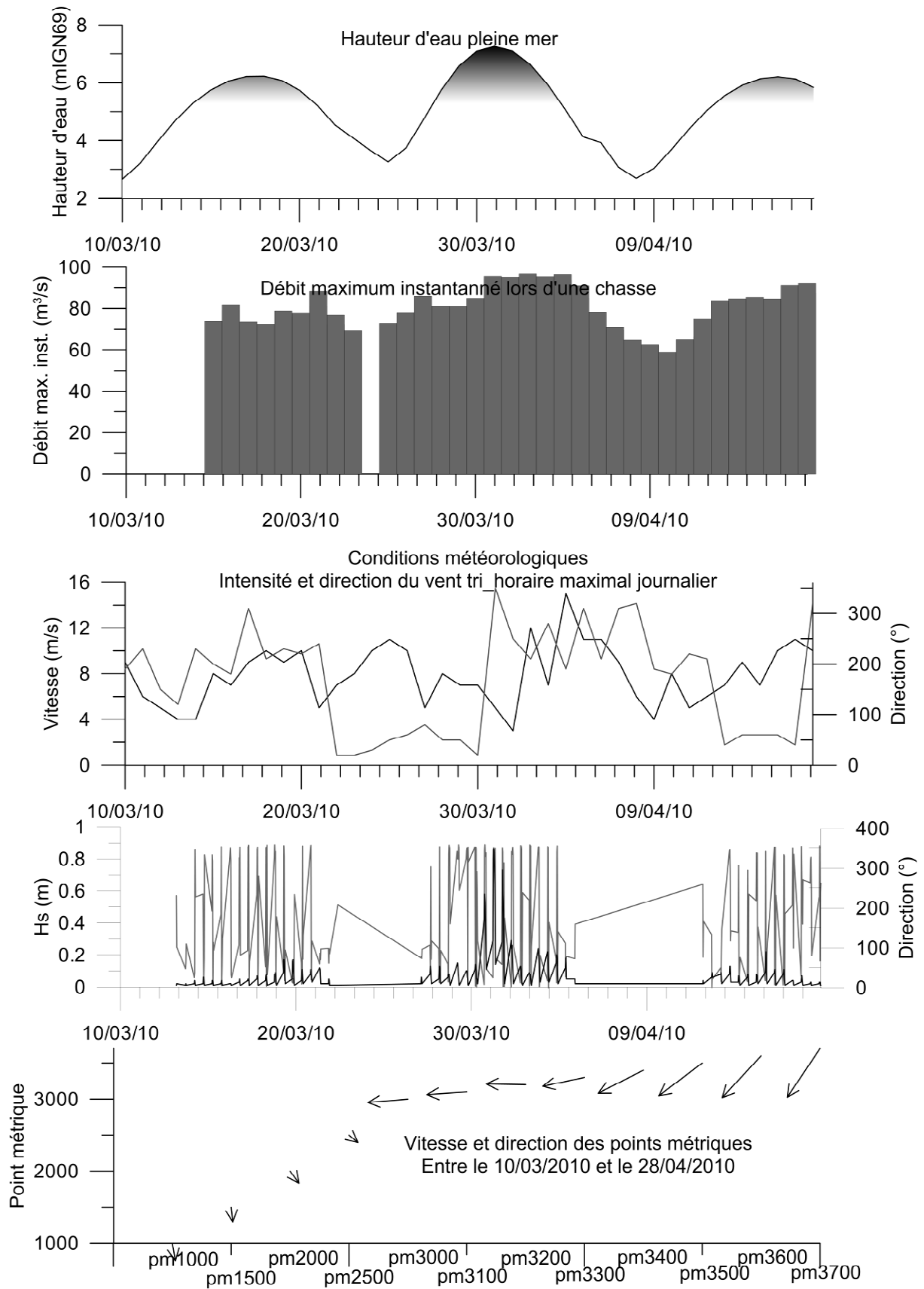


Fig. 106 : Conditions marégraphiques, de débit de chasse, météorologiques (en noir l'intensité, en gris la direction), d'agitation (en noir les Hs et en gris leur direction) lors des divagations du Couesnon entre mars 2010 et avril 2010.

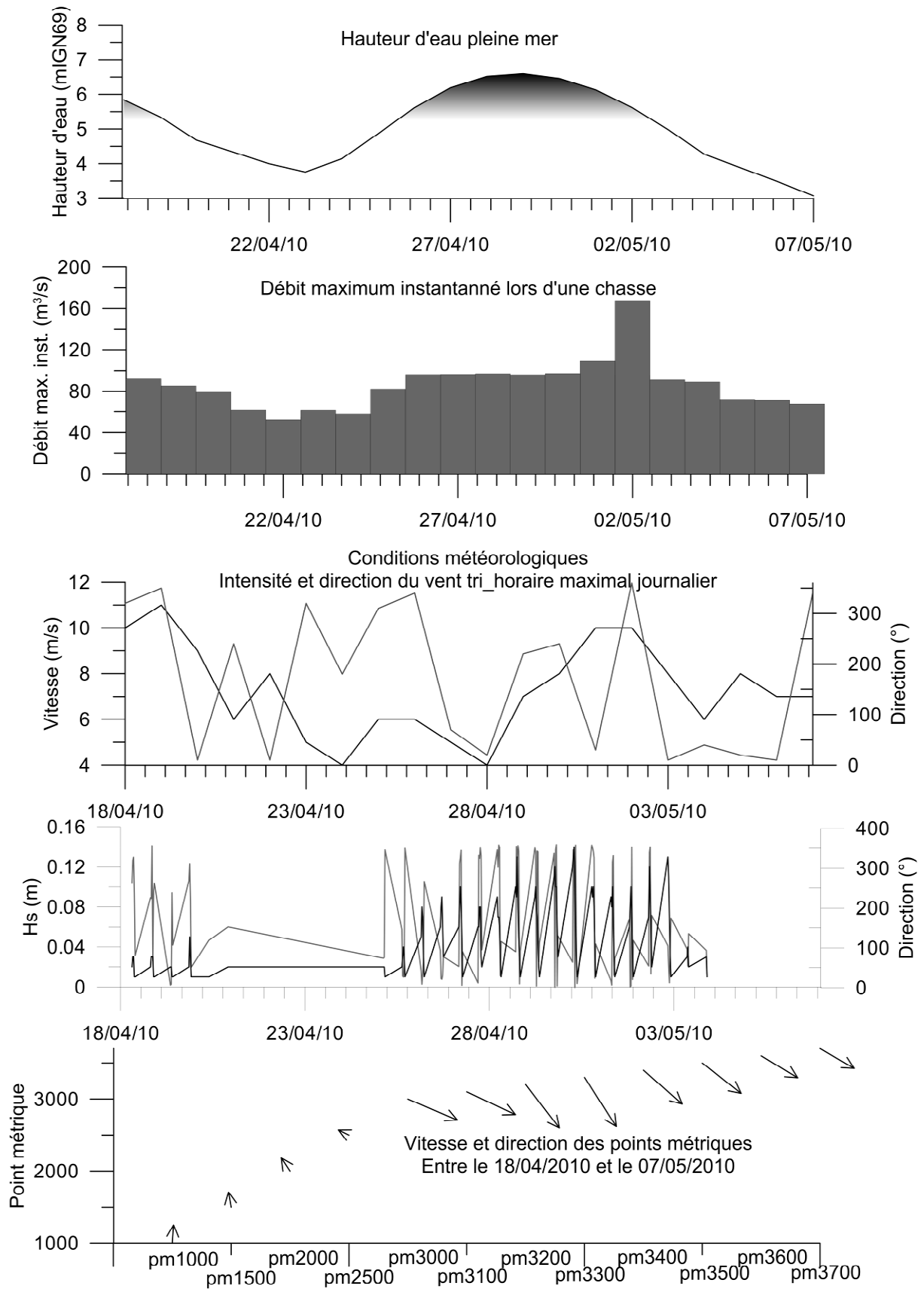


Fig. 107 : Conditions marégraphiques, de débit de chasse, météorologiques (en noir l'intensité, en gris la direction), d'agitation (en noir les Hs et en gris leur direction) lors des divagations du Couesnon entre avril 2010 et mai 2010.

- Période septembre-novembre 2010 (Fig. 110) :

Cette période est caractérisée par un nombre de pleines mers supérieures à 6 m IGN69 supérieur à la moyenne. Les vents, dont 23% sont supérieurs à 8 m/s, sont majoritairement de secteurs WSW à Sud et Nord. L'agitation est caractérisée par 3,2% des données supérieures à 0,4 m et de direction quart Nord. 2% des chasses ont un débit maximal instantané supérieur à 100 m³/s. Leurs durées peuvent être supérieures à 3h. Quant aux vitesses de migration, elles sont comprises entre 140 et 190 m/mois. Les points métriques du premier méandre se déplacent vers le NW, alors que ceux du second migrent vers l'WSW.

Lors de cette période, les chasses semblent optimales pour obtenir des modifications notables au niveau de la mobilité du Couesnon. Mais elles sont cependant potentiellement moins élevées qu'entre juillet et septembre 2010. Cela peut expliquer l'augmentation de sinusoïté du chenal. L'agitation locale est renforcée par rapport à la période précédente ; elle pourrait permettre la légère augmentation des vitesses de migration calculées. Quant à l'augmentation du nombre de forts coefficients de marée, elle pourrait favoriser la migration globale du Couesnon vers le Sud.

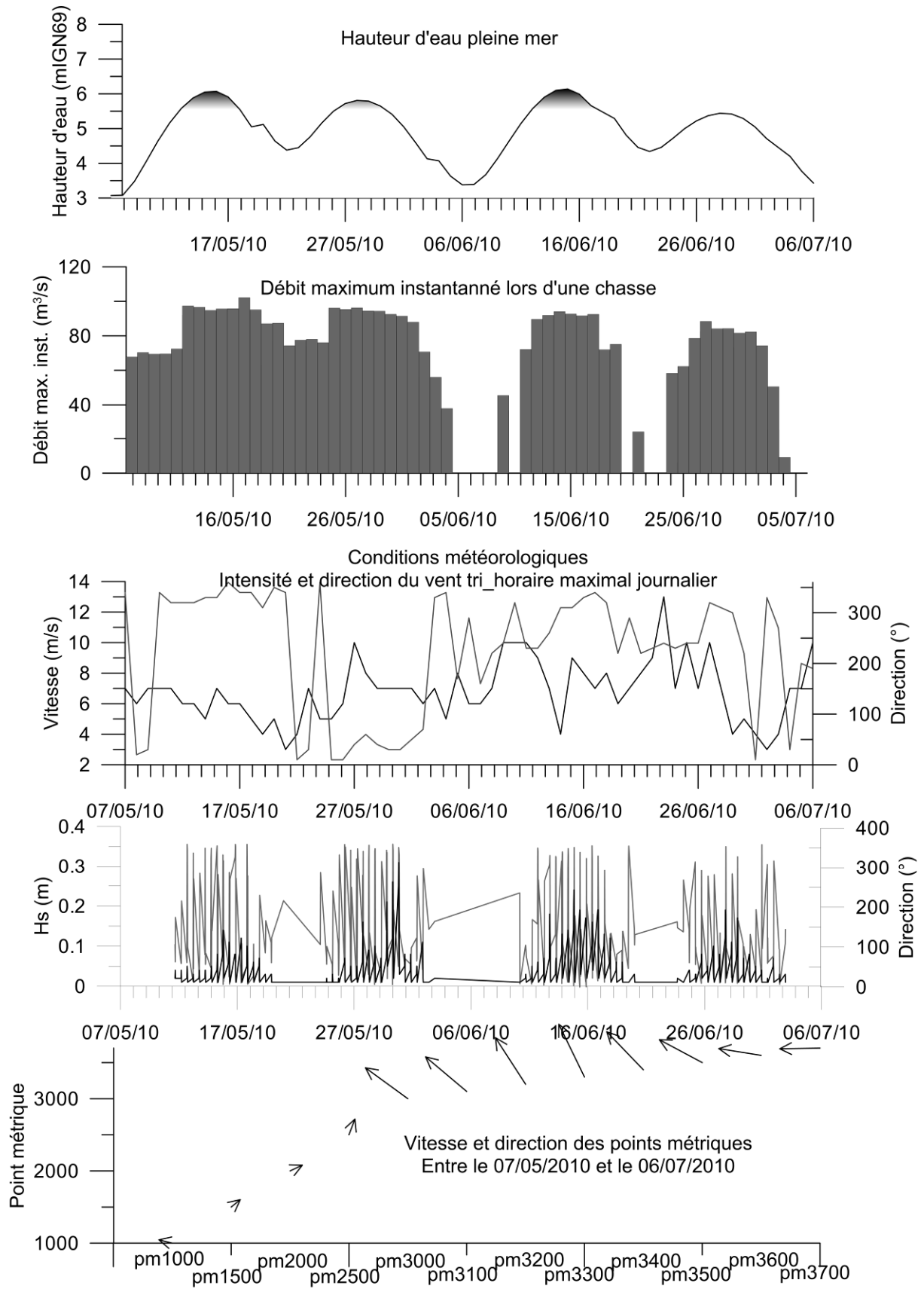


Fig. 108 : Conditions marégraphiques, de débit de chasse, météorologiques (en noir l'intensité, en gris la direction), d'agitation (en noir les Hs et en gris leur direction) lors des divagations du Couesnon entre mai 2010 et juillet 2010.

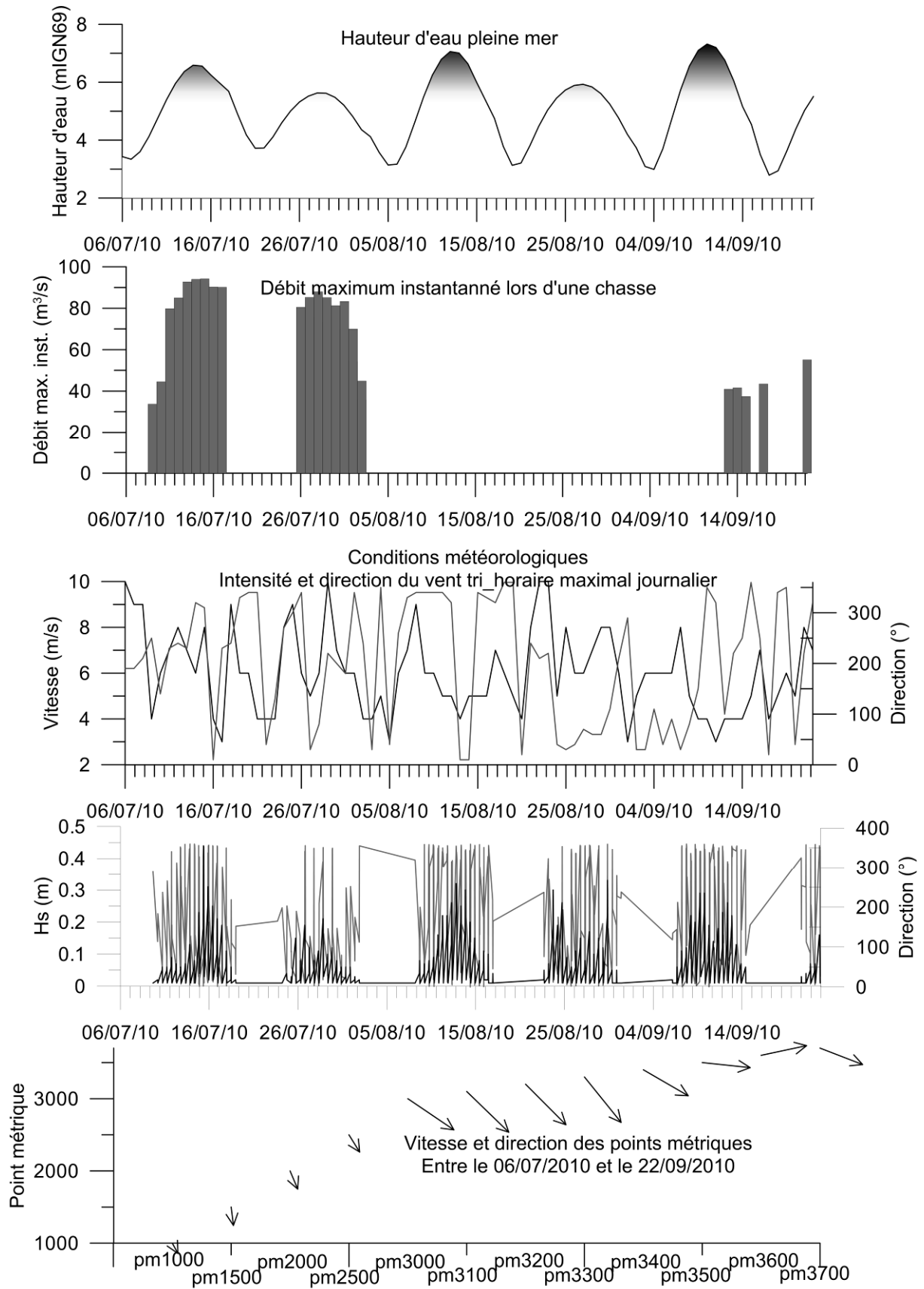


Fig. 109 : Conditions marégraphiques, de débit de chasse, météorologiques (en noir l'intensité, en gris la direction), d'agitation (en noir les Hs et en gris leur direction) lors des divagations du Couesnon entre juillet et septembre 2010.

