UNIVERSITÉ DU QUÉBEC
INSTITUT NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
CENTRE EAU TERRE ENVIRONNEMENT

UTILISATION DU LIDAR BATHYMÉTRIQUE POUR LA DÉTERMINATION DES PROCESSUS HYDRODYNAMIQUES

Par

Francis AUCOIN

Mémoire présenté pour l'obtention du grade de
Maître ès sciences (M.Sc.)
en **Sciences de la terre**

Jury d'évaluation

Président du jury	Monique Bernier INRS, Centre Eau Terre Environnement
Examinateur externe	Philip Hill CGC-Pacific, NRCan
Directeur de recherche	Bernard Long INRS, Centre Eau Terre Environnement

© droits réservés de Francis AUCOIN, 2011

RÉSUMÉ

Cette étude démontre l'utilisation du LiDAR bathymétrique aéroportée (ALB) pour acquérir des informations sédimentologiques et hydrodynamiques. Les données ALB ont été collectées en 2006 par le *Scanning Hydrographic and Oceanographic Airborne LiDAR Survey* (SHOAL-3000T) sur plus de trois sites dans la Baie-des-Chaleurs, dans l'est canadien, et les formes d'onde des intensités de retour du laser ont été analysés. Des paramètres statistiques (c'est-à-dire la moyenne, l'écart-type, le coefficient d'asymétrie et le coefficient d'aplatissement) sont extraits de la forme d'onde et corrélés à la morphologie du fond pour différents types de surface. L'ensemble de l'étude s'appui sur 252 régions d'intérêt sur différentes surfaces de 35 zones d'intérêt, c'est-à-dire sur différentes architectures sédimentaires. Les résultats démontrent que les intensités de retour sont élevées et ont une gamme plus élevée sur les flancs d'érosion des dunes actives que sur les dunes passives grâce à une plus grande densité des sédiments de surface et aux variations de pressions hydrodynamiques exercées sur les surfaces des dunes hydrauliques. Les variances sont plus élevées dans les zones de transport par charriage et en suspension dans la couche limite sur les dunes actives et plus élevées sur les zones passives où les surfaces sont bioturbées. Les variations élevées du coefficient d'asymétrie démontrent l'impact des variations de porosité sur la forme de la pulse. Les barres d'avant-côtes démontrent des tendances d'intensité moyenne et de variance sur leurs différentes surfaces. À partir de la barre jusqu'à la côte, les valeurs élevées des variances révèlent une forte porosité de la surface du fond dû à la remobilisation du sédiment dans la zone de déferlement. La passe de Bonaventure a des intensités de retour et des variances plus fortes sur le delta de jusant grâce à la présence de courants de dérive littorale et de l'action des houles.

Des tendances statistiques ont été utilisées pour détecter la limite de l'action de la houle. Ces résultats démontrent une sous-estimation évaluée préalablement à 5 m de profondeur. Cela dit, les résultats doivent être corrélés avec d'autres sites. Basé sur des données ALB et des données en laboratoire, l'effet d'atténuation de la colonne d'eau, de la minéralogie à la surface du fond et des angles de rétrodiffusion sont analysés et discutés. Les résultats prouvent qu'il est possible de caractériser les processus hydrodynamiques à l'aide du SHOAL-3000T.

ABSTRACT

This study demonstrates the use of airborne LiDAR bathymetry (ALB) to derive sedimentological and hydrodynamical information. ALB data were collected in 2006 with the Scanning Hydrographic and Oceanographic Airborne LiDAR Survey (SHOAL-3000T) over three test sites in eastern Canada and the laser return intensity waveforms were analysed. Statistical parameters (i.e. mean, standard deviation, skewness coefficient, kurtosis coefficient) were extrated from the waveforms and correlated to bedform morphology for different bedform morpho-types. ALB benthic return intensities are found to have higher range on active dune stoss-sides than on passive dunes due to the effect of hydraulic variation pressures on hydraulic dunes. On active zones, standard deviation values are higher in bedload and suspended sediment transport zones. Skewness coefficient variations demonstrated the impact of porosity variations of active dunes on the waveform of the pulse and standard variations are higher in bioturbated surfaces of passive zones. Offshore bars demonstrated return intensities and standard deviation trends on their different surfaces. From the bar to the coast line, high standard deviation values demonstrated higher porosity surfaces due to the sediment remobilization in the vortex zone (swell zone). The ebb-tidal delta of the inlet of Bonaventure demonstrated higher intensity and standard deviation values caused by the effect of longshore currents and wave action.

Statistical trends are found to detect the limit of the action of swell waves. Results show that there is probably beforehand underestimation of 5 m deep from others studies. Having said that, results have to be precise and correlate with others sites. Based on ALB data and lab data, the effect of water attenuation, of bedform mineralogy and backscattering angles are analyzed and discussed. Results proved the SHOAL-3000T system's capacity to characterize hydrodynamical process.

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier plusieurs personnes qui, à travers mes deux années de maîtrise, m'ont apporté leur aide précieuse autant sur le côté académique que sur le plan moral. Premièrement, je tiens à remercier M. Bernard Long d'avoir eu confiance en moi en me donnant la chance de faire partie de son équipe de recherche et de m'avoir laissé partir en conférence en son nom. Les nombreux échanges et les conseils m'ont amené à surpasser mes limites, à améliorer mon écriture scientifique et mes techniques de présentation. Je tiens à souligner les efforts de Régis Xhardé qui ont permis de m'aider dans mes raisonnements, mes incertitudes et mon écriture. Partageant le même bureau, je le remercie d'avoir répondu à mes innombrables questions. Je remercie aussi Louis-Frédéric Daigle, Mathieu Deschênes et Constant Pilote pour leurs appuis techniques concernant le MAPLE au laboratoire lourd. Je remercie Stéphane Montreuil pour avoir partagé ses études connexes à mon mémoire à des fins de comparaison et de m'avoir donné quelques conseils concernant les rudiments d'une écriture scientifique rigoureuse et les premières étapes à suivre dans l'utilisation du logiciel IDL-Envi.

À distance, je remercie Antoine Collin de m'avoir donné tous les outils nécessaires à la construction de ma banque de données avec son protocole dans IDL-Envi. Aussi, pour tout son temps qu'il a consacré à répondre à mes nombreuses questions et aux articles pertinents partagés. Des Iles de la Madeleine, je tiens à remercier mes parents, mon frère et sa conjointe qui ont toujours eu les mots pour m'encourager dans toutes les étapes de ma maîtrise.

Finalement, je remercie spécialement Alexandre Pratte de m'avoir encouragé presque tout au long de cette belle étape académique.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES ..... **XV**

LISTE DES TABLEAUX ..... **XXI**

LISTE DES ABRÉVIATIONS ET DES SIGLES ..... **XXI**

PUBLICATIONS ..... **XXII**

INTRODUCTION **1**

CHAPITRE 1 : ARCHITECTURES SÉDIMENTAIRES **5**

1.1 Structures internes et externes des rides et des dunes 5

1.1.1 Profil de densité de surface des rides et des dunes 6

1.1.2 Impact de la densité sur les intensités de retour du bleu-vert 7

1.2 Les passes 8

1.3 Les barres d'avant-côtes 10

1.3.1 Profil de densité de surface des barres d'avant-côtes 10

1.4 Synthèse et hypothèses 11

CHAPITRE 2 : SITES À L'ÉTUDE **13**

2.1 Paspébiac 14

2.1 Épi de la plage à Norbert 15

2.1 Gignac 16

2.1 Bonaventure 17

2.1 New-Carlisle 18

CHAPITRE 3 : MATÉRIELS **21**

3.1 Le système SHOALS-3000T 21

3.1.1 La signature spectrale de l'intensité - *waveform* 24

3.2 MAPLE 25

3.3 Capteur optique 26

3.4 Environnement logiciel 27

CHAPITRE 4 : MÉTHODES 29

4.1 Protocole IDL-Envi 29

4.1.1 Paramètres statistiques à l'étude 30

4.2 Normalisation bathymétrique 31

4.2.1 Approche statistique 32

4.2.2 Atténuation de la bathymétrie 33

4.3 Atténuation du laser dans les sédiments 38

4.3.1 Montage expérimental 38

4.3.2 Atténuation dans trois échantillons 39

4.4 Effets des angles de rétrodiffusion 42

4.4.1 Protocole expérimental 42

4.4.2 Résultats pour le quartz et les échantillons de Bonaventure et Paspébiac 44

CHAPITRE 5 : RÉSULTATS 47

5.1 Paspébiac 48

5.1.1 Zones d'intérêt 1 - Barre d'avant-côte 48

5.1.2 Zones d'intérêt 2 - Pointe des deux cordons 49

5.1.3 Zones d'intérêt 3 - Dunes au large des deux cordons 50

5.1.4 Zones d'intérêt 4 - Dunes actives et passives à l'est du barachois 50

5.1.5 Zones d'intérêt 5 - Dunes profondes à l'est du barachois 52

5.2 Épi de la plage à Norbert 53

5.2.1 Zones d'intérêt 6 et 7 - Zones d'érosion et d'accumulation autour de la jetée 53

5.2.2 Zones d'intérêt 8 - Dunes devant la jetée 55

5.3 Gignac 56

5.3.1 Zones d'intérêt 9 et 10 - Vestiges de l'ancien chenal et chenal actif 56

5.3.2 Zones d'intérêt 11 - Profil transversal des deux chenaux 58

5.4 Bonaventure 59
5.4.1 Zones d'intérêt 12 - Passe 59
5.4.2 Zones d'intérêt 13 et 14 - Barres d'avant-côtes 60
5.4.3 Zones d'intérêt 15 - Dunes au large de la flèche à l'est de la passe 61
5.5 Limites de l'action de la houle 63
5.5.1 Paspébiac est et ouest 63
5.5.2 New-Carlisle 65
5.5.3 Bonaventure 67
CHAPITRE 6 : DISCUSSION 69
6.1 Normalisation bathymétrique 69
6.2 Atténuation du laser dans le sédiment 69
6.3 Angles de rétrodiffusion 70
6.4 Résultats terrains 71
6.4.1 Dunes 71
6.4.2 Les barres d'avant-côtes 74
6.4.3 La passe de Bonaventure 75
6.4.4 Constats 76
6.5 Limites de l'action de la houle 77
6.5.1 Paspébiac est et ouest 77
6.5.2 New-Carlisle 77
6.5.3 Bonaventure 78

CONCLUSION 81
BIBLIOGRAPHIE 83

ANNEXE 1 - SCANOGRAPHE 89

ANNEXE 2 - SPÉCIFICATIONS DU SHOALS-1000T EN MODE HYDROGRAPHIQUE 91

ANNEXE 3 - PROTOCOLE IDL-ENVI (FRANCIS_FILE.PRO) 93

ANNEXE 4 - TABLEAUX DES RÉSULTATS DES FIGURES SÉDIMENTAIRES 97

ANNEXE 5 - TABLEAUX ET PROFILS BATHYMÉTRIQUES DES RÉSULTATS - LIMITES DE L'ACTION DE LA HOULE 113

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Structures internes et externes d'une ride 5

Figure 2 : Densité maximale du sédiment à la surface de la ride 7

Figure 3 : Liquéfaction du bas du flanc d'érosion par les vortex 7

Figure 4 : Intensités du bleu-vert en fonction des densités de surface d'une ride selon la vitesse du courant 8