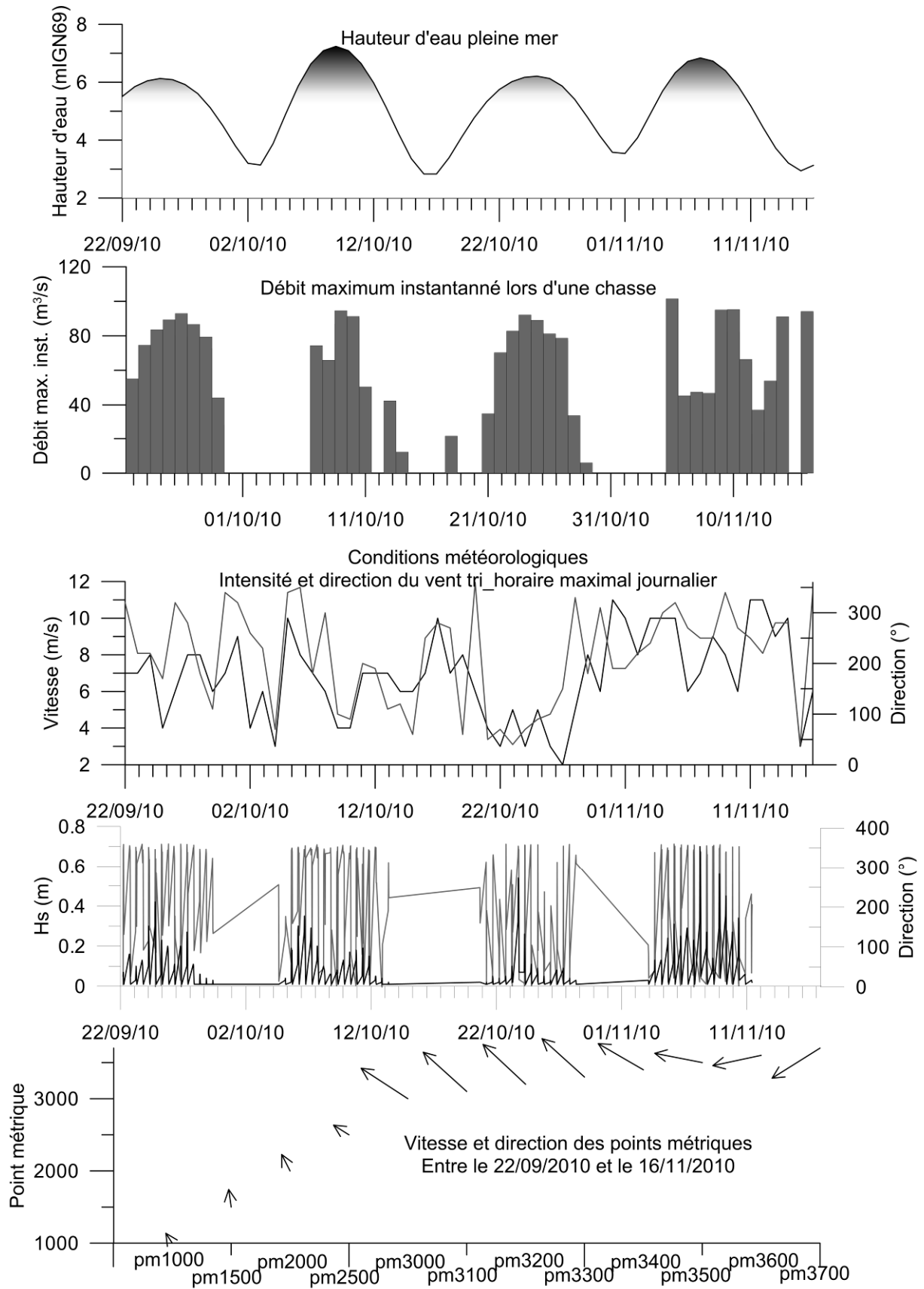


Fig. 110 : Conditions marégraphiques, de débit de chasse, météorologiques (en noir l'intensité, en gris la direction), d'agitation (en noir les Hs et en gris leur direction) lors des divagations du Couesnon entre septembre 2010 et novembre 2010.



ANNEXE III

**EVOLUTION DES SCHORRES DE LA PETITE BAIE DU MONT-
SAINT-MICHEL DE FEVRIER 2009 A NOVEMBRE 2010**

Afin de compléter les travaux de Desguée (2008), les entités schorres ouest et est ont été digitalisées à partir des MNT des relevés topographiques réalisés à l'échelle de la Petite Baie avec un laser aéroporté, et à l'échelle des abords du Mont-Saint-Michel avec un laser terrestre, avec le logiciel Surfer (Golden Software) à partir de la cote altimétrique 6 m IGN69. Puis, l'évolution des surfaces occupées par les schorres a été comparée avec celle des bilans sédimentaires.

Le schorre nord a tendance à s'étendre sur sa partie occidentale et s'éroder dans sa partie centrale et orientale (Fig. 111). Le schorre est est érodé aux abords du Mont-Saint-Michel et s'étend dans toute sa partie centrale (Fig. 112 et Fig. 114). Le schorre ouest est peu mobile comparé aux deux autres. Il s'étend à l'Ouest, et du côté occidental de la criche qui se referme, alors qu'il semble très mobile au niveau de sa pointe orientale (Fig. 113 et Fig. 115). Les surfaces supérieures à 6 m IGN69 sont réduites en hiver pour les trois schorres.

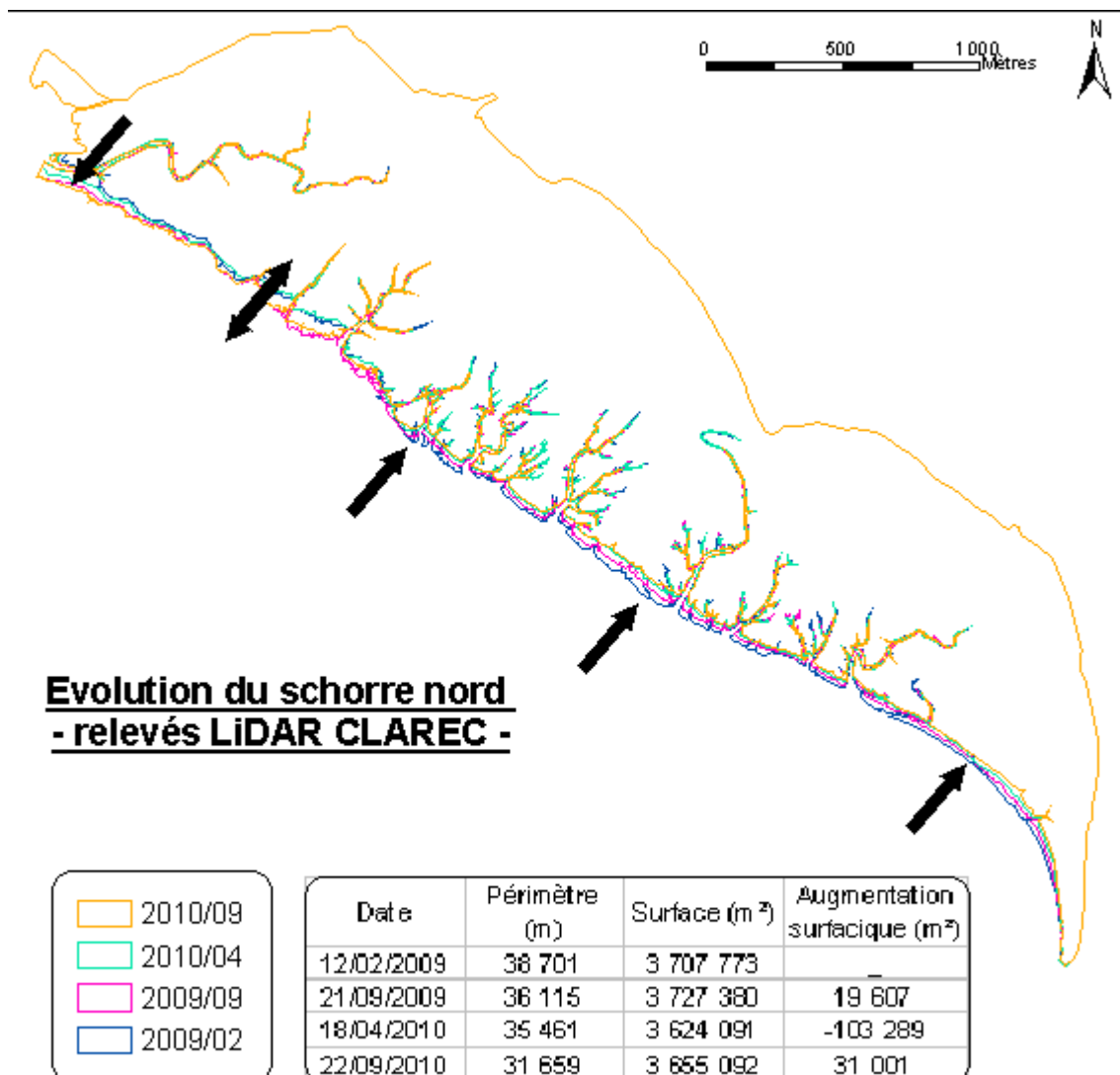


Fig. 111 : Evolution de la cote altimétrique 6 m IGN69 au niveau du schorre nord de février 2009 à septembre 2010.

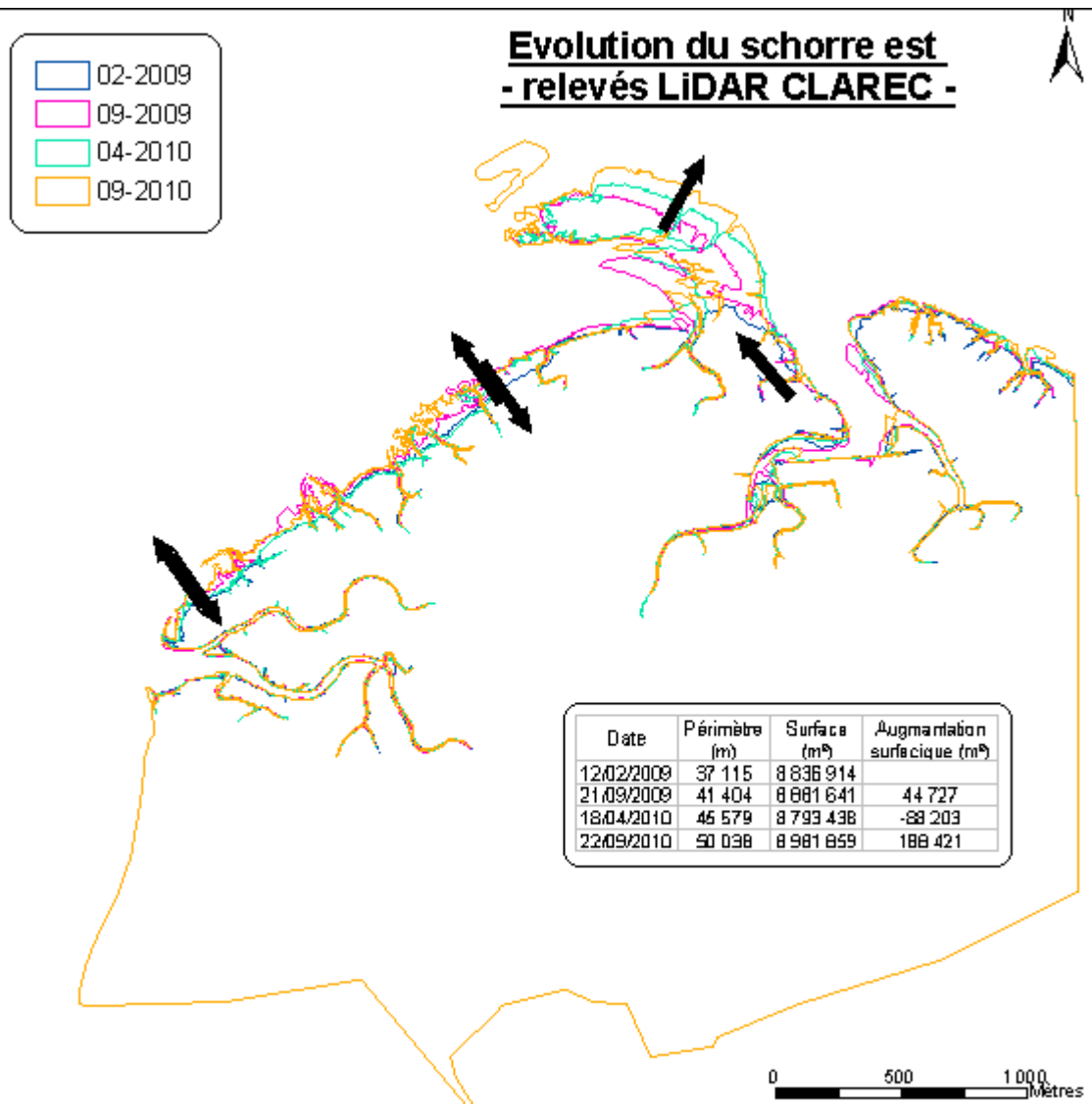


Fig. 112 : Evolution de la cote altimétrique 6 m IGN69 au niveau du schorre est de février 2009 à septembre 2010.

Les surfaces occupées par les herbues sont représentées sur la Fig. 116 pour l'échelle de la Petite Baie, sur la Fig. 117 pour les abords du Mont-Saint-Michel. Il existe des périodes communes pour les trois herbues où la croissance est forte à l'échelle de la Petite Baie. Il s'agit des périodes 1984-1986, 1989-1992, 2000-2002, 2004-2006 et à partir de 2007 pour le seul schorre est. A l'échelle des abords du Mont-Saint-Michel, les périodes de forte croissance ne sont pas communes aux deux herbues, excepté entre 2000 et 2006. Le schorre ouest s'étend rapidement entre 1984 et 1986, et le schorre est entre 1989 et 1991, et entre 1992 et 1993. Sur les 1,61 ans analysés, la croissance moyenne du schorre nord est de $-5,3$ ha/an ; elle est de $+9$ ha/an pour le schorre est et de $+2$ ha/an pour le schorre ouest. Ces valeurs sont du même ordre de grandeur que les valeurs calculées par Desguée (2008).

Avec le pas d'échantillonnage plus réduit des relevés laser terrestre et LiDAR, l'évolution de la surface occupée par les herbues est réalisée à une échelle saisonnière, voire mensuelle. A l'échelle des

abords du Mont-Saint-Michel, l'évolution des surfaces occupées par les herbues n'est pas la même pour le côté est et le côté ouest. En effet, ces deux surfaces dépendent fortement de la position du chenal du Couesnon. Lorsque le chenal migre vers l'Ouest, le schorre est s'étend, alors que lorsque le chenal migre vers l'Est, le schorre ouest s'étend. Cependant, le schorre est s'étend aussi de moindre manière entre 1989 et 1995, c'est à dire lors d'une migration du chenal vers l'Est.

A l'échelle de la Petite Baie, l'évolution des surfaces occupées par les herbues peut suivre celle des bilans sédimentaires, comme pour le schorre nord, le schorre est et ouest à partir de février 2009 (Fig. 118). Cela révèle le lien qu'il y a entre l'augmentation des apports sédimentaires, ou la diminution, et l'extension des herbues, ou leur recul. Cela montre aussi la nécessité d'avoir un échantillonnage plus fin que cinq ans pour observer cette corrélation.

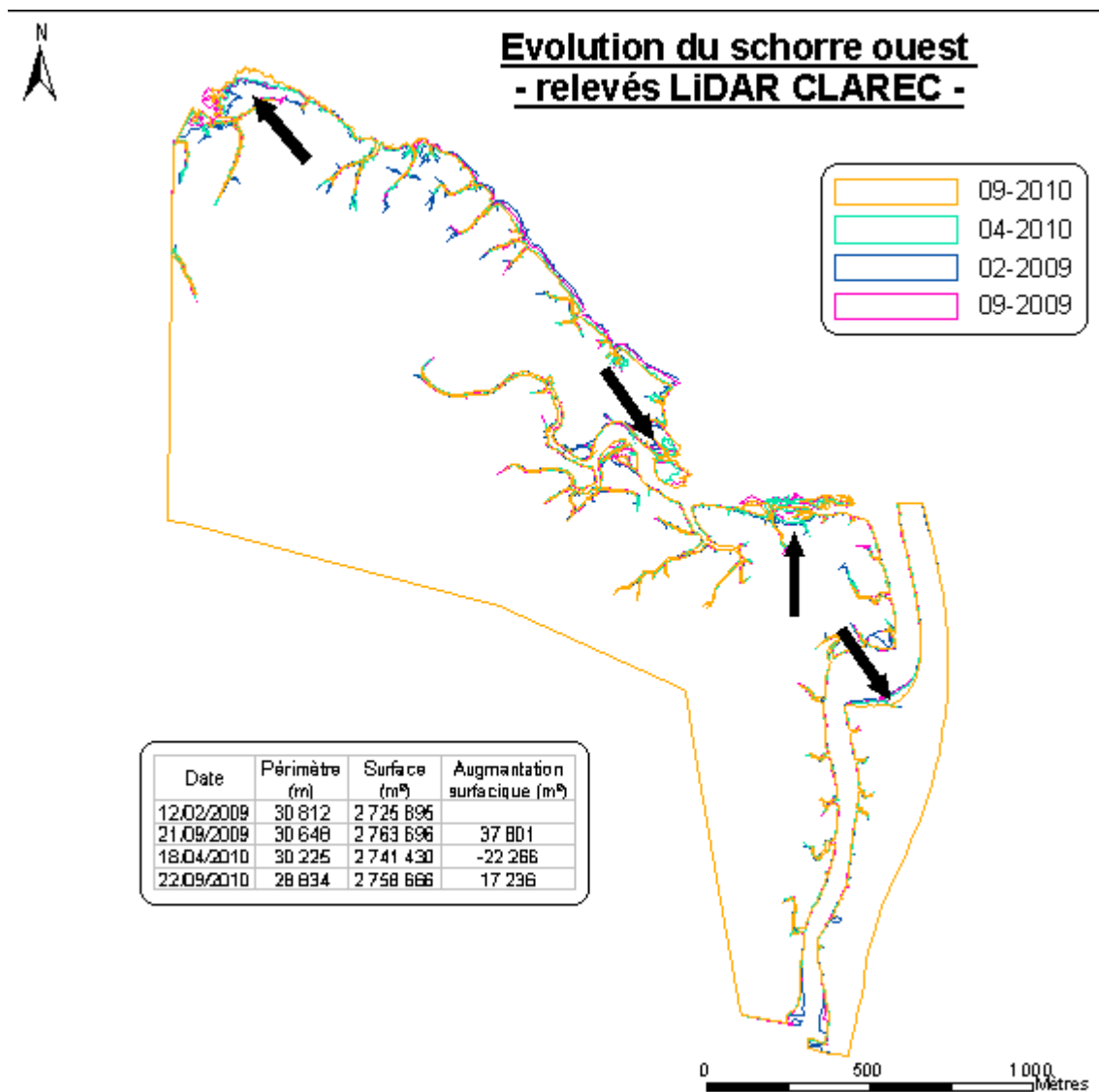


Fig. 113 : Evolution de la cote altimétrique 6 m IGN69 au niveau du schorre ouest de février 2009 à septembre 2100.