Figure 5 : Schéma d'une passe formée par les marées avec des deltas bien développés ... 9

Figure 6 : Système transgressif d'une vallée incisée 9

Figure 7 : Exemple d'un profil de l'écart-type de la distribution granulométrique de surface d'un profil perpendiculaire à la côte 11

Figure 8 : Carte localisant la Baie-des-Chaleurs et les quatre sites à l'étude 14

Figure 9 : Carte de la région de Paspébiac et de l'épi de la plage à Norbert 16

Figure 10 : Carte de la région de Gignac 17

Figure 11 : Carte de la passe de Bonaventure 19

Figure 12 : Photo aérienne de la région de New-Carlisle 19

Figure 13 : Schéma du trajet des deux longueurs d'onde lors de la collecte aéroportée des données 22

Figure 14 : Diagramme du fonctionnement du système SHOAL-1000T 23

Figure 15 : Les mouvements X, Y et Z d'un avion; le roulis, le tangage et le lacet 23

Figure 16 : Le traçage du scanne par balayage du SHOAL-1000T 24

Figure 17 : Exemple d'une courbe d'intensité bathymétrique obtenue pour chacun des points scannés 25

Figure 18 : Prototype MAPLE et son *datalogger* CR1000 26

Figure 19 : Schéma général des étapes suivies pour le traitement des données 30

Figure 20 : Caractéristiques des comportements des paramètres statistiques à l'étude 31

Figure 21 : Variations de la signature selon les différentes valeurs de bathymétrie 32

Figure 22 : Valeurs des intensités moyennes pour chacune des ROIs avant et après la correction de l'atténuation de la bathymétrie 34

Figure 23 : Valeurs des intensités moyennes pour chacune des ROIs avant et après la correction de l'atténuation de la bathymétrie (ROIs passives) 34

Figure 24 : Valeurs des intensités moyennes pour chacune des ROIs avant et après la correction de l'atténuation de la bathymétrie (ROIs actives) 34

Figure 25 : Valeurs des variances des intensités pour chacune des ROIs avant et après la correction de l'atténuation de la bathymétrie 35

Figure 26 : Valeurs des variances des intensités pour chacune des ROIs avant et après la correction de l'atténuation de la bathymétrie (ROIs passives) 35

Figure 27 : Valeurs des variances des intensités pour chacune des ROIs avant et après la correction de l'atténuation de la bathymétrie (ROIs actives) 35

Figure 28 : Valeurs des asymétries des intensités pour chacune des ROIs avant et après la correction de l'atténuation de la bathymétrie 36

Figure 29 : Valeurs des asymétries des intensités pour chacune des ROIs avant et après la correction de l'atténuation de la bathymétrie (ROIs passives) 36

Figure 30 : Valeurs des asymétries des intensités pour chacune des ROIs avant et après la correction de l'atténuation de la bathymétrie (ROIs actives) 36

Figure 31 : Valeurs des aplatissements des intensités pour chacune des ROIs avant et après la correction de l'atténuation de la bathymétrie 37

Figure 32 : Valeurs des aplatissements des intensités pour chacune des ROIs avant et après la correction de l'atténuation de la bathymétrie (ROIs passives) 37

Figure 33 : Valeurs des aplatissements des intensités pour chacune des ROIs avant et après la correction de l'atténuation de la bathymétrie (ROIs actives) 37

Figure 34 : Montage pour déterminer l'absorption du laser dans les couches de sédiment.. 39

Figure 35 : Résultats de l'absorption du laser dans différentes épaisseurs de couche de sable de Paspébiac, Bonaventure et de quartz 40

Figure 36 : Images des échantillons ainsi que leur courbe d'atténuation du bleu-vert en pourcentage selon un nombre de couche de sable significatif 41

Figure 37 : Schéma du montage en laboratoire pour l'évaluation du changement d'intensité en fonction de tous les angles de rétrodiffusion 43

Figure 38 : Photos du montage en laboratoire effectué afin de déterminer les tendances des intensités moyennes sur différences angles de rétrodiffusion 43

Figure 39 : Courbes de tendance du quartz associées aux valeurs d'intensité en fonction de tous les angles de rétrodiffusion de trois degrés de flanc d'érosion différents 44

Figure 40 : Courbes de tendance du sable rouge de Paspébiac associées aux valeurs d'intensité en fonction de tous les angles de rétrodiffusion de trois degrés de flanc d'érosion différents 45

Figure 41 : Courbes de tendance du sable rouge de Bonaventure associées aux valeurs d'intensité en fonction de tous les angles de rétrodiffusion de trois degrés de flanc d'érosion différents 45

Figure 42 : Images des ROIs et des lignes bathymétriques analysées dans la région de Paspébiac 48

Figure 43 : Bathymétrie et valeurs statistiques des intensités sur la barre d'avant-côte du cordon est de Paspébiac (Zone 1) 49

Figure 44 : Bathymétrie et valeurs statistiques des intensités sur les dunes profondes de la pointe de Paspébiac (Zone 2) 49

Figure 45 : Bathymétrie et valeurs statistiques des intensités sur les dunes actives profondes de la pointe de Paspébiac (Zone 3) 50

Figure 46 : Bathymétrie et valeurs statistiques des intensités sur les dunes actives à l'est du barachois de Paspébiac (Zone 4) 51

Figure 47 : Bathymétrie et valeurs statistiques des intensités sur les dunes passives à l'est du barachois de Paspébiac (Zone 4) 51

Figure 48 : Bathymétrie et valeurs statistiques des intensités sur les dunes profondes à l'est du barachois de Paspébiac (Zone 5) 52

Figure 49 : Images des ROIs et des lignes bathymétriques analysées autour de la jetée sur la plage à Norbert 53