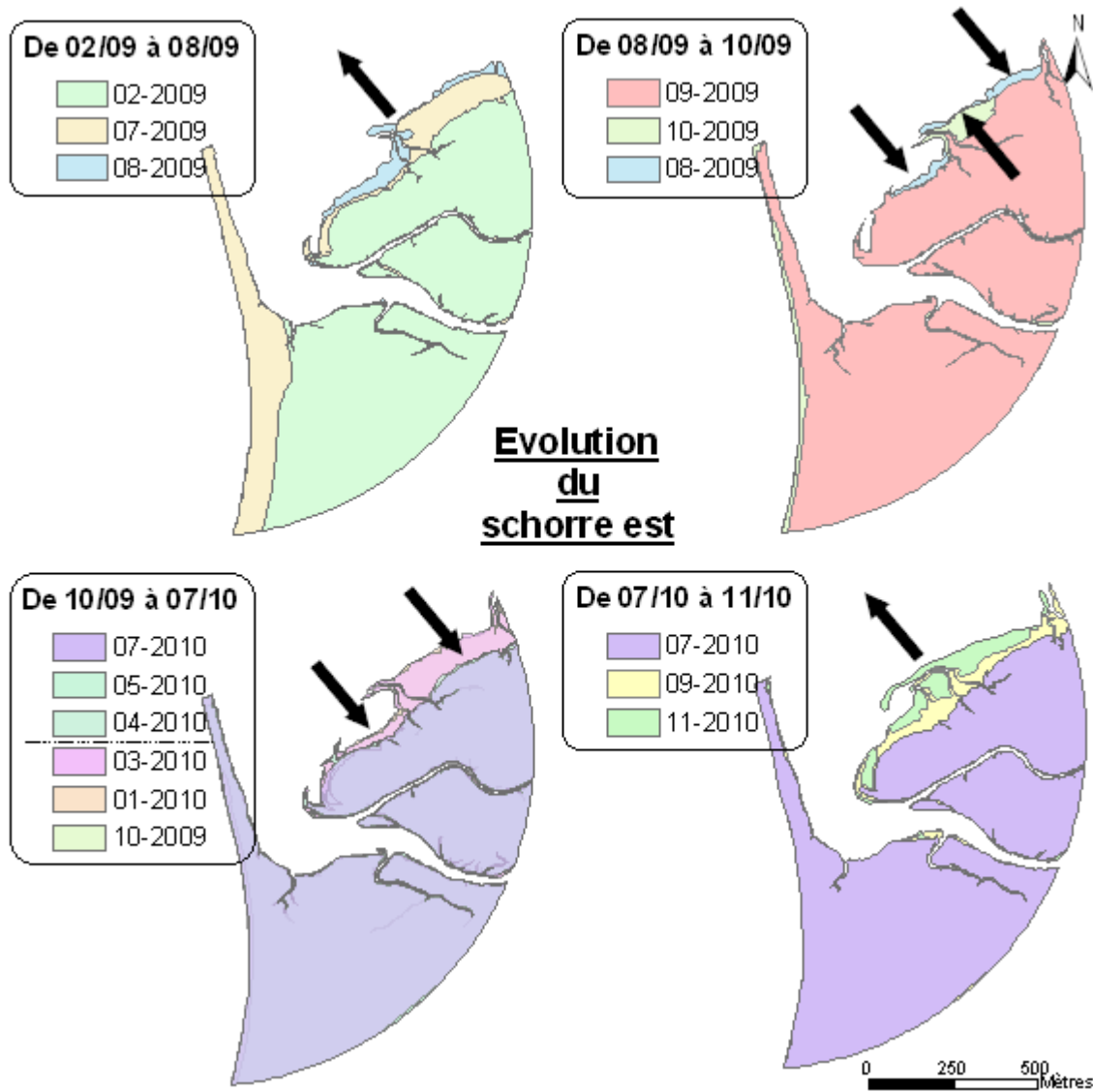


Fig. 114 : Evolution de la cote altimétrique 6 m IGN69 au niveau du schorre est aux abords du Mont-Saint-Michel de février 2009 à novembre 2010.

A l'échelle des abords du Mont-Saint-Michel, les levés sont quasi mensuels. Le lien entre évolution des surfaces occupées par les herbues et celle des bilans sédimentaires présente un léger décalage (Fig. 119). Il s'agit du temps de réponse de croissance de l'herbu, variable en fonction de la saison : deux à trois mois en hiver et un à deux mois en été.

Les acquisitions de relevés topographiques à un pas d'échantillonnage réduit permet de mettre en avant : 1/ l'évolution saisonnière des surfaces ; 2/ la relation entre l'extension des surfaces et la position des chenaux ; 3/ le lien entre bilan sédimentaire sur la slikke et l'évolution des surfaces de schorres, ce qui n'avait pu être montré avant.

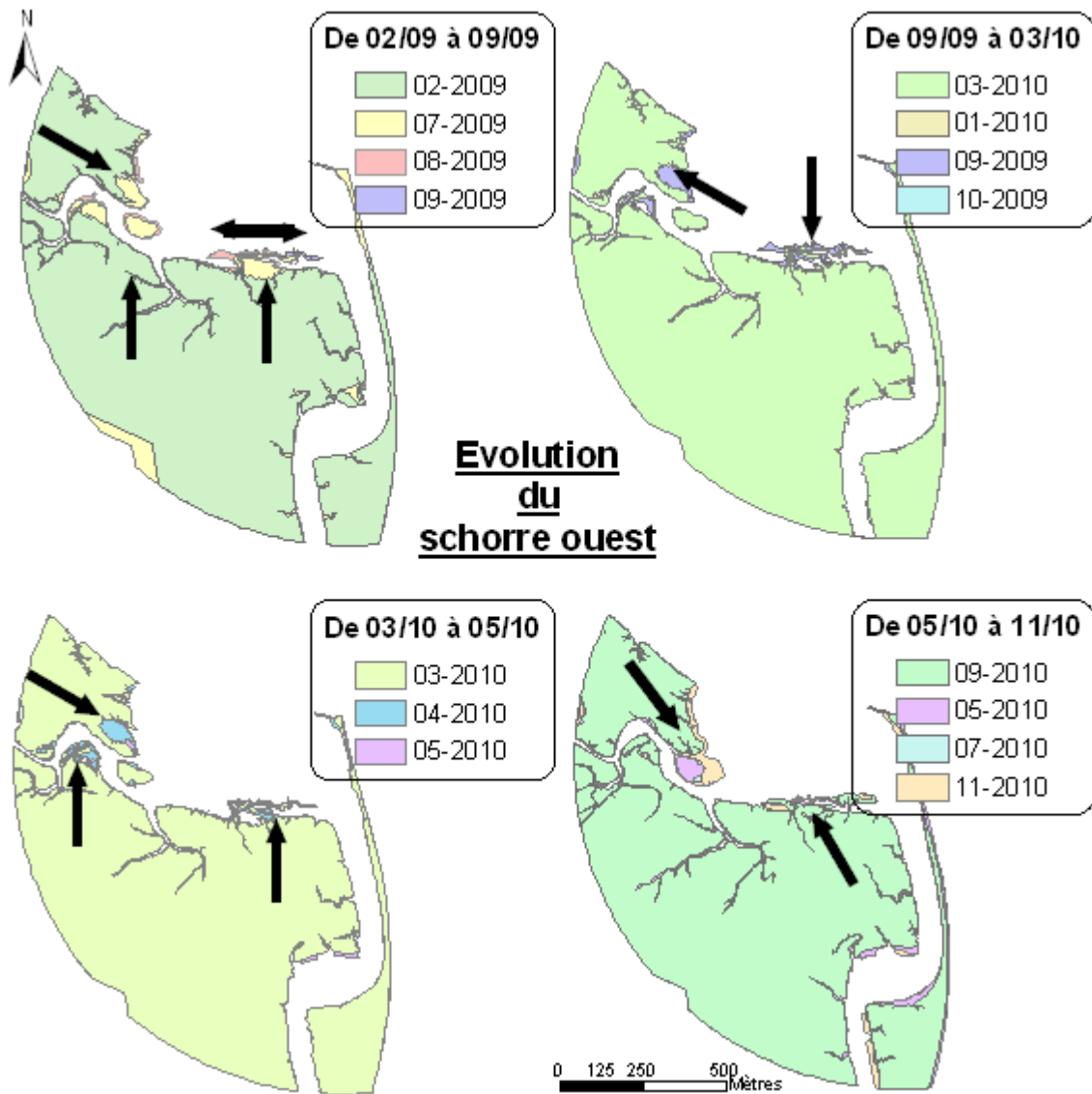


Fig. 115 : Evolution de la cote altimétrique 6 m IGN69 au niveau du schorre ouest aux abords du Mont-Saint-Michel de février 2009 à novembre 2010.

L'extension des schorres étant liée aux bilans sédimentaires, elle dépend donc de la modulation des apports sédimentaires dans la Petite Baie. Ainsi, cette extension est indirectement contrôlée par le cycle de Saros.

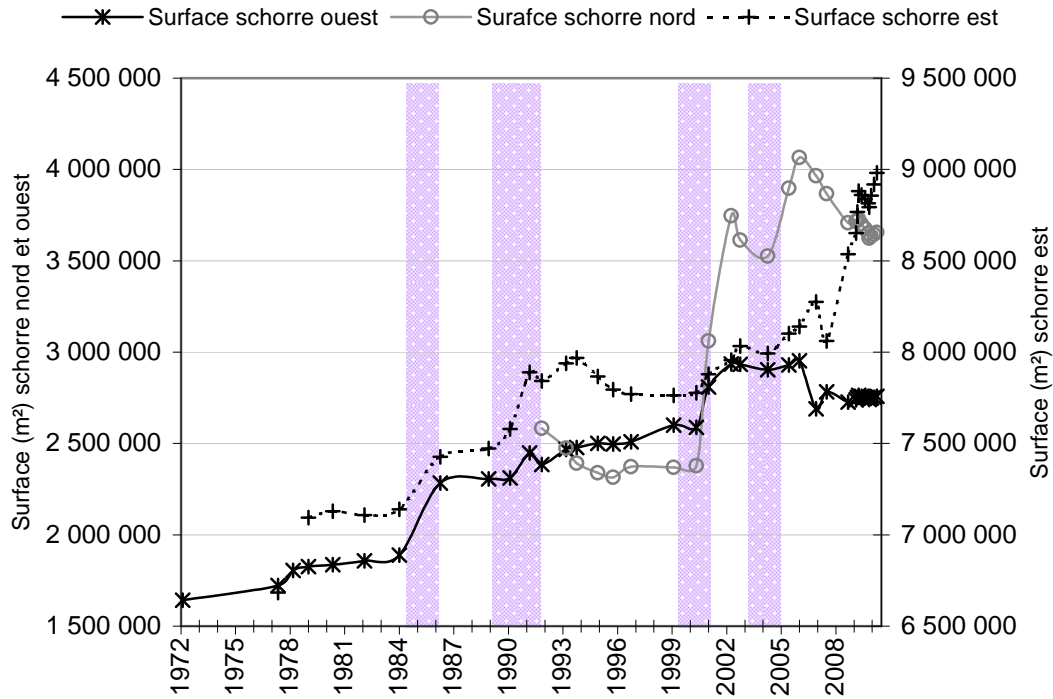


Fig. 116 : Evolution des surfaces située au-dessus de la cote 6 m IGN69 au niveau des schorres ouest, nord et est, à l'échelle de la Petite Baie. Les parties en violet correspondent aux périodes de brusque avancée.

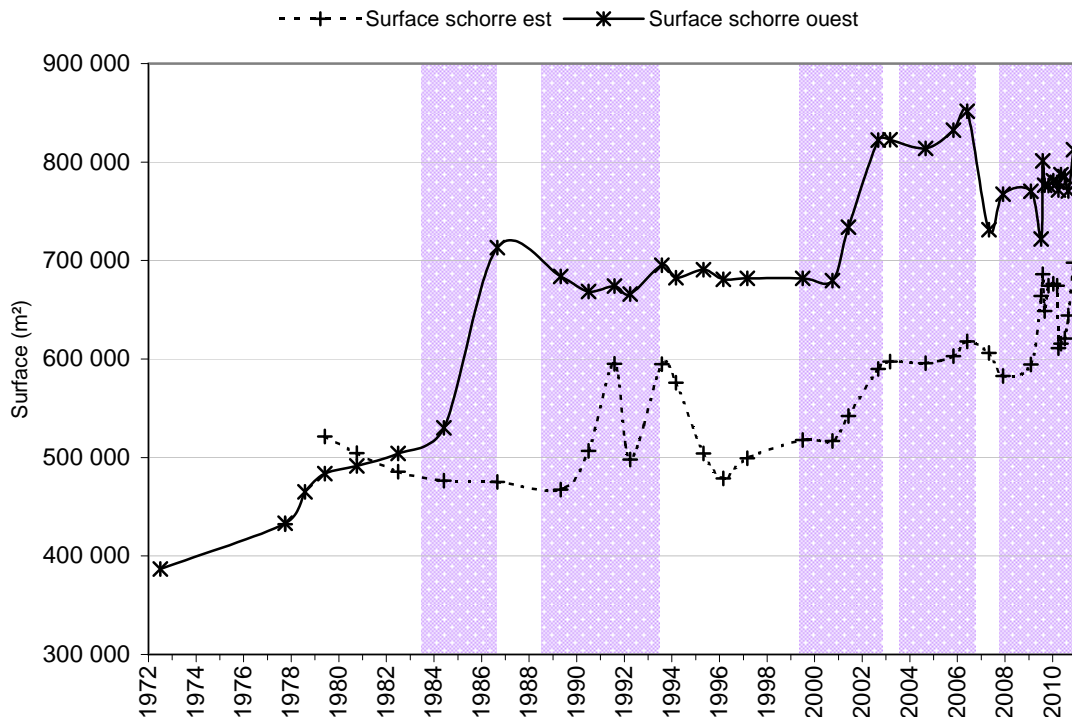


Fig. 117 : Evolution des surfaces située au-dessus de la cote 6 m IGN69 au niveau des schorres est et ouest, aux abords du Mont-Saint-Michel.

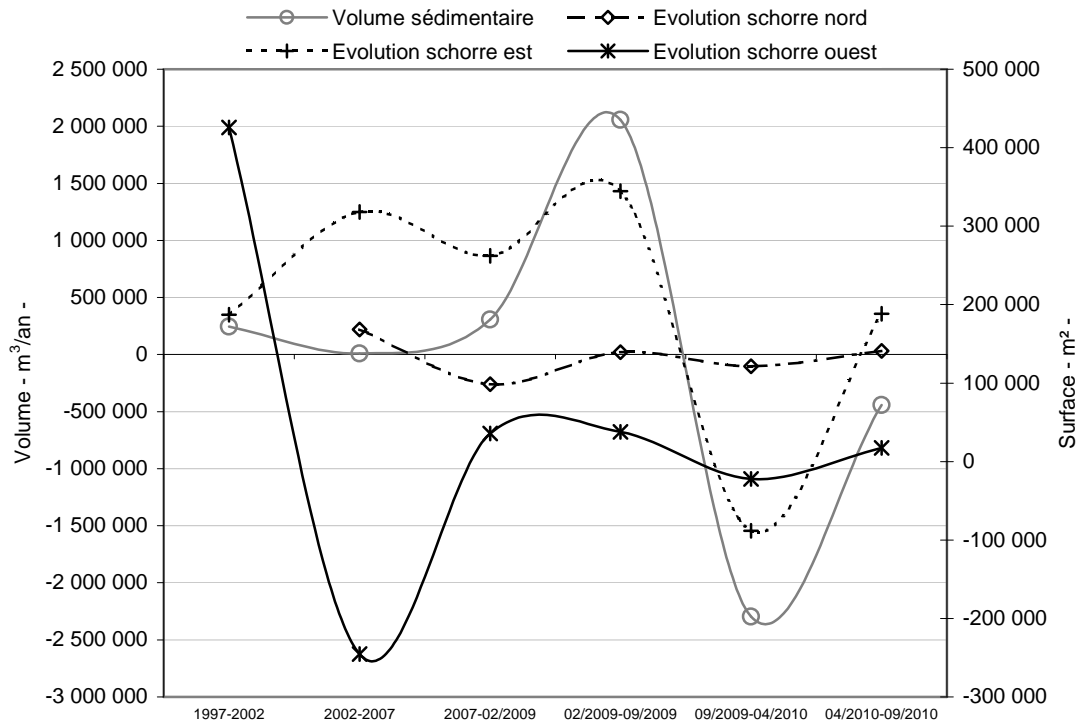


Fig. 118 : Evolution des bilans sédimentaires et des surfaces entre chaque relevé topographique, de 1997 à septembre 2010, à l'échelle de la Petite Baie.