Figure 50 : Bathymétrie et valeurs statistiques des intensités sur la zone d'érosion de la jetée (Zone 6) 54

Figure 51 : Bathymétrie et valeurs statistiques des intensités sur la zone d'accumulation de la jetée (Zone 7) 54

Figure 52 : Bathymétrie et valeurs statistiques des intensités sur les dunes devant la jetée à l'est du barachois de Paspébiac (Zone 8) 55

Figure 53 : Images des ROIs et des lignes bathymétriques analysées dans la région de Gignac 56

Figure 54 : Bathymétrie et valeurs statistiques des intensités sur les vestiges du chenal crée par l'ancienne embouchure de la rivière (Zone 9) 57

Figure 55 : Bathymétrie et valeurs statistiques des intensités sur le chenal actif créé par l'embouchure de la rivière Saint-Siméon (Zone 10) 57

Figure 56 : Bathymétrie et valeurs statistiques des intensités du profil transversal aux deux couloirs (Zone 11) 58

Figure 57 : Images des ROIs et des lignes bathymétriques analysées dans la région de Bonaventure 59

Figure 58 : Bathymétrie et valeurs statistiques des intensités sur la passe de Bonaventure (Zone 12) 60

Figure 59 : Bathymétrie et valeurs statistiques des intensités sur les barres d'avant-côtes près du bout de la flèche est de la passe de Bonaventure (Zone 13) 60

Figure 60 : Bathymétrie et valeurs statistiques des intensités sur les barres d'avant-côtes suivant le trait de côte de la flèche est de Bonaventure (Zone 14) 61

Figure 61 : Bathymétrie et valeurs statistiques des intensités sur les dunes localisées au large de la flèche est de Bonaventure (Zone 15) 62

Figure 62 : Localisation des profils bathymétriques dans la région de Paspébiac 63

Figure 63 : Distributions des valeurs des paramètres statistiques selon la bathymétrie à l'est et à l'ouest du barachois de Paspébiac 64

Figure 64 : Localisation de la région de New-Carlisle et les profils bathymétriques 65

Figure 65 : Distributions des valeurs des paramètres statistiques selon la bathymétrie de New-Carlisle 66

Figure 66 : Localisation des profils bathymétriques dans la région de Bonaventure 67

Figure 67 : Distributions des valeurs des paramètres statistiques selon la bathymétrie de Bonaventure 68

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Valeurs minimales, maximales et moyennes des paramètres statistiques des ROIs selon chaque section des dunes actives et passives 73

Tableau 2 : Valeurs minimales, maximales et moyennes des paramètres statistiques des ROIs selon chaque section d'une barre d'avant-côte 75

Tableau 3 : Valeurs minimales, maximales et moyennes des paramètres statistiques des ROIs selon chaque section d'une passe..... 76

LISTE DES ABRÉVIATIONS ET DES SIGLES

ALB	Airborne LiDAR Bathymetry
GCS	Ground Control System
GPS	Global Position System
INO	Institut National d'Optique
LiDAR	Light Detection and Ranging
MAPLE	Multi-beam Autonomous Portable Laser Equipment
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NWL	Normal Water Level
POS/AV	Position and Orientation System for Airborne Vehicules
ROI	Region of Interest
SHOALS	Scanning Hydrographic and Oceanographic Airborne LiDAR Survey

PUBLICATIONS

- Aucoin, F., Long, B.F., Collin, A., (2011). Using airborne LiDAR bathymetry to determine hydrodynamical process. *Travaux en cours*
- Aucoin, F., Long, B.F., Xhardé, R., Collin, A., (2011). Using airborne LiDAR bathymetry to determine hydrodynamical process. *Proceeding of Coastal Sediment 2011*, Miami, U.S.
- Long, B.F., Aucoin, F., Montreuil, S., and Xhardé, R. (2010). Airborne LiDAR bathymetry applied to coastal hydrodynamic processes. *Proceedings of ICCE 2010*, Shanghai, China.

INTRODUCTION

Le *Light Detection and Ranging* (LiDAR) bathymétrique aéroporté a aujourd'hui prouvé qu'il était un outil performant pour évaluer des environnements côtiers tel les haut-fonds, afin d'établir une classification des habitats biologiques (Collin *et al.*, 2008, 2010, 2011), des types géomorphologiques, de la vulnérabilité côtière (Cottin 2008; Xhardé *et al.,* 2011) et pour la caractérisation en sédimentologie marine (Cottin *et al.* 2009). Les applications de ce système sont en développement depuis la dernière décennie (Revell *et al.*, 2002; Collins *et al.*, 2008; Gesch, 2009; Xhardé *et al.*, 2011). Cette étude-ci s'inscrit dans cet objectif. Elle a pour but d'élaborer une nouvelle application utilisant le LiDAR bathymétrique aéroporté dans un contexte de dynamique sédimentaire en eau peu profonde. L'architecture des figures sédimentaires sous-marines est en constante variation et dépend des paramètres sédimentologiques (i.e. granulométrie) et hydrodynamiques. Or, la stabilité de certaines activités économiques en régions côtières est affectée par la complexité de ces variations d'où l'importance des outils et des études s'y associant.

Les caractéristiques d'une côte sableuse, active ou passive, résident dans l'importance des paramètres physiques et morphologiques tels la forme des dunes, des barres d'avant-côtes et des passes. Les données LiDAR bathymétriques aéroportées (ALB) permettent de reproduire une image instantanée de la surface de ces figures sédimentaires et peuvent donc en préciser la géométrie et leurs propriétés sédimentologiques. Le but de ce mémoire est d'apprécier la cohérence des paramètres physiques liés à la forme de la pulse de retour en s'appuyant sur les paramètres statistiques de densité et de porosité (i.e. compaction) mesurées par le *Scanning Hydrographic and Oceanographic Airborne LiDAR Survey* (SHOALS-3000T), sur différents sites sédimentaires au nord de la Baie-des-Chaleurs.

Quatre paramètres statistiques; la moyenne, la variance, le coefficient d'asymétrie *(skewness)* et le coefficient d'aplatissement *(kurtosis),* ont été extraites de la signature du fond à partir des pulses de retour pour un ensemble de pulses afin d'établir la relation entre la densité de surface et les valeurs d'intensité du bleu-vert du ALB. En tout, 252 régions d'intérêt (ROIs) sur 35 zones d'intérêt ont été sélectionnées et analysées selon leurs morphologies. Avant d'effectuer cette analyse, un étalonnage de certains paramètres physiques tels la bathymétrie, l'absorption du

laser dans le sédiment et l'angle de rétrodiffusion a été expérimenté. Ceux-ci ont été déterminés par un protocole informatique et en laboratoire, à l'aide du prototype *Multi-beam Autonomous Portable Laser* (MAPLE) élaboré par l'Institut National d'Optique (INO) et testé en laboratoire par Robitaille (Long, Robitaille, 2009).

La détermination de la vulnérabilité des côtes est une priorité pour l'ensemble des régions côtières, en raison des enjeux économiques des communautés connexes. Les études entreprises dans cette maîtrise se rapportent exclusivement aux côtes sableuses. Ce type d'environnement jouent un rôle primordial, entre autre dans la stabilisation des berges habitées (Douglass *et al.*, 1999; Coyne *et al.*, 1999), des plages aux attraits touristiques (Klein, Osleeb, 2010), des inondations des zones près du niveau moyen de la mer (Dean, Malakar, 1999; Gresch, 2009; Stockdon *et al.*, 2009), mais aussi dans la régulation des ressources naturelles et de la biodiversité (Fraschetti *et al.*, 2011).

En milieu aquatique, en fonction de l'énergie (hydrodynamique) du milieu, le système peut représenter des zones d'érosion (bilan sédimentaire négatif), des zones d'accumulation (bilan sédimentaire positif) ou des zones de transport. Dans ce cas, l'étude de chacune des architectures doit permettre de comprendre l'interaction des différents agents hydrodynamiques et les équilibres dynamiques résultant de ces interférences. Les densités de surface des sédiments sont fonction des courants exercés (compaction), de la présence de sédiment en suspension et de la granulométrie de la couche superficielle (porosité) (U.S. Army Corps of Engineers, 2002). Cette densité peut s'évaluer en laboratoire à l'aide d'un scanographe (Montreuil, 2006) et peut être appliquée aux valeurs obtenues par le SHOALS-3000T. Pour évaluer ce paramètre, un étalonnage précis reste à faire. À la suite de cet étalonnage, il pourrait être envisagé de déterminer la limite de fermeture de la plage (limite inférieure d'action des houles).

À la lumière de ces observations, les objectifs de cette étude portent sur la mise en relation des paramètres statistiques de la pulse de retour du rayon bleu-vert par rapport aux différentes densités de surface le long des architectures sédimentaires. Ceci permettra de développer une nouvelle application du SHOALS-3000T à l'aide du logiciel IDL-Envi pour évaluer la vulnérabilité des surfaces sédimentaires à l'érosion et à la remobilisation. De plus, différentes tendances

seront soulevées en analysant l'intensité du signal de retour, la variance, le coefficient d'asymétrie et le coefficient d'aplatissement de ces distributions d'intensité mesurées dans la pulse. À l'aide des données bathymétriques, une corrélation sera établie entre les types d'architecture en cours et le signal de retour.

CHAPITRE 1 :
ARCHITECTURES SÉDIMENTAIRES

1.1 Structures internes et externes des rides et des dunes

Cette étude prend en considération que les processus entrant dans la construction d'une dune hydraulique sont les mêmes que ceux entrant dans la construction d'une ride, mais à plus grande échelle.

Les structures internes d'une ride sont constituées de lamines de propagation (i.e. lamine de transport), d'une lamine basale et d'écailles de progradation (fig. 1). Les lamines de transport sont situées à la surface du flanc d'érosion, la lamine basale est en dessous de la ride et les écailles de progradation sont sur le flanc d'avalanche. L'avancement de la ride, induite par le courant, correspond à une accumulation du sédiment provenant des lamines de transport sur la plus récente écaille de progradation et dans le vortex. Le point sommital est l'endroit où l'érosion du flanc d'érosion se termine et où débute l'accumulation sur le flanc d'avalanche.

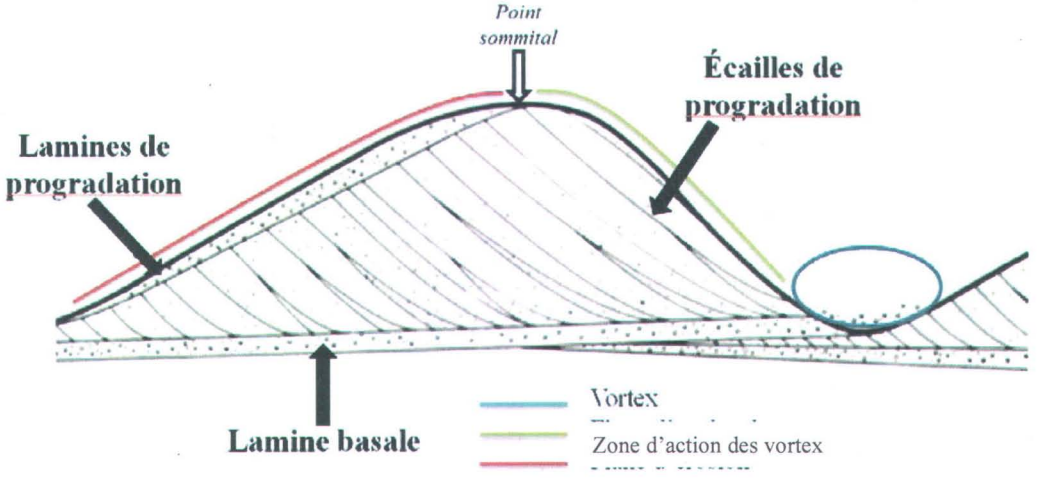


Fig. 1. Structures internes et externes d'une ride. (Image modifiée de Reineck et Singh (1975)).