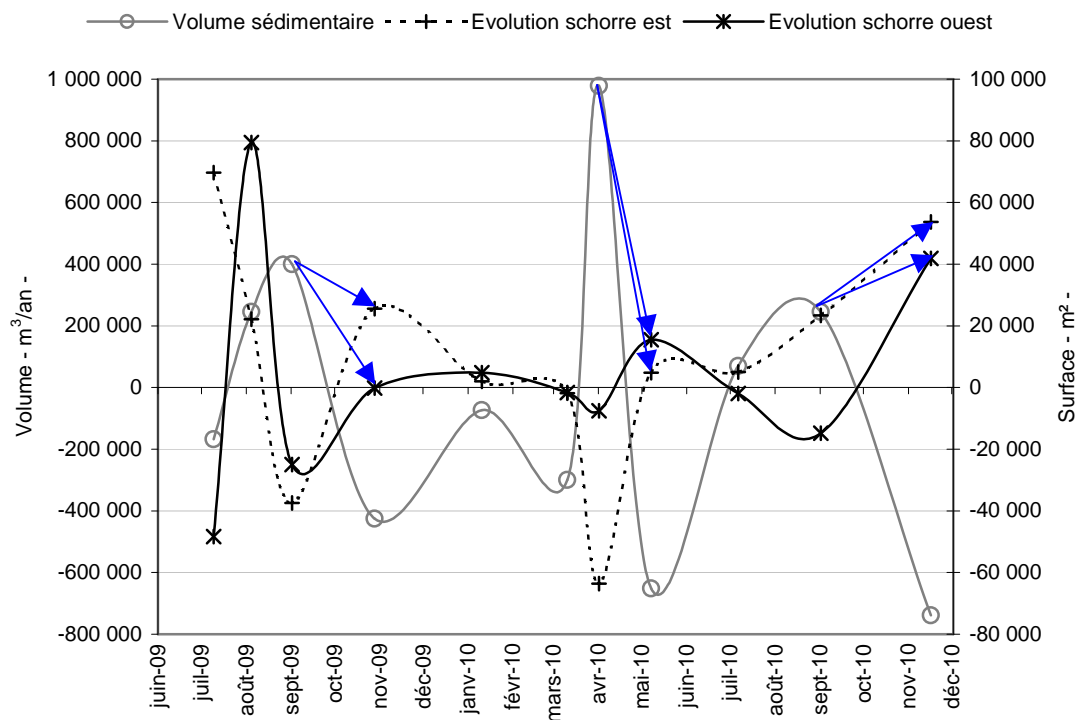


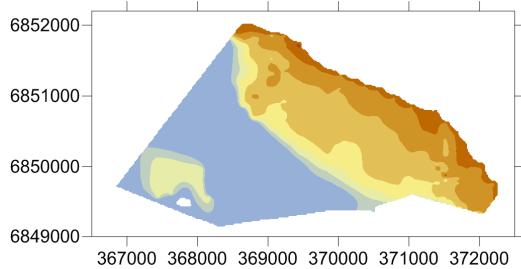
Fig. 119 : Evolution des bilans sédimentaires et des surfaces entre chaque relevé topographique, de février 2009 à novembre 2010, aux abords du Mont-Saint-Michel.

ANNEXE IV

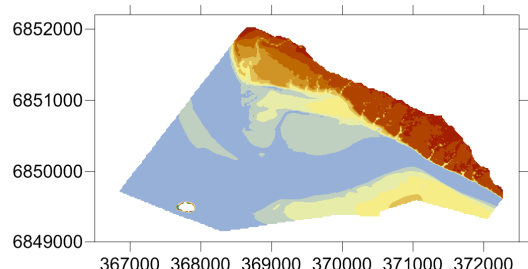
EVOLUTIONS TOPOGRAPHIQUES DES ZONES

S1, S2, S3, GB ET C

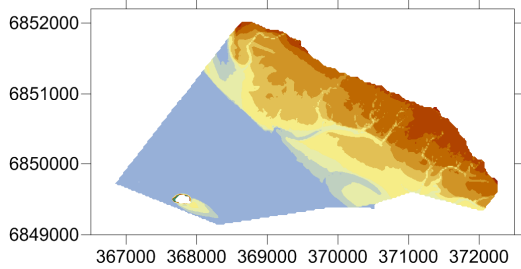
Les MNT des relevés topographiques de 1997, 2002, 2007, février et septembre 2009, avril et septembre 2010, ainsi que les MNT différentiels entre deux périodes sont présentés dans cette annexe, découpés selon les différentes zones d'analyse S1, S2, S3, CB et C.



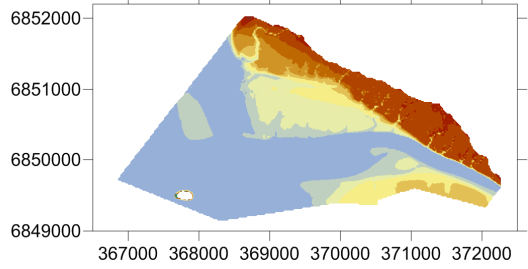
1997



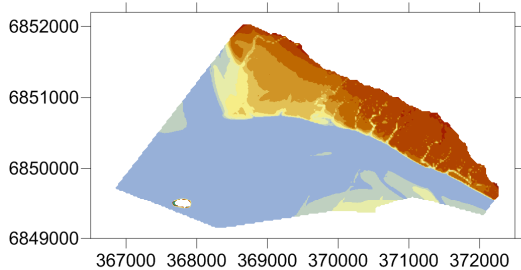
septembre 2009



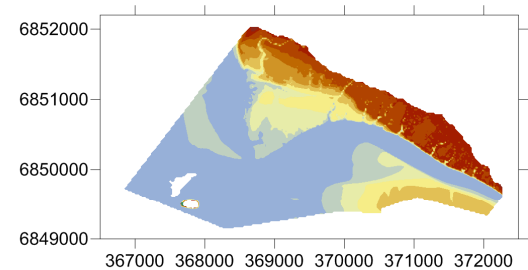
2002



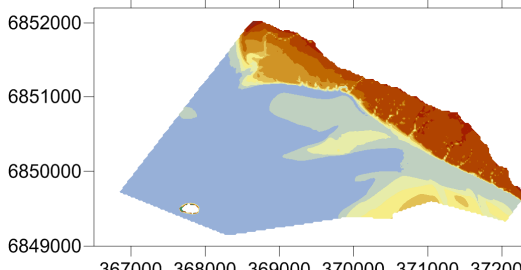
avril 2010



2007



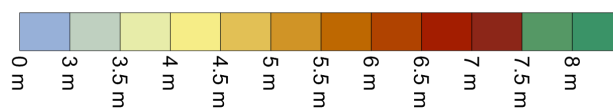
septembre 2010



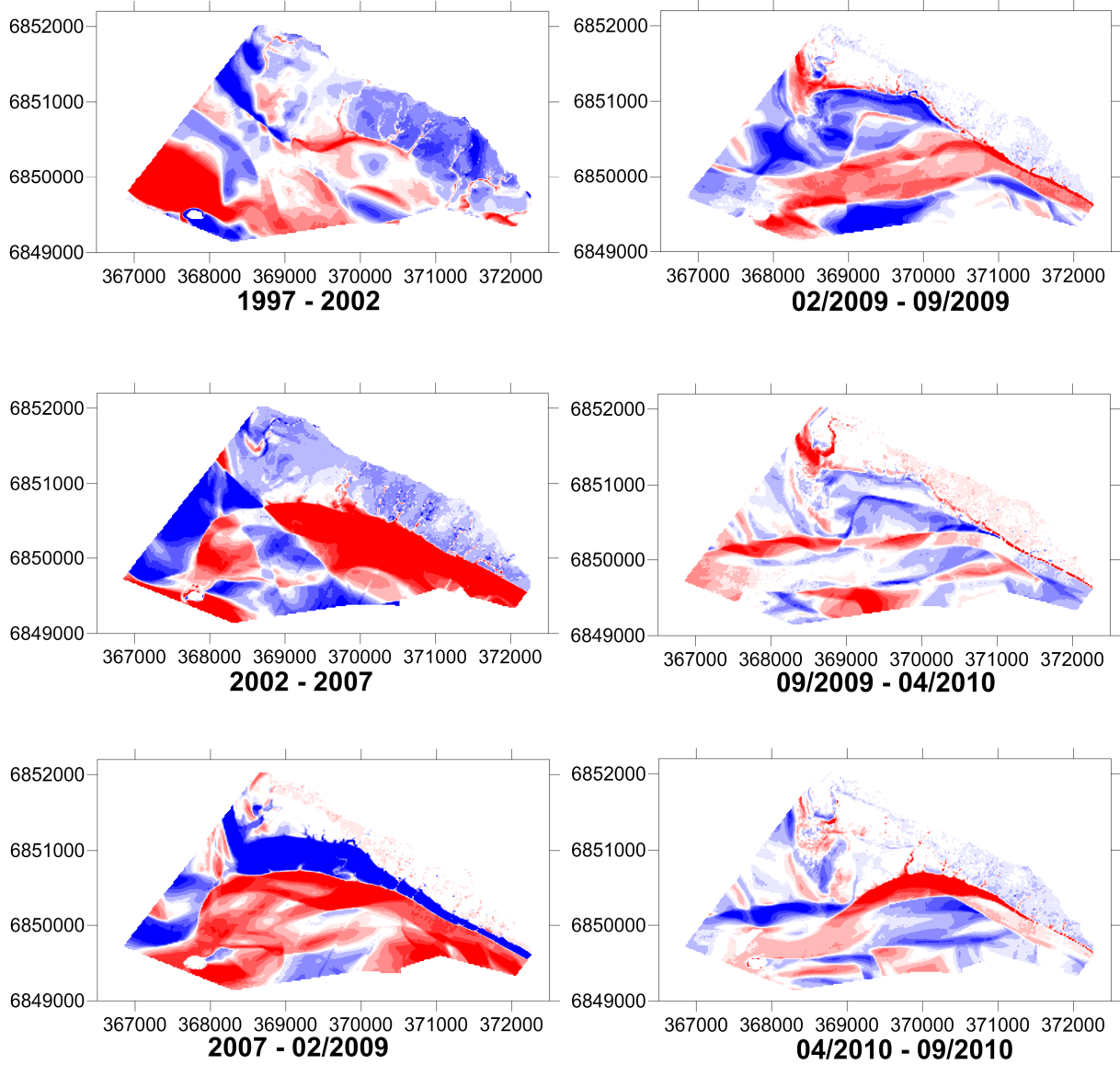
février 2009

**Evolution topographique
de 1997 à 2010**

- zone S1 -

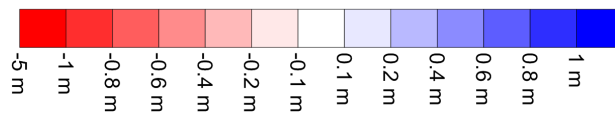


MNT des relevés topographiques découpés selon la zone S1.

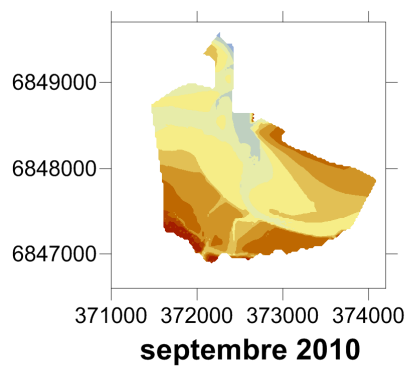
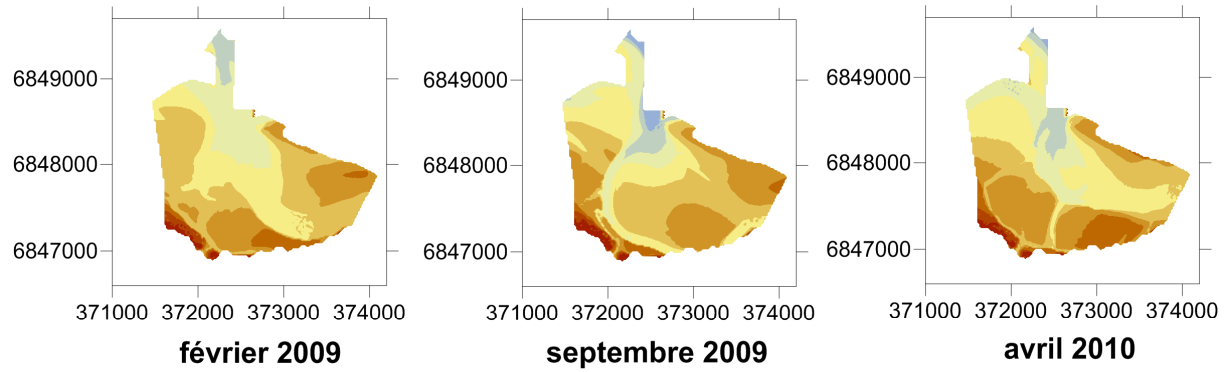
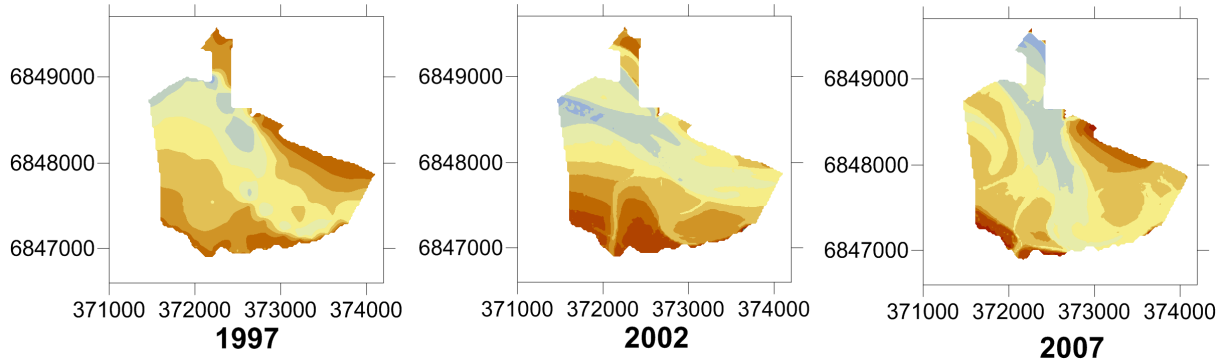


**MNT différentiels
de 1997 à 2010**

- zone S1 -

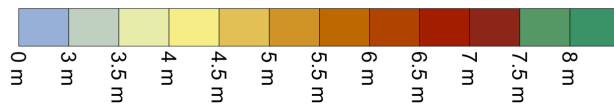


MNT différentiels des relevés topographiques découpés selon la zone S1.

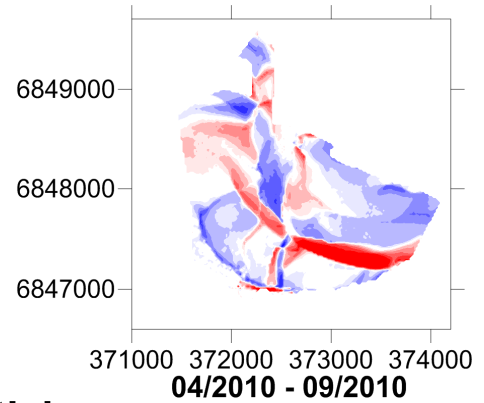
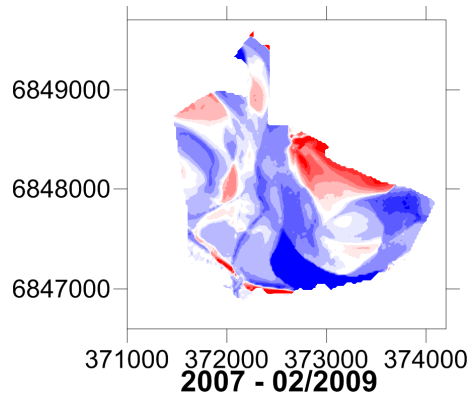
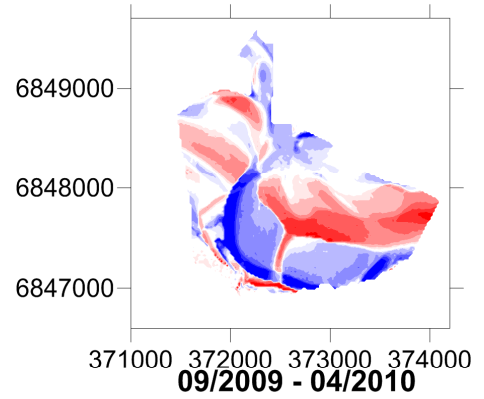
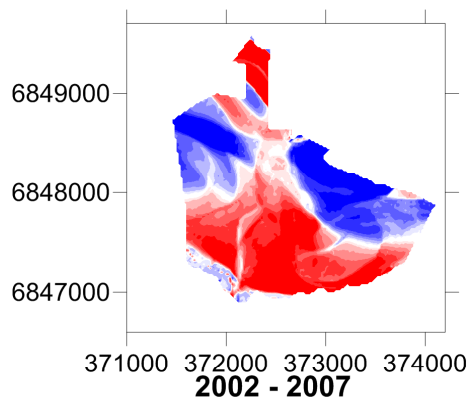
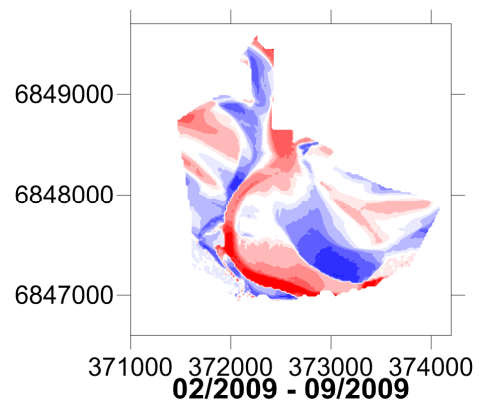
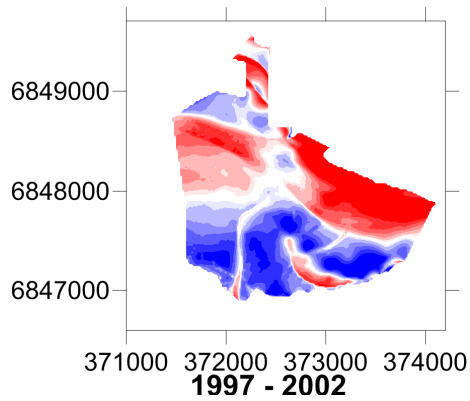


Evolution topographique de 1997 à 2010

- zone S2 -

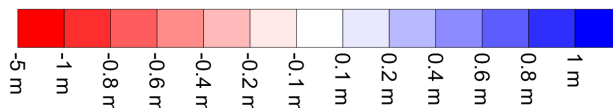


MNT des relevés topographiques découpés selon la zone S2.

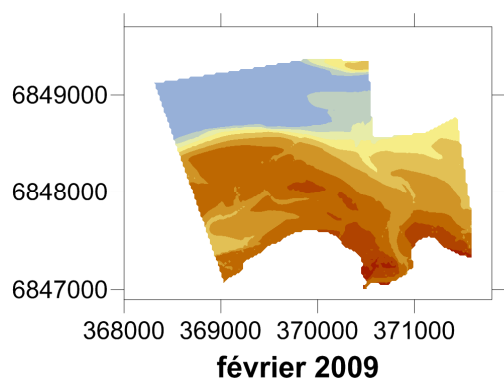
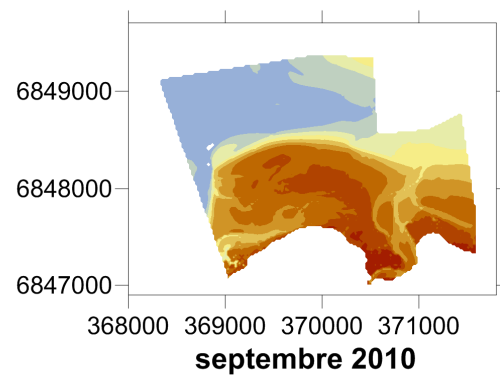
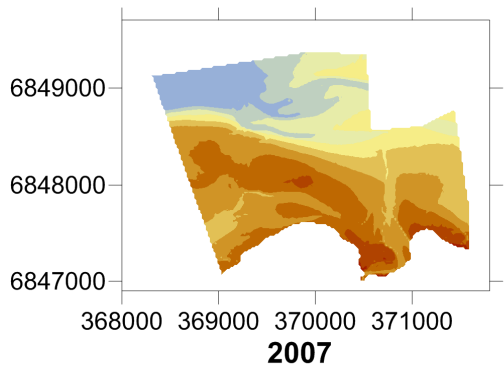
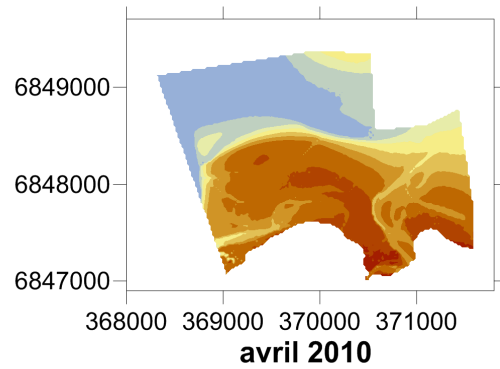
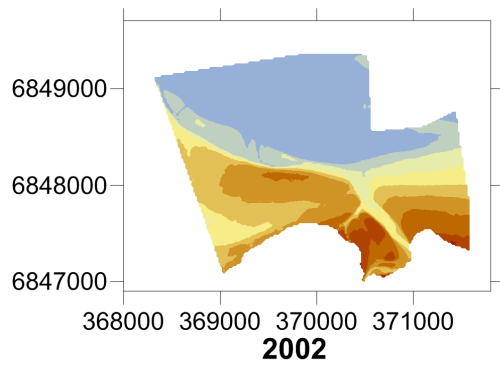
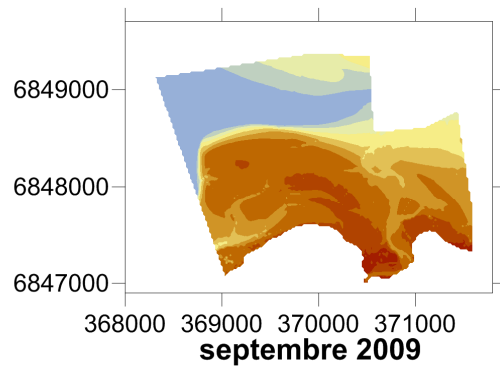
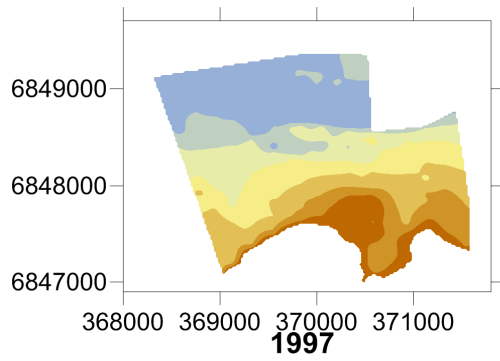


MNT différentiels de 1997 à 2010

- zone S2 -

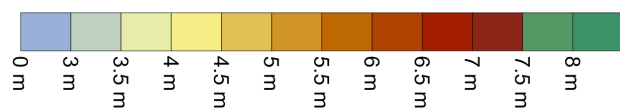


MNT différentiels des relevés topographiques découpés selon la zone S2.

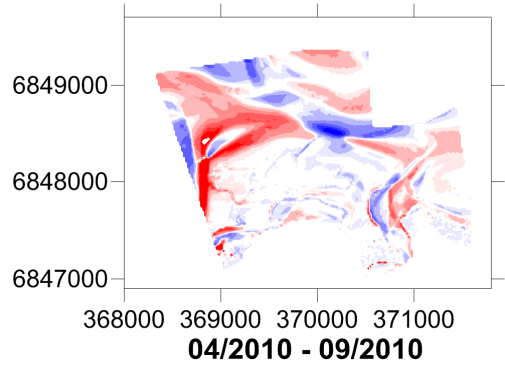
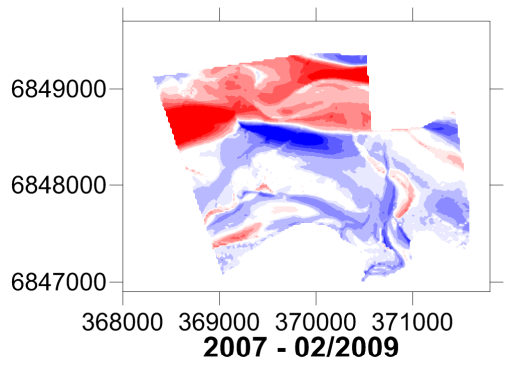
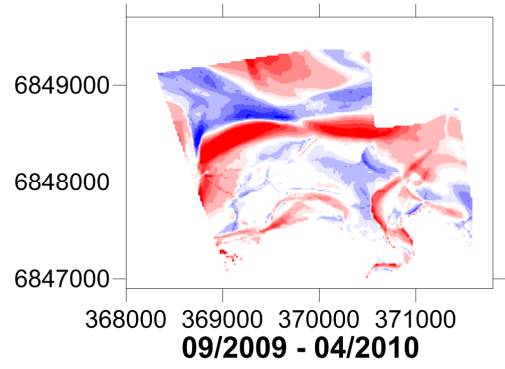
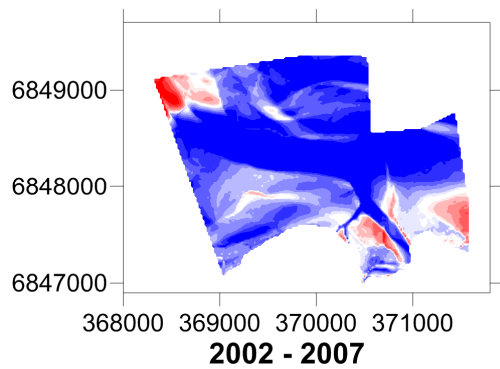
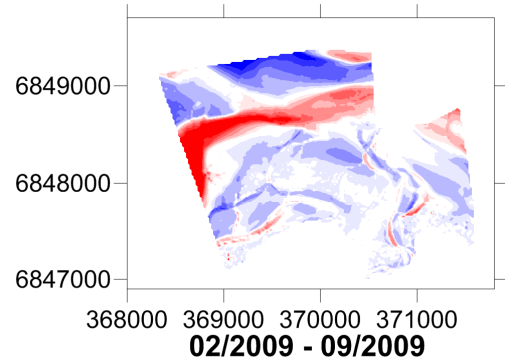
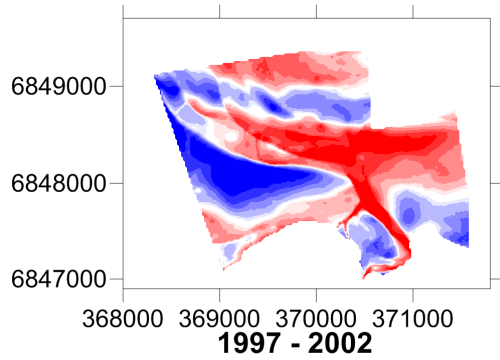


Evolution topographique de 1997 à 2010

- zone S3 -

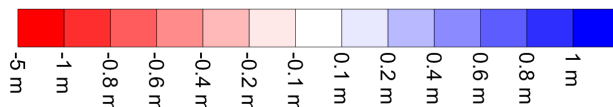


MNT des relevés topographiques découpés selon la zone S3.

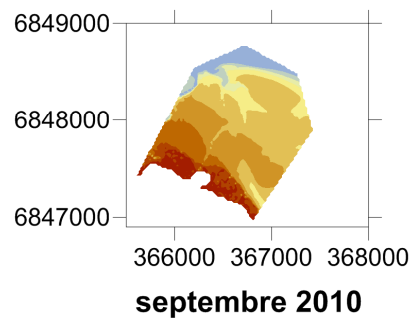
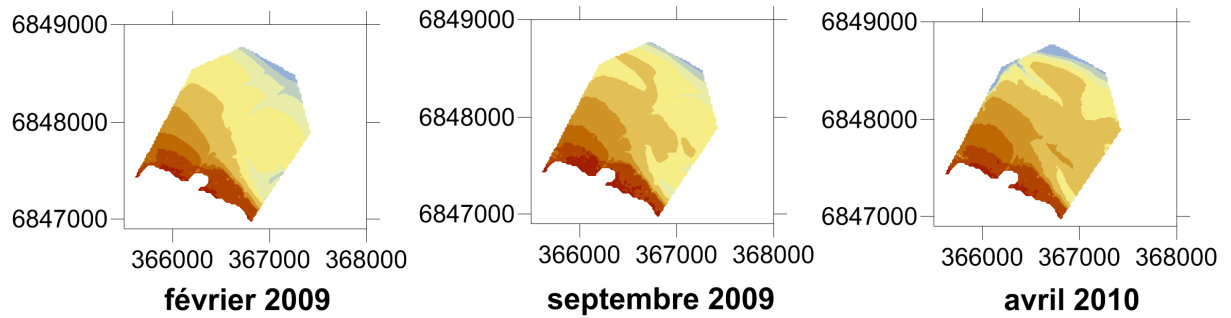
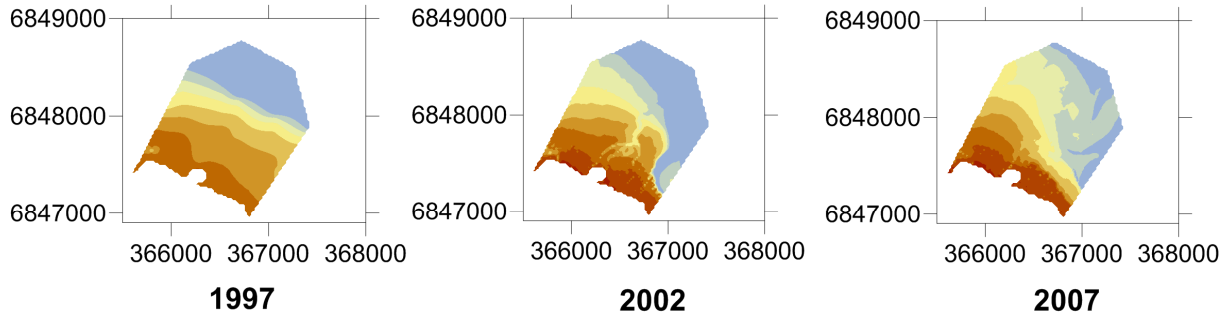


MNT différentiels de 1997 à 2010

- zone S3 -

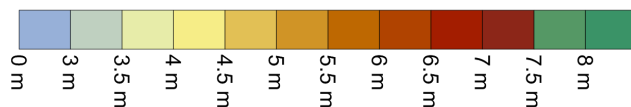


MNT différentiels des relevés topographiques découpés selon la zone S3.

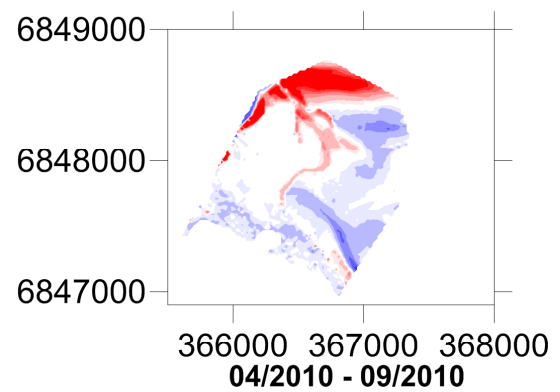
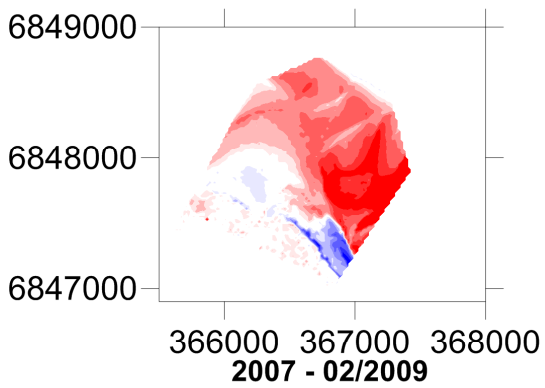
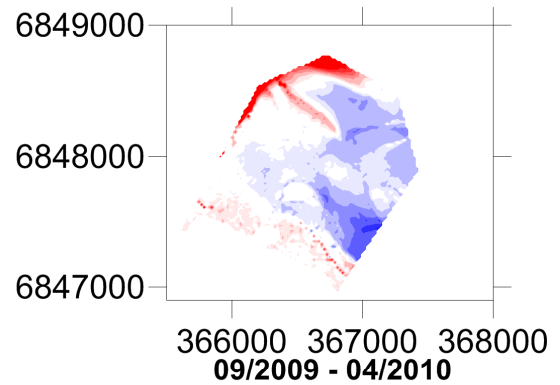
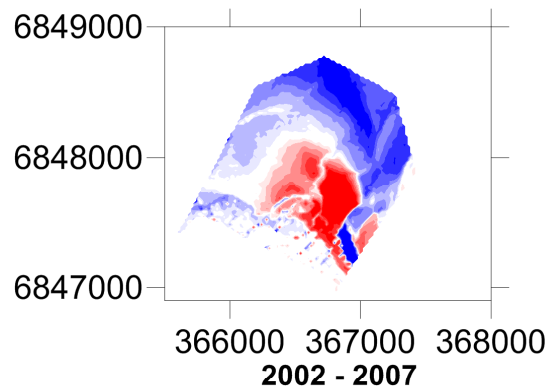
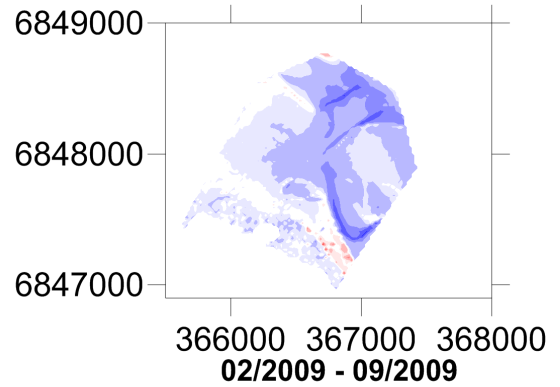
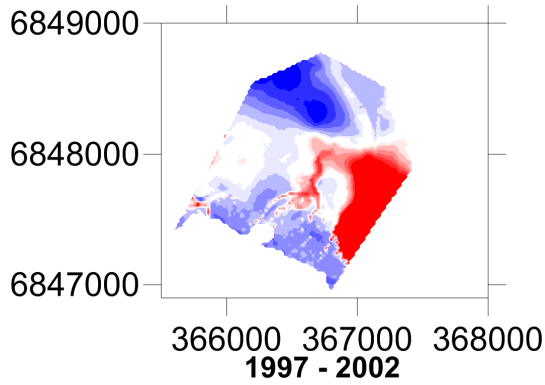


Evolution topographique de 1997 à 2010

- zone GB -

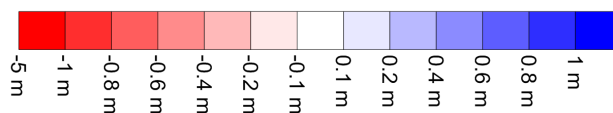


MNT des relevés topographiques découpés selon la zone GB.