1.1.1 Profil de densité de surface des rides et des dunes

Le profil de densité de surface d'une ride active a été démontré par Montreuil (2008) qui, à l'aide d'un scanographe (annexe 1), observe une variation de la densité le long de la ride résultant d'une variation de la pression du courant sur les différentes parties superficielles. Dans la partie basse du flanc d'érosion, il y a un transport simultané en suspension et en charriage. Sur le flanc d'érosion, la densité de surface augmente depuis le début du flanc d'érosion pour atteindre le point maximal situé proche du sommet de la ride. Après ce point maximal, une chute constante de la densité se présente jusqu'à la crête (point sommital) à cause d'une pénétration de l'eau dans la couche superficielle (couche limite). La densité de surface est à son point le plus faible dans le vortex, c'est-à-dire dans la partie inférieure du flanc d'avalanche. Un exemple d'un graphique des résultats de l'étude démontre bien le profil de densité variant entre 850 HU et 1300 HU (fig. 2). Pour les rides passives, les variations de densité de surface ne doivent pas être aussi élevées, car il n'y a pas de variation dus au mouvement des particules le long de leurs profils. À grande échelle, les formes sédimentaires apparentes peuvent avoir des côtés plus ou moins abrupts selon la fréquence des tempêtes, de la force et de l'orientation des courants résultants.

Dans la continuité de l'étude de Montreuil, une analyse rigoureuse sous le scanographe a permit de définir que la couche limite sur le bas du flanc d'érosion subit une liquéfaction de quelques millimètres par la pénétration du vortex dans la colonne de sable, modifiant les valeurs de porosité et par conséquent, le coefficient de friction le long de la surface des rides et des dunes (fig. 3) (Long, Montreuil, 2011).

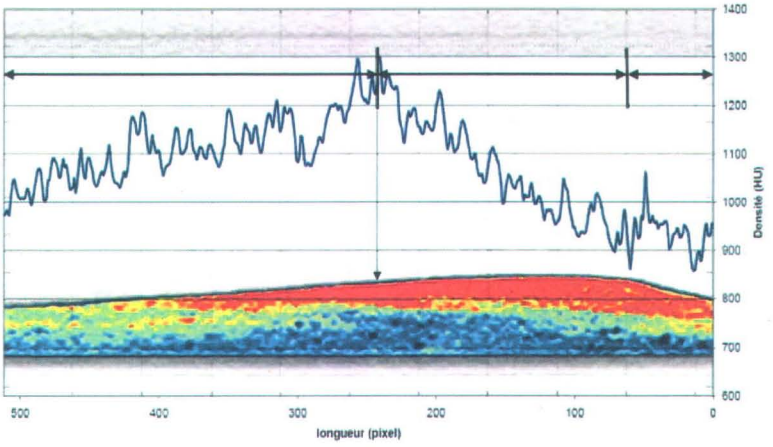


Fig. 2. Densité maximale du sédiment à la surface de la ride (Montreuil, 2006).

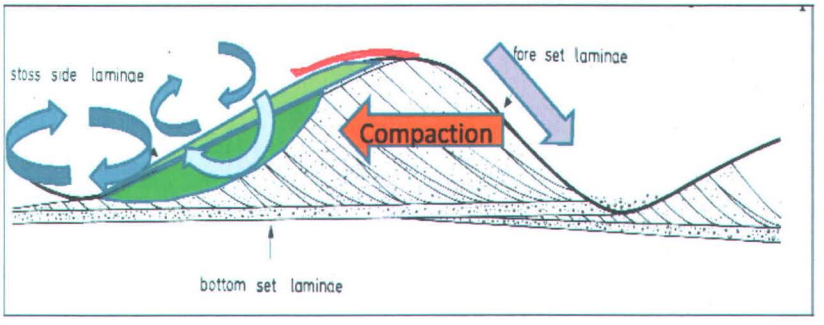


Fig. 3 Liquéfaction du bas du flanc d'érosion par les vortex (Long, Montreuil, 2011).

1.1.2 Impact de la densité de surface sur les intensités de retour du bleu-vert

À l'aide du scanographe (annexe 1), du MAPLE et d'un canal à courant continu, une expérience a été effectuée afin de percevoir la tendance des intensités de retour du bleu-vert à la surface des différentes sections (densités de surface) des rides en fonction de la vitesse du courant (fig. 4). Malgré l'angle d'incidence du MAPLE de 31.6° au lieu de 20° comme le SHOALS, les résultats restent relatifs entre eux. La tendance démontre que plus la densité de surface est faible, c'est-à-dire pour les vitesses élevées, plus l'intensité de retour est élevée et vice-versa.