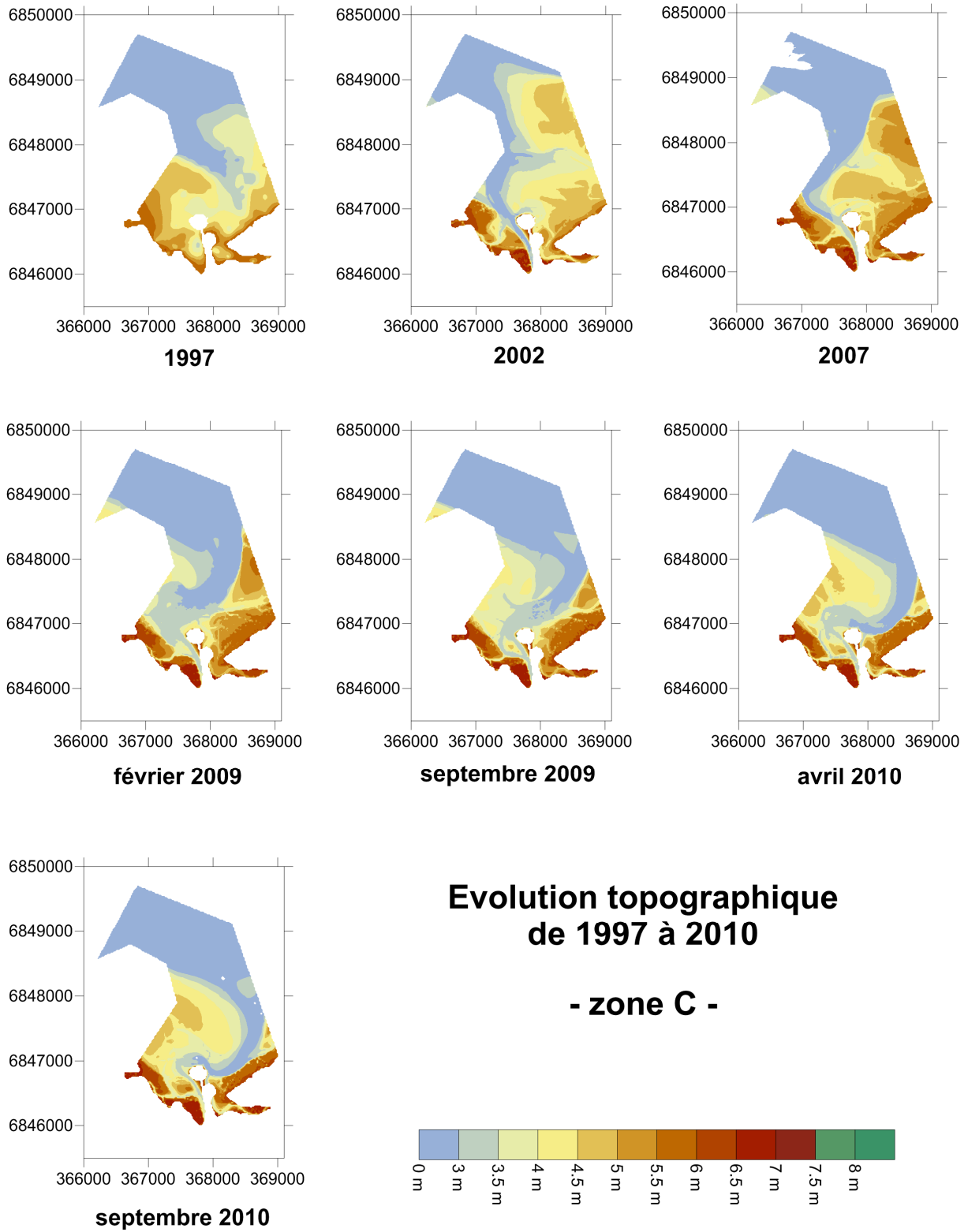


MNT différentiels de 1997 à 2010

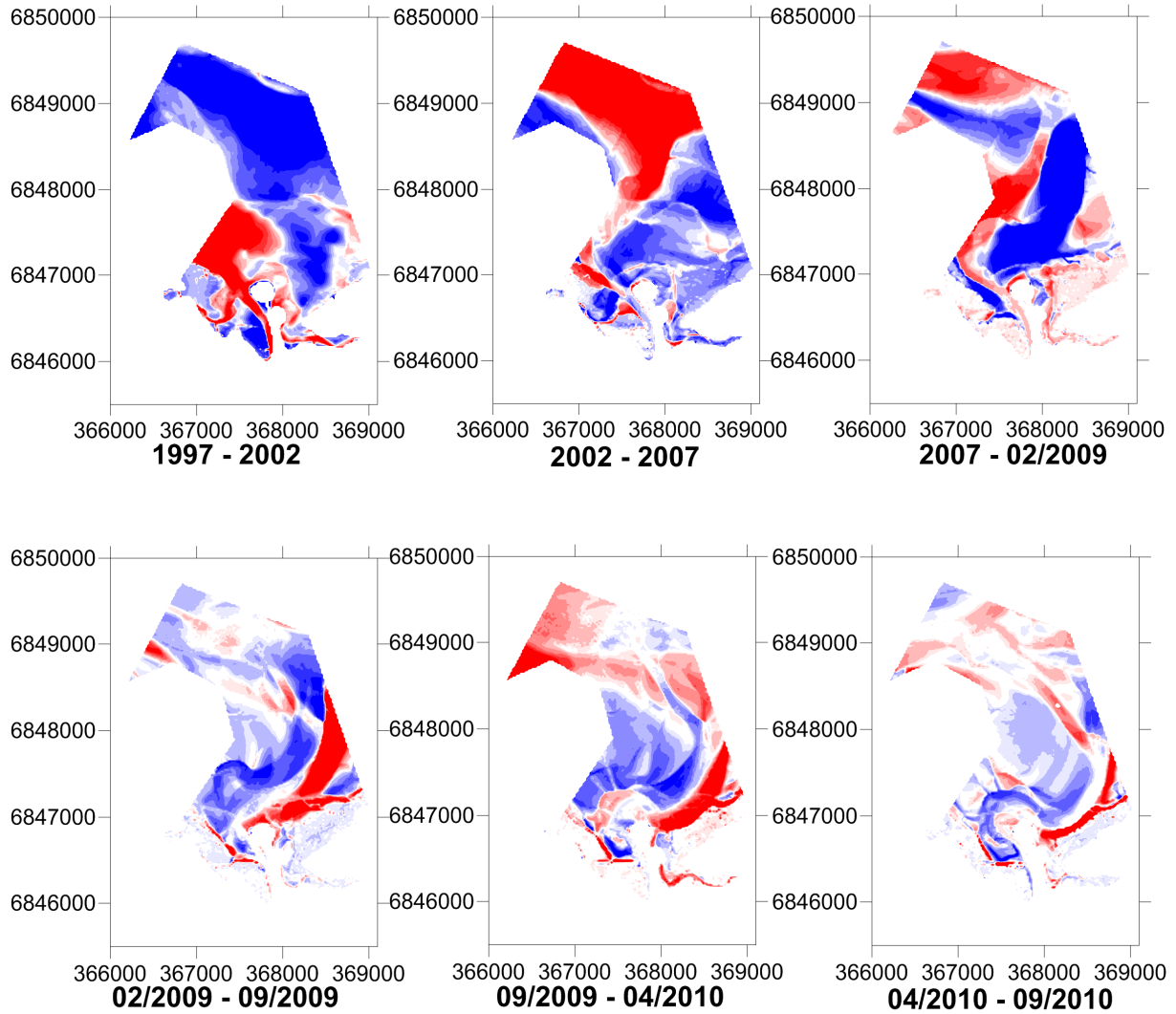
- zone GB -



MNT différentiels des relevés topographiques découpés selon la zone GB.

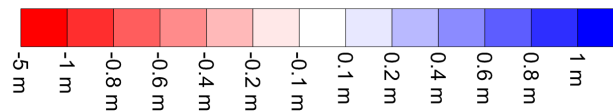


MNT des relevés topographiques découpés selon la zone C.



**MNT différentiels
de 1997 à 2010**

- zone C -



MNT différentiels des relevés topographiques découpés selon la zone C.

MONTAGES PANORAMIQUES ISSUS DE LA CAMERA

EVOLUTION DE LA POINTE A L'EST DU SCHORRE OUEST

Une caméra AXIS 2130 PTZ multidirectionnelle pilotée par ordinateur a été implantée au SW du Mont-Saint-Michel le 07/06/2007. Ce système autonome a pour objectif de suivre qualitativement l'évolution d'une partie du schorre ouest.

La cadence des prises de vue est bihebdomadaire, le mardi et le jeudi, à marée basse ± 2 h. Le champ de vision est de 110° (Fig. 120). Trois clichés sont pris pour former le panorama. Les photos sont assemblées grâce au logiciel Panorama Maker. La caméra, fixe, permet d'obtenir des panoramas de cadrage identique. Cependant, la définition du système vidéo, 704×480 pixels et les distorsions liées à l'assemblage panoramique font que la qualité du résultat n'est pas très bonne. Il s'agit donc de résultats qualitatifs. Au vu des faibles évolutions remarquées, il a été choisi de ne présenter qu'une seule image par mois. Certains mois ne sont pas représentés à cause de données manquantes. En effet, le système vidéo a enduré des pannes notamment au niveau de l'onduleur.

Les résultats concernant la période s'étalant du 07/06/2007 au 24/07/2008 sont consultables dans le manuscrit de Desguée (2008). La période couverte ici s'étale donc du 24/07/2008 au 07/12/2010. Les panoramas permettent d'observer :

- l'altitude moyenne des fonds :

Les anciens épis qui canalisent autrefois le Couesnon indiquent l'altitude 4 m IGN69. Ainsi, leur apparition sur les clichés témoigne d'une altitude moyenne des fonds relativement faible.

- l'érosion de la pointe est du schorre ouest :

Une criche entaille cette pointe. Desguée (2008) décrivait son remplissage. La période étudiée ici semble plutôt montrer le creusement de celle-ci avec un dépôt des sédiments à son embouchure, déviant ainsi le cours du Couesnon sur cette pointe. Se creusant, elle s'allonge jusqu'en juin 2009.

- l'activité du chenal de vidange du schorre ouest :

Ce chenal se situe entre une partie du schorre plutôt stable au cours du temps, alors qu'elle était montrée en extension lors de la période précédente, et une partie en érosion, discutée dans le point ci-dessus. Ce chenal méandrique est peu large. Son embouchure, qui se jette dans le chenal du Couesnon, migre entre une position plus occidentale, remarquée de juillet à août 2008, de janvier à mars 2009, de juillet à décembre 2009, et une plus orientale, remarquée de septembre à décembre 2008, de mai à juin 2009. A partir d'avril, le chenal est très peu actif et longe le côté est de son espace de divagation.

- l'activité du chenal du Couesnon :

Les panoramas permettent de suivre les différentes positions occupées par le Couesnon. Celui-ci présente tantôt deux bras (août à septembre 2008, janvier à mars 2009, juillet 2009 à avril 2010 et

août à décembre 2010), tantôt un seul. Ce dernier est situé le long du schorre ouest (octobre à novembre 2008, avril à mai 2009) ou le long du Mont-Saint-Michel (juillet 2008, juin 2009 et mai à juillet 2010). Ces différentes positions sont notamment contraintes par le banc de sable croissant au milieu du chenal, au SW du Mont-Saint-Michel. Lorsque le chenal est le long du schorre, ce dernier peut être érodé, jusqu'à parfois la formation de microfalaises.

- la croissance du banc de sable entre le schorre ouest et le SW du Mont-Saint-Michel :

Le chenal du Couesnon présente une forme à deux bras à cause de la présence de ce banc. Il est émergé à marée basse et peut dépasser la cote 4 m IGN69 lorsque les cordons d'enrochements ne sont pas visibles. A partir de juillet 2009, ce banc de sable est visible en permanence et semble croître. Et dès juin 2010, le sable du sommet du banc peut être sec. Cela peut dénoter une altitude suffisamment élevée pour que l'eau ne remonte pas par capillarité vers le sommet du banc.

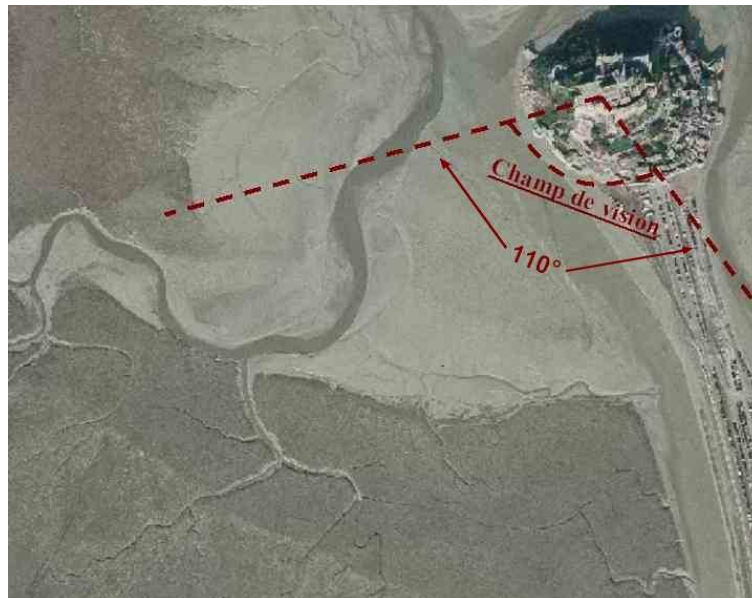


Fig. 120 : Champ de vision de la caméra installée au NW du Mont-Saint-Michel.



Evolution du schorre ouest du 24/07/08 au 06/11/08



Evolution du schorre ouest du 09/12/08 au 23/04/09



Evolution du schorre ouest du 19/05/09 au 10/09/09



Evolution du schorre ouest du 27/10/09 au 22/04/10



Evolution du schorre ouest du 11/05/10 au 26/10/10

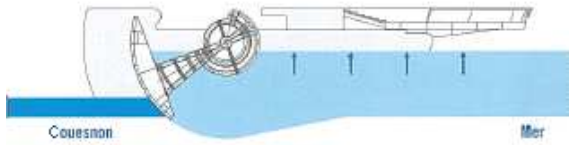


Evolution du schorre ouest du 11/11/10 au 07/12/10

ANNEXE VI

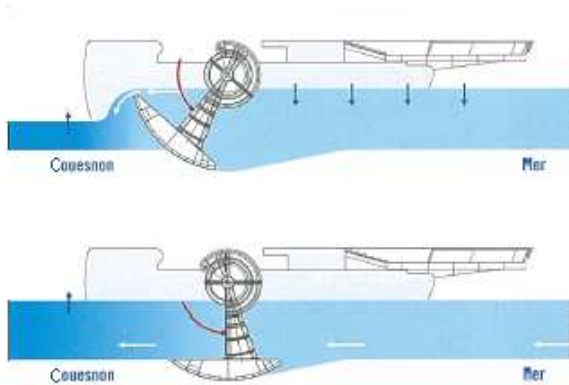
LES ETAPES DE FONCTIONNEMENT DU BARRAGE

Etape 1.



1 h 30 avant la pleine mer, les vannes se ferment. Le premier flot bute sur le barrage et les sédiments se déposent en aval du barrage, c'est une étape de décantation. L'eau ainsi décantée de ses sédiments limitera l'envasement du Couesnon à l'amont.

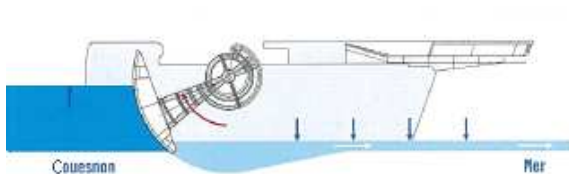
Etape 2.



Entre 1 heure et 10 minutes avant la pleine mer au plus tard, les vannes s'ouvrent et la marée remplit le Couesnon par sur-verse (par le dessus des vannes) avec l'eau la moins chargée en sédiments. La marée entre dans le Couesnon jusqu'à une cote limite pour ne pas inonder les terrains en amont. A l'équilibre des niveaux entre amont et aval, les vannes s'effacent.

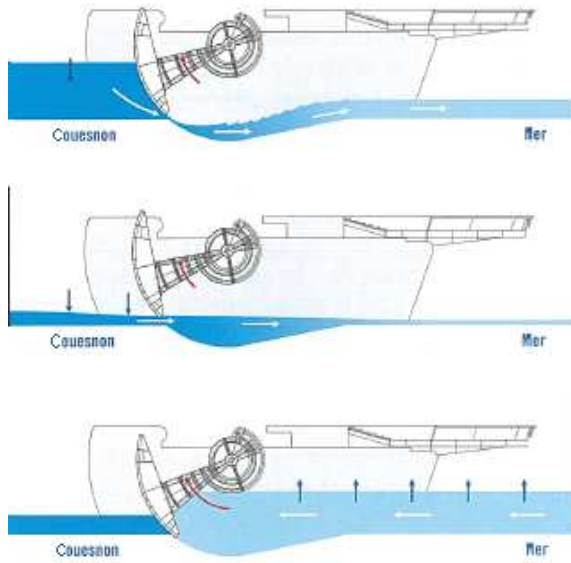
Dans certains cas, il n'y a pas de remplissage, étape très visuelle du fonctionnement du barrage : Les remplissages sont en général fluviaux-maritimes. Ils sont exclusivement fluviaux pour des marées dont le coefficient est inférieur à 50 ou pour des débits naturels du Couesnon compris entre 30 et 40m³/sec. Au-delà de 40m³/sec, aucun lâcher d'eau n'est généré.

Etape 3.



Au début de la marée descendante, les vannes se ferment. Un volume d'eau de 70 000 à 1 700 000 m³, selon les saisons et les marées, a été stocké. Plus le volume stocké est important, plus le lâcher d'eau sera long.

Etape 4.

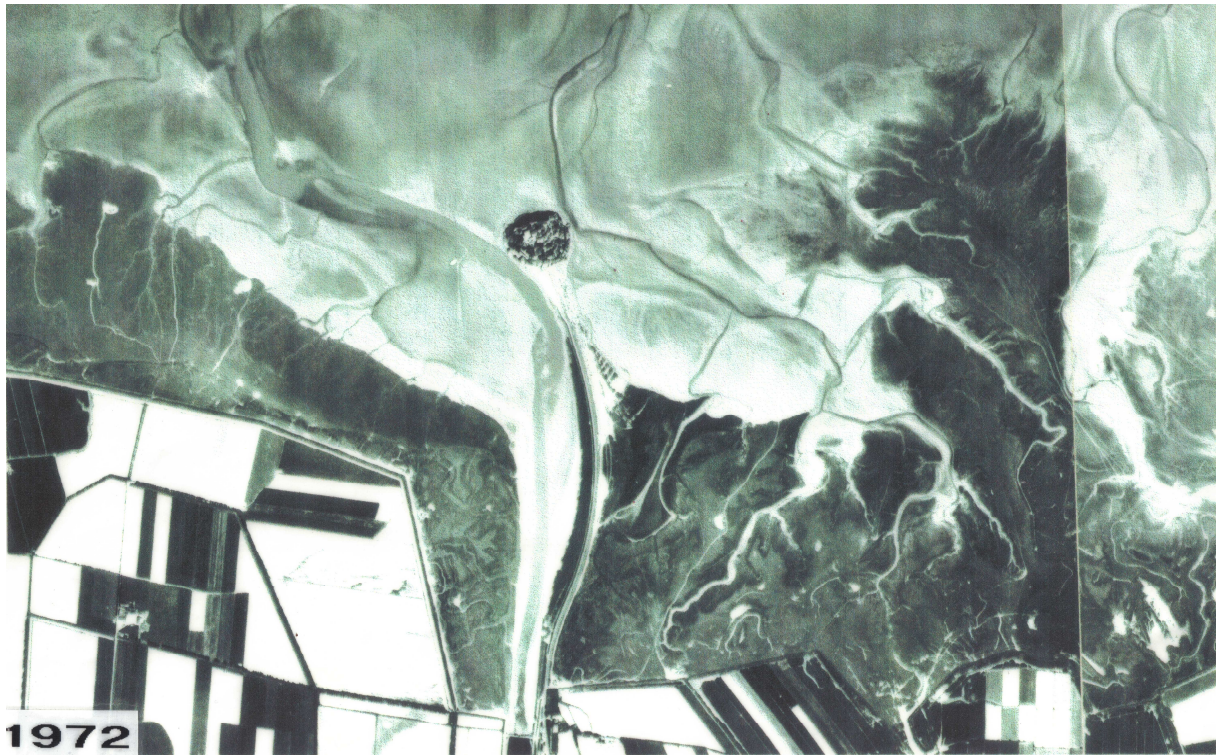


6 heures après la pleine mer, les vannes sont progressivement ouvertes (par le dessous des vannes), créant un lâcher d'eau progressif, sans vague ni déferlement, pendant une durée de 30 minutes à 3 heures. Plus le lâcher d'eau est long, plus il est efficace dans le transport des sédiments.