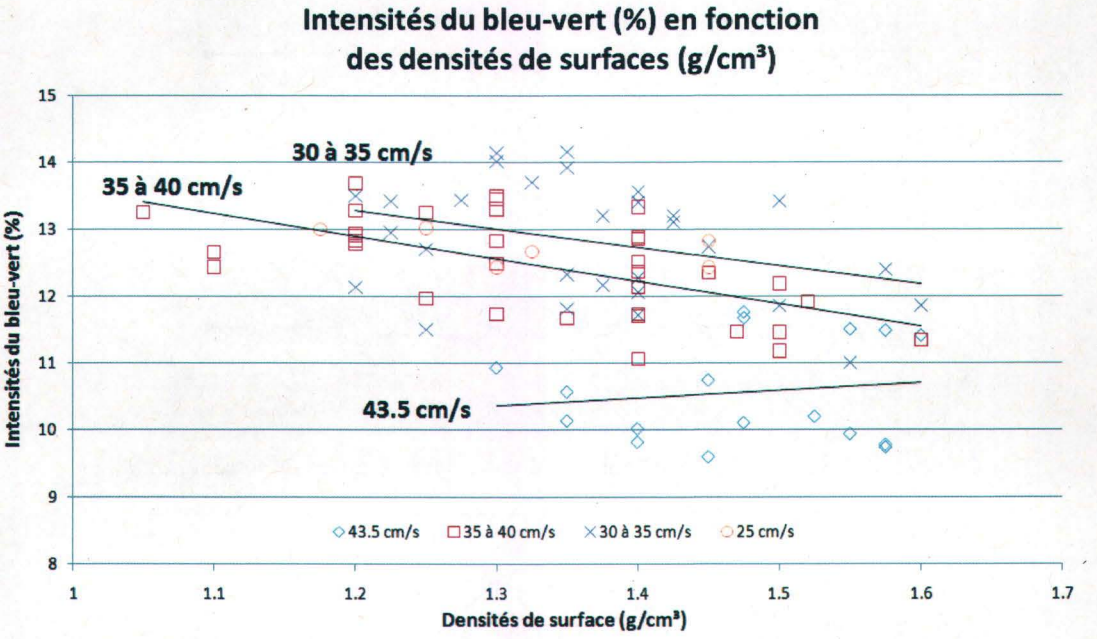


Fig. 4. Intensités du bleu-vert en fonction des densités de surface d'une ride selon la vitesse du courant.

1.2 Les passes

Les passes sont des ouvertures dans une barrière côtière où des échanges d'eau, de sédiments, de nutriments et de polluants sont effectués entre une mer ouverte et une baie (Morang, Parson, 2002). Les courants de marée régissent les échanges vers la baie (delta de flot) et vers l'océan (delta de jusant). L'ouverture est caractérisée par un chenal profond *(throat),* érodé par les échanges, et deux deltas aux extrémités (fig. 5). La direction des dunes, des antidunes et des rides à la surface du fond du chenal donne l'orientation résultante des courants de marée et donc, de l'orientation du transport sédimentaire. Les deltas de jusant sont formés par des sédiments provenant de l'érosion du chenal de la passe, mais aussi largement de l'apport des courants de dérive littorale. Les deltas de flot sont formés en partie de sédiments fluviatiles provenant d'une rivière connexe se déversant dans l'estuaire. Plusieurs passes ont été scannées à l'aide du SHOALS-3000T dans le passé (Irish *et al.,* 2000).

Dans le cycle du rehaussement marin, les passes des deux régions (Gignac et Bonaventure) sont dans une phase transgressive, car ces systèmes démontrent trois parties distinctes typiques de ces environnements, c'est-à-dire l'embouchure de la rivière accueillant un delta

fluviatile (estuaire), deux lignes de côte transgressives (barrières) et la mer (fig. 6), en plus de présenter un système estuaire dominé par les vagues (Zaitlin *et al.,* 1994). L'impact des marées considéré faible dans la région, la passe de Bonaventure est faiblement actif au point de vue de la remobilisation des sédiments.

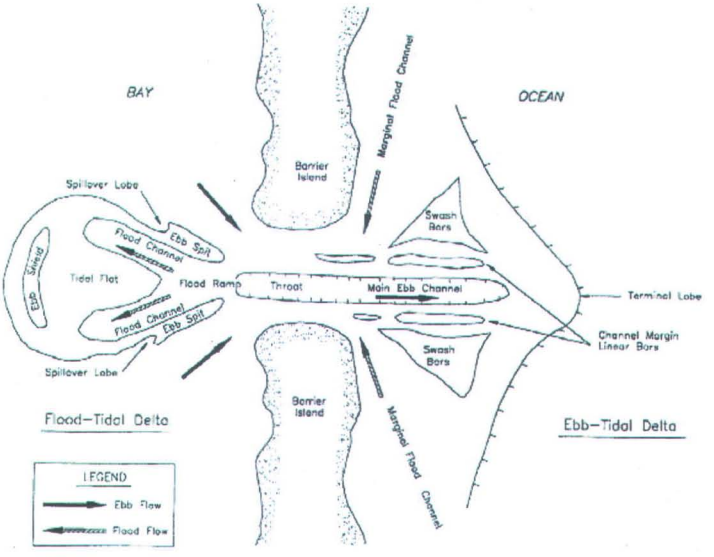


Fig. 5. Schéma d'une passe formée par les marées avec des deltas bien développés. (Schéma d'après du *Coastal Engineering Manual ; U.S. Army Corps of Engineers (2002)*)