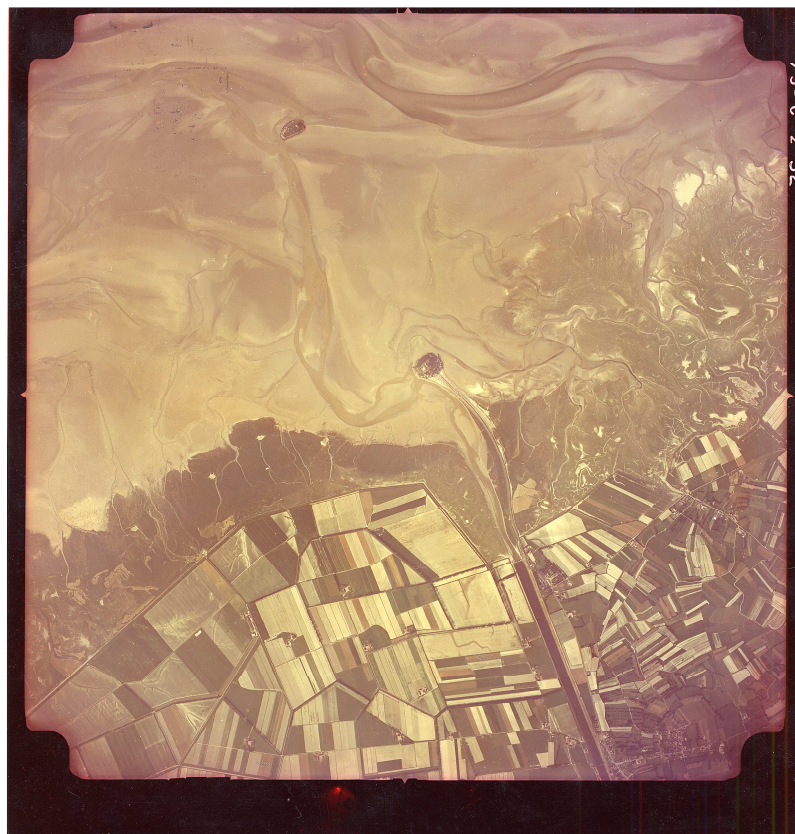
Texte issu de la description du fonctionnement du barrage de la Caserne sur www.projetmontsaintmichel.fr et du magazine La Baie n°16.

ANNEXE VII

DONNEES SOURCES DE LA PARTIE 2.II



Photographie aérienne IGN – 12/07/1972



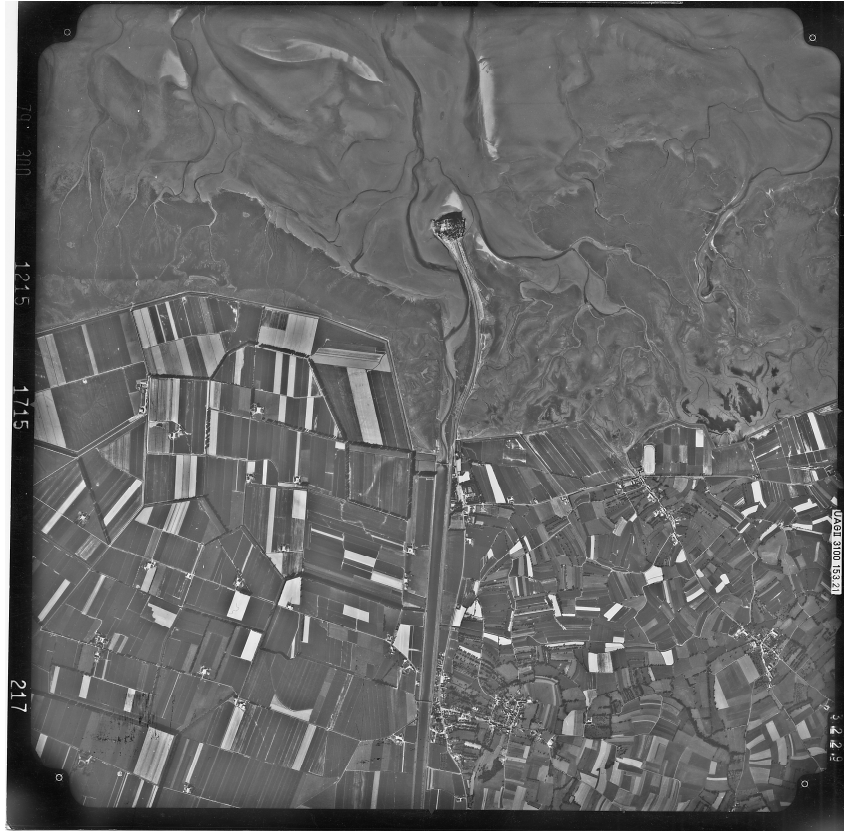
Photographie aérienne - --/07/1975



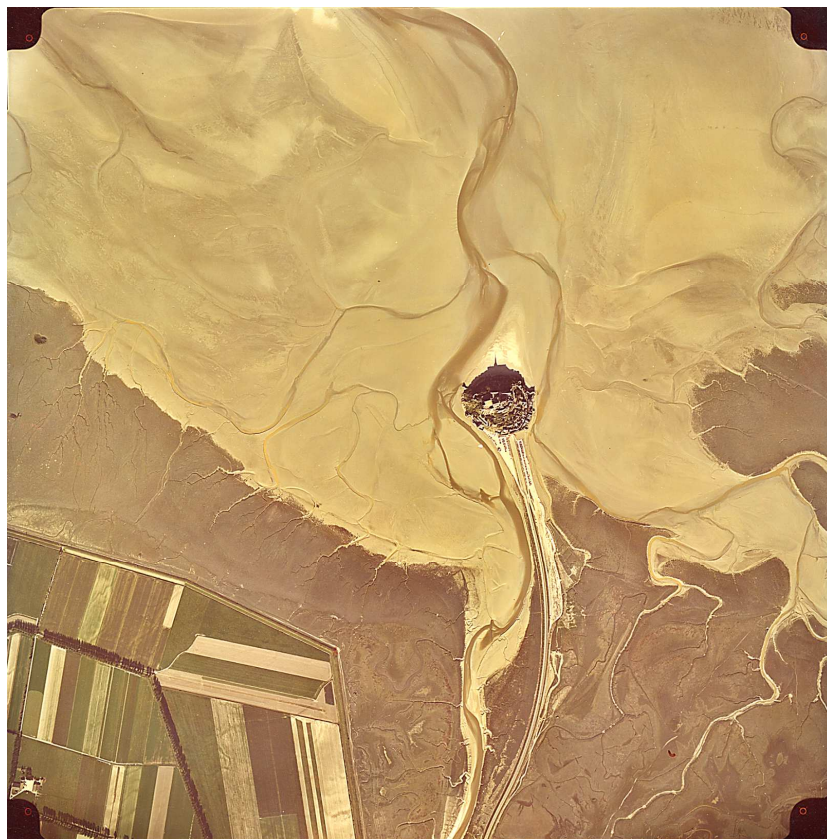
Photographie aérienne – 17/10/1977



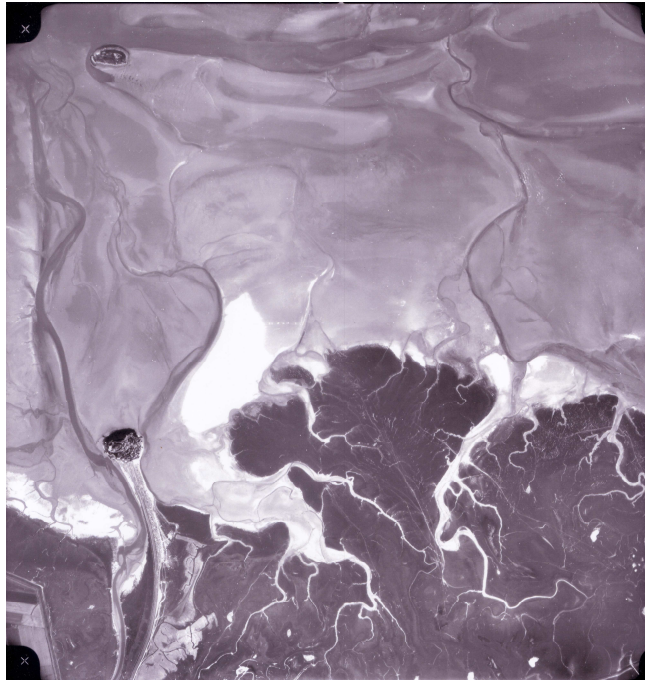
Photographie aérienne IGN – 14/08/1978



Photographie aérienne – 19/06/1979



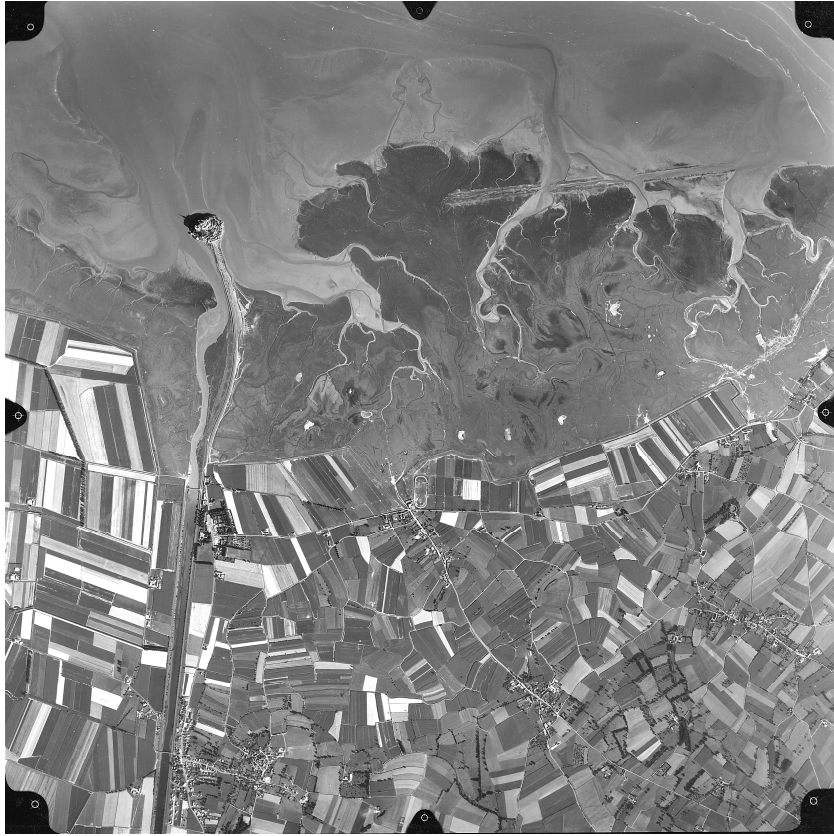
Photographie aérienne - --/10/1980



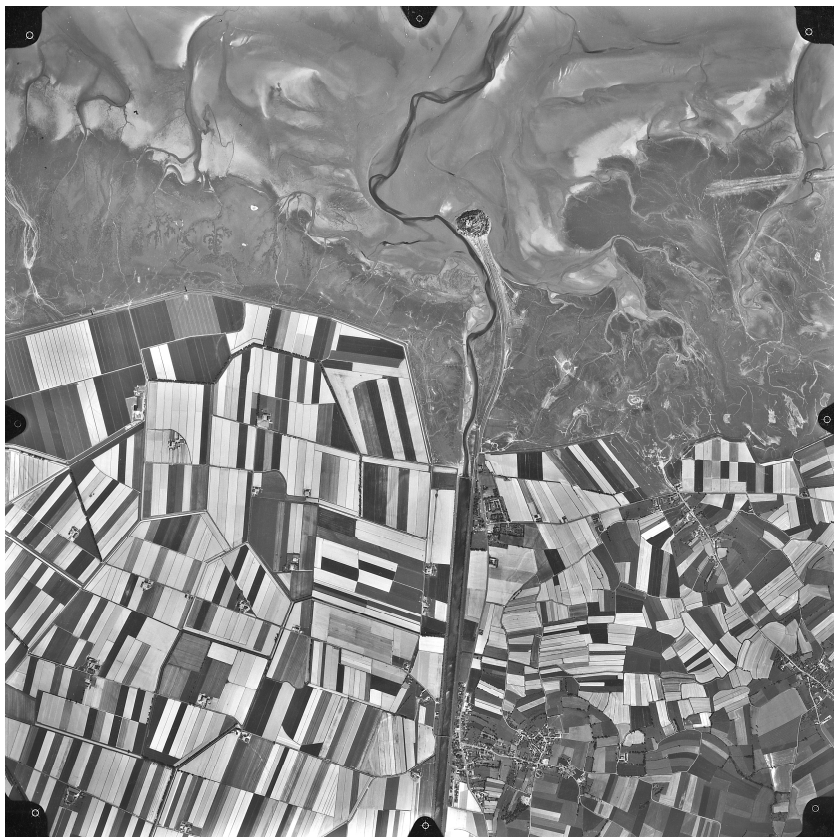
Photographie aérienne IGN – 18/07/1982



Photographie aérienne IGN – 19/06/1984



Photographie aérienne – 05/09/1986



Photographie aérienne – 29/05/1989



Photographie aérienne IGN – 13/07/1990



Photographie aérienne IGN – 20/08/1991



Photographie aérienne IGN – 09/04/1992

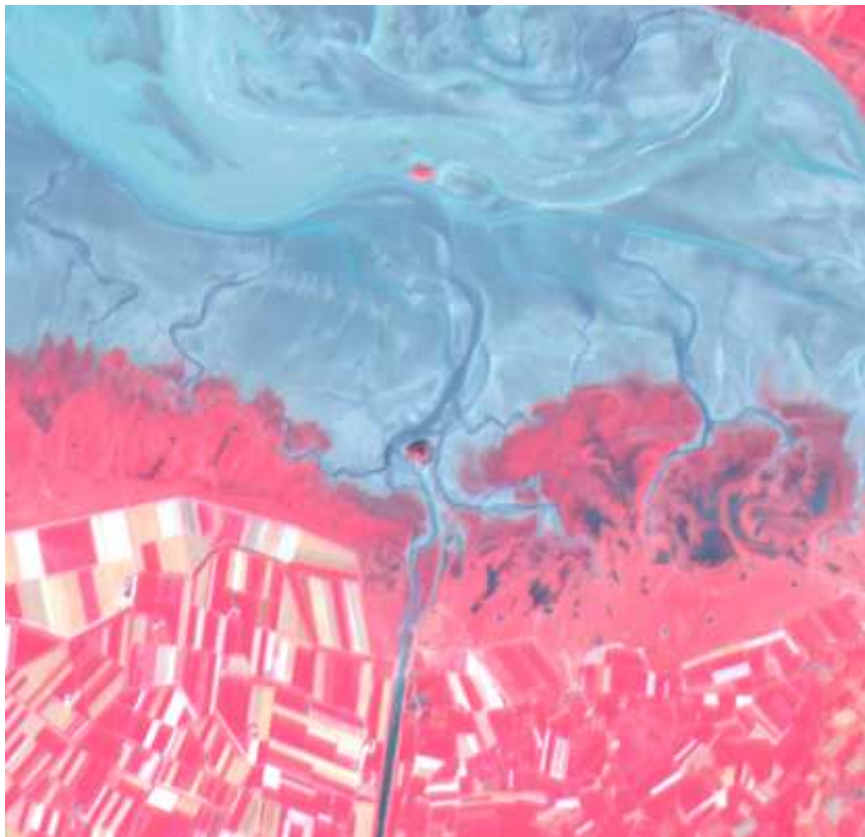


Image Spot 20m – 20/08/1993



Photographie aérienne IGN – 27/03/1994



Image Landsat 30m – 04/05/1995



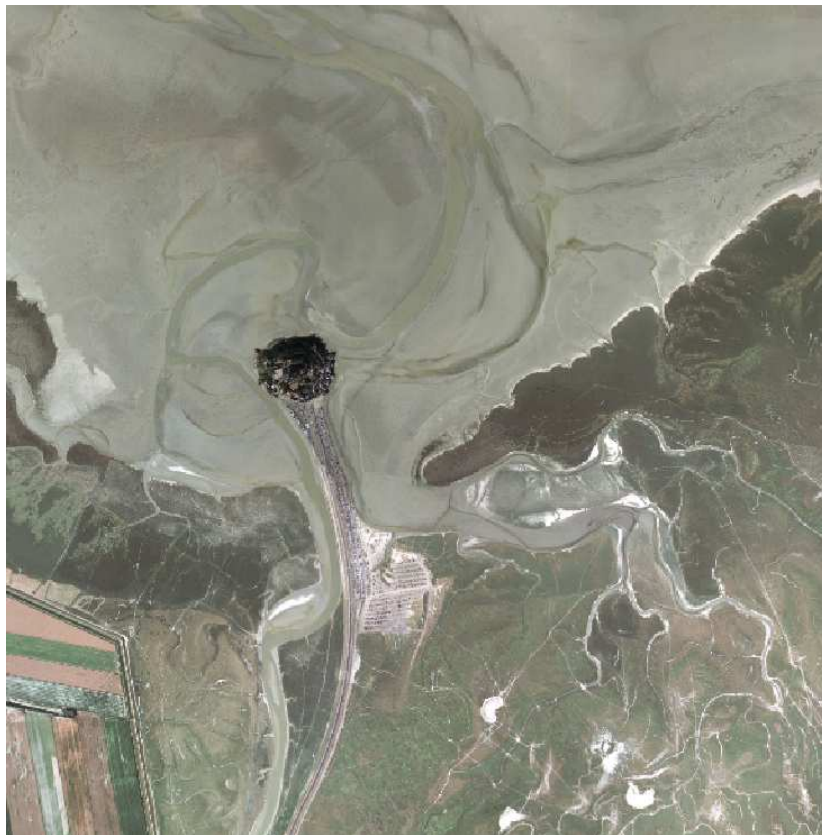
Photographie aérienne IGN – 17/03/1996



Photographie aérienne IGN – 30/03/1997



Photographie aérienne IGN – 02/07/1999



Photographie aérienne IGN – 07/10/2000



Photographie aérienne IGN – 16/06/2001

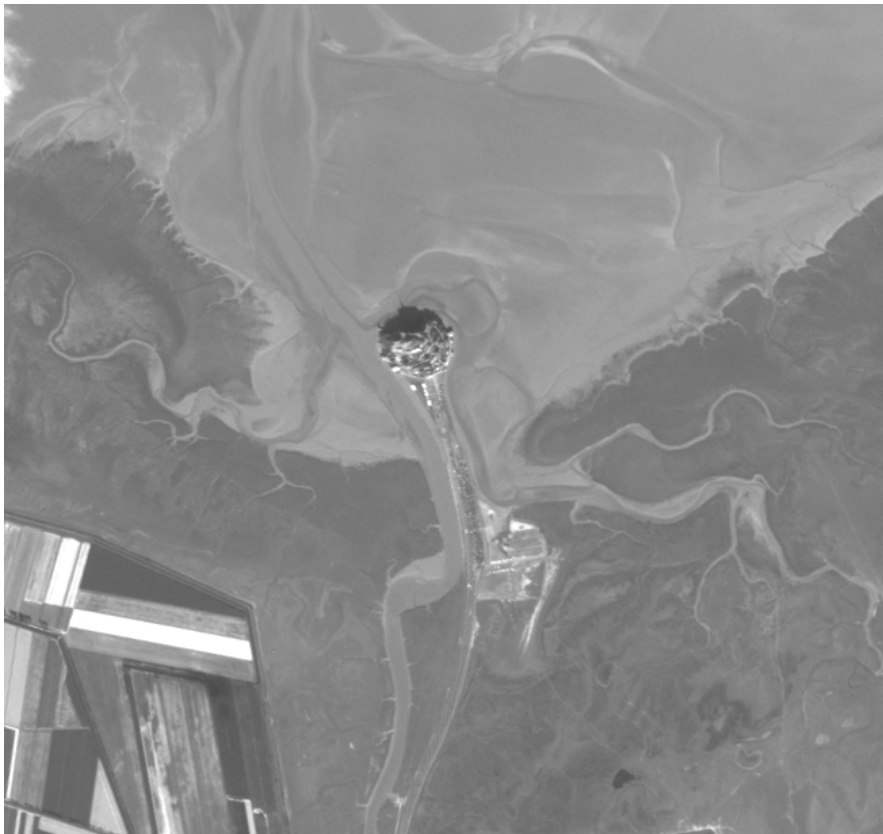


Image Spot 5m – 02/09/2002

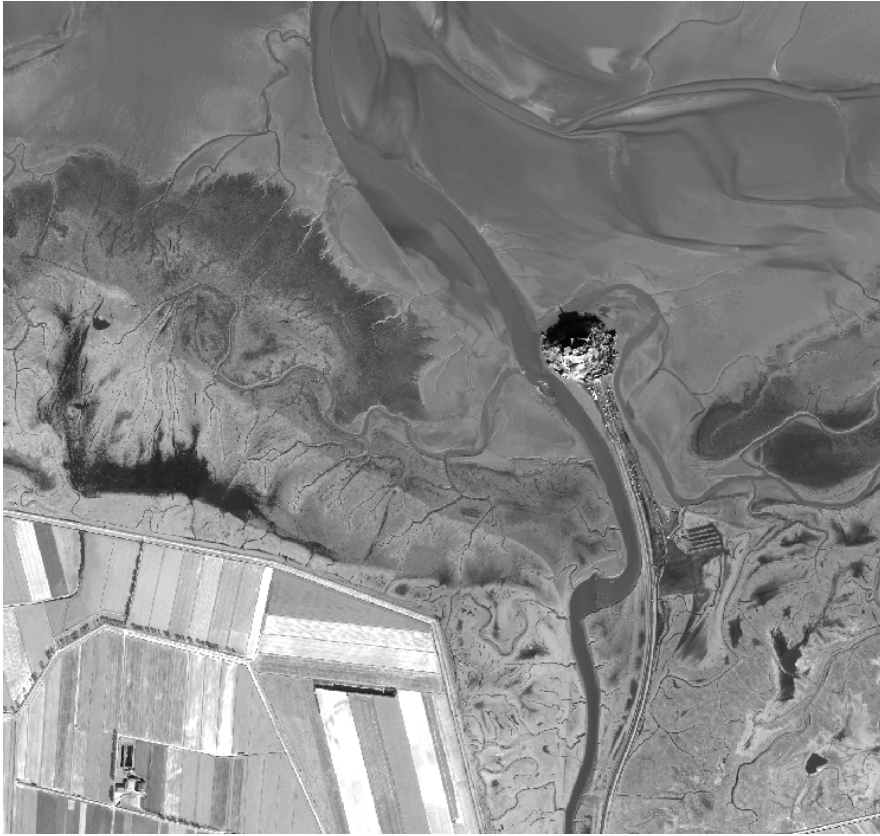


Image Quickbird 0,6m - --/03/2003

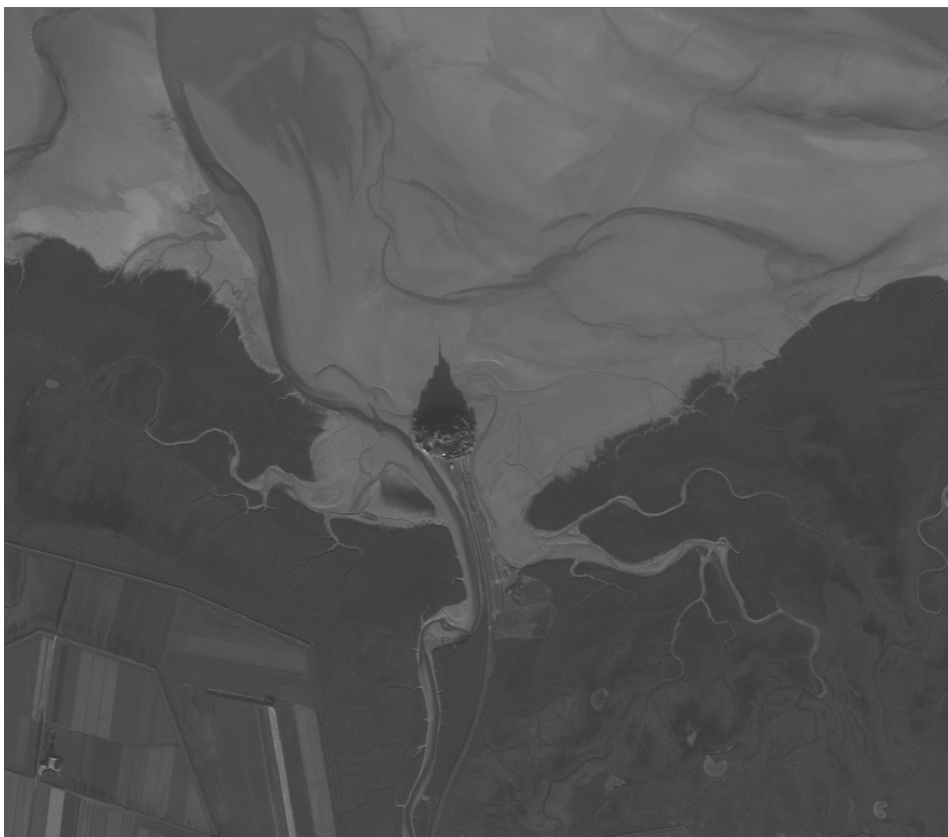


Image Spot 2,5m – 18/12/2003

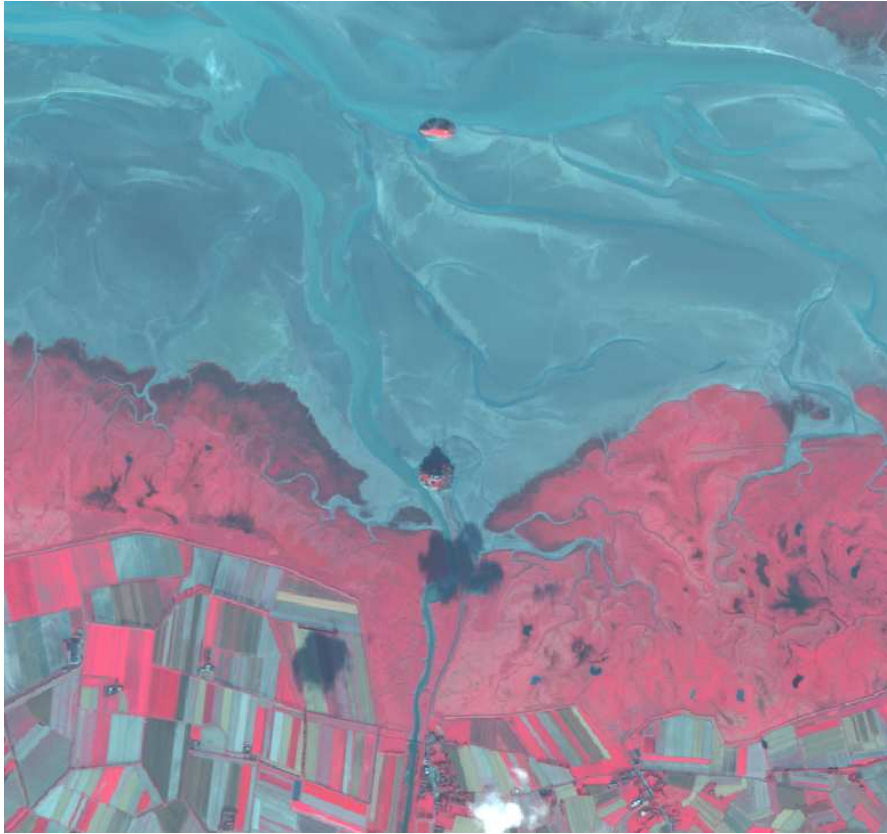
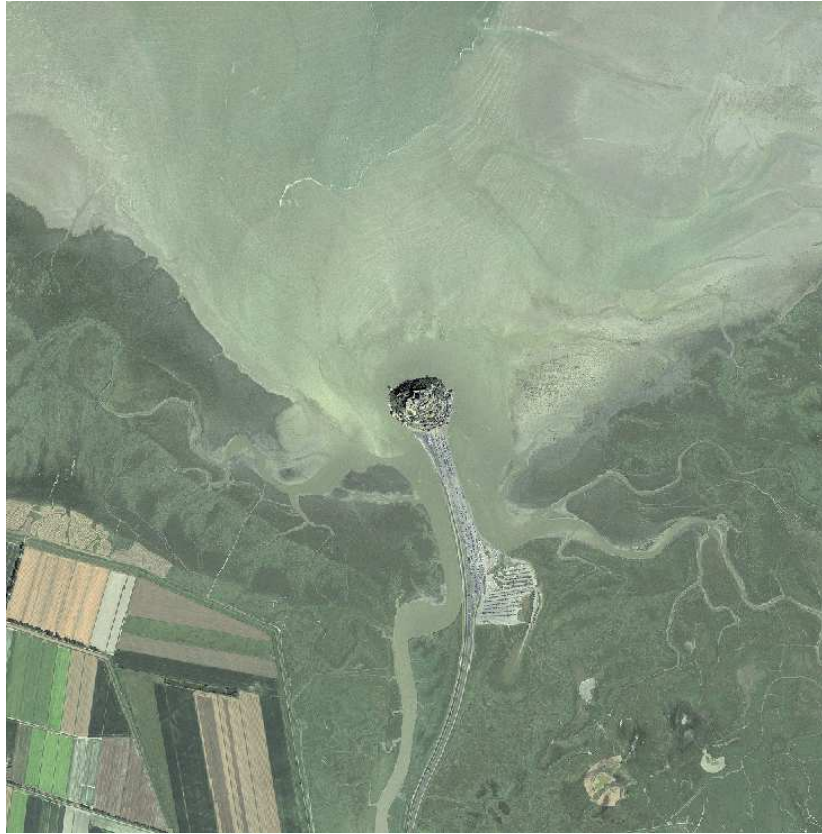


Image Spot 2,5m – 04/11/2005



Photographie aérienne IGN – 07/06/2006



Photographie aérienne IGN – 23/05/2007

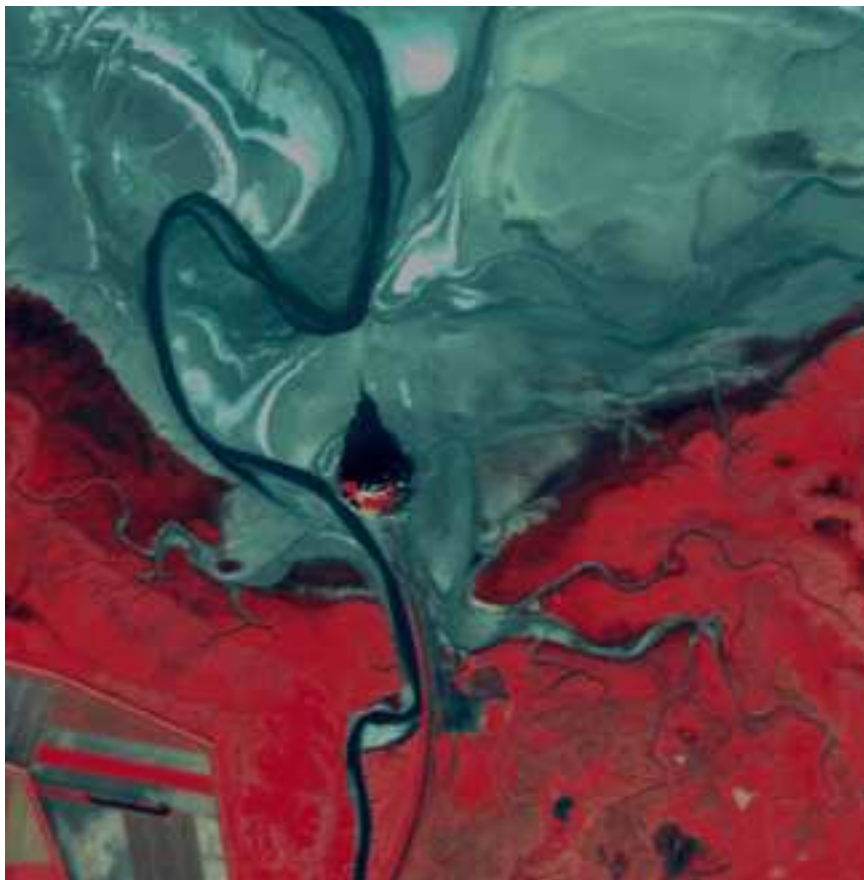


Image Spot 20m – 19/12/2007

Résumé

La littérature concernant la divagation des chenaux sur le domaine intertidal est lacunaire, à fortiori sur la slikke. Ce phénomène est illustré dans ce travail avec l'exemple du chenal du Couesnon dans la partie interne de la baie du Mont-Saint-Michel. Un jeu de photographies aériennes et images satellitaires a permis l'étude des divagations du Couesnon, de 1969 à nos jours. Des relevés topographiques ont été réalisés avec des techniques laser terrestre et aéroporté, afin de caractériser les évolutions : i) des fonds sédimentaires sous l'influence des chenaux, de 1997 à 2010 ; ii) des bilans sédimentaires. Ces différentes évolutions sont corrélées avec différents forçages mesurés : marée, débit fluvial, conditions météorologiques et agitation. Il est ainsi mis en évidence le rôle du cycle à 18,6 ans de la marée sur la dynamique du chenal du Couesnon. En phase ascendante les apports sédimentaires contraignent le chenal vers l'Est, alors qu'en phase descendante, le Couesnon retrouve une position d'axe NNW, voire plus occidentale. En réponse à la diminution des apports sédimentaires, le chenal est principalement soumis à des paramètres externes : débits fluvial et solide, et interne : pente. Il est aussi montré que dans une tendance à l'accrétion globale du système, de $+100\ 000\ \text{m}^3/\text{an}$, l'évolution des bilans sédimentaires n'est pas linéaire, et montre parfois des phases érosives. Les bilans sédimentaires sont spatio-temporellement variables. L'érosion des surfaces est principalement due au renforcement du jusant induit par la présence des chenaux. Ce travail a permis de réaliser un schéma de fonctionnement hydrosédimentaire global de la partie interne de la baie du Mont-Saint-Michel.

Sedimentary grounds evolution under the influence of wandering channels around the Mont-Saint-Michel monument

Abstract

Literature about wandering channels on salt marshes is quite incomplete, especially on the mudflat. This phenomenon is illustrated in this work through the example of the Couesnon river in the inner part of the Mont-Saint-Michel bay. The Couesnon channel wanderings were studied with an aerial photos and satellite images dataset from 1969 to nowadays. Topographic surveys were conducted with aerial and terrestrial laser techniques, in order to characterize: i) sedimentary grounds evolution under tidal channel influence, from 1997 to 2010; ii) sedimentary balance evolution. Those evolutions were linked to different measured physical processes: tide, flow, wind and swell. The role of the 18.6 year lunar nodal cycle on the Couesnon channel dynamic is highlighted. Sedimentary inputs force the channel to the East on ascending phase, while the Couesnon river adopt a NNW axis position (or more to the west) on a descending phase. Due to the sedimentary inputs decrease, the channel is influenced by extern parameters: flow, discharge and intern one: slope. The global accretion of the system, about $+100\ 000\ \text{m}^3/\text{yr}$ is not linear. Negative sedimentary balance occurs. Sedimentary balances vary in space and time. The surface erosion is mainly due to the ebb strengthening induced by channels presence. This work allows the realization of a global hydrosedimentary functioning scheme of the inner part of the Mont-Saint-Michel bay.

Mots clefs: sédimentologie, topographie, chenaux, zone intertidale

Discipline : Géomorphologie côtière

Laboratoire : UMR CNRS 6143 – M2C « Morphodynamique Continentale et côtière » - 24 rue des tilleuls, 14000 Caen, France