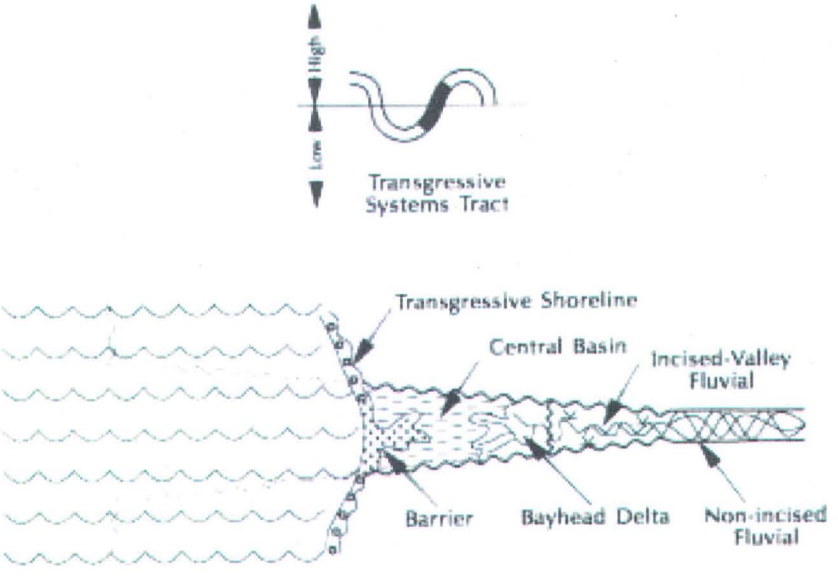


Fig. 6. Système transgressif d'une vallée incisée (Zaitlin *et al.,* 1994). Ce schéma démontre un système estuaire dominé par les vagues et développé en trois parties.

1.3 Les barres d'avant-côtes

Plusieurs mécanismes expliquent la formation et l'équilibre dynamique des barres d'avant-côtes tels le transport des sédiments vers la côte, le long de la côte et vers la mer engendrés par les courants de dérive littorale et les courants de retour (Greenwood, Davidson-Arnott, 1979). D'après le modèle mathématique et numérique de Bozcar-Karakiewics (1995), les paramètres tels leur distribution spatiale, leur nombre et la distance entre chacune sont contrôlés par les paramètres des vagues incidentes et la pente du profil côtier. De façon générale, la présence de barres d'avant-côtes représente des environnements dominés par les houles tels que les définissent Bowen et Inman (1971) et Huntley et Bowen (1975). Une barre est créée lorsqu'un vortex est engendré par le déferlement de la houle et que le courant de retour, à un niveau de la pente de la plage, provoque un creux et un mouvement des sédiments vers la mer (Miller, 1976). Les barres d'avant-côtes sont des environnements hautement actifs sur lesquels la concentration en sédiment de suspension est importante.

1.3.1 Profil de densité de surface des barres d'avant-côtes

Pour ce qui est des barres d'avant-côtes, leurs profils de densité de surface relèvent surtout du classement sédimentaire plus ou moins précis. Elles résultent de l'interaction de la vélocité des houles à la surface du fond. En interagissant constamment avec les variations énergétiques, elles induisent une ségrégation granulométrique, c'est-à-dire une classification des sédiments plus grossiers dans les creux et plus fins vers le sommet des barres.

Selon une étude de Ross (1988) sur l'évolution morpho-sédimentaire d'une barre de déferlement dominée par les houles, le classement granulométrique de surface est représenté par des sédiments grossiers dans les creux, pouvant contenir des coquilles et des débris d'algue, et des sédiments plus fins sur le sommet de la barre. À l'aide de carottes sédimentaires prélevées le long de plusieurs profils perpendiculaires, cette étude démontre clairement que l'écart-type de la grosseur des grains est élevé sur la pente terrestre du creux de la barre en comparaison avec les écart-types obtenus sur le sommet de la barre et sur le flanc marin (fig. 7). De plus, il est possible d'observer cette ségrégation granulométrique dans un canal à houle construit en laboratoire. La présence marquée de sédiment en suspension à partir de la barre jusqu'à la côte est aussi observable.

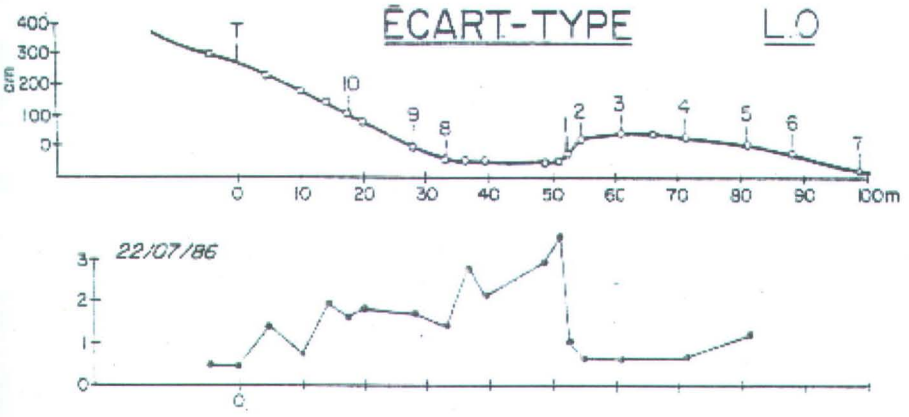


Fig. 7. Exemple d'un profil de l'écart-type de la distribution granulométrique de surface d'un profil perpendiculaire d'une barre d'avant-côte. (Graphique d'après de l'étude de Ross (1988))

1.4 Synthèse et hypothèses

Selon des études discutées dans ce chapitre, c'est-à-dire sur les rides (Montreuil, 2006), les dunes, les passes (Zaitlin *et al.,* 1994), les barres d'avant-côtes (Reineck, Singh, 1975; Ross, Long, 1989) et sur les signatures des pulses du SHOALS-3000T du chapitre 3 (Cottin, 2009; Collin, 2008), quelques résultats sont attendus. Les surfaces qui démontreront une faible intensité moyenne de retour seront celles de forte porosité telles les zones de vortex entre deux dunes et les zones bioturbées par les animaux fouisseurs déstabilisant le sédiment (Michaud *et al.,* 2003), car une plus grande pénétration du laser dans la couche limite (sédiments en suspension ou par charriage) induit une atténuation du signal de ce système passif (Flinck *et al.,* 2005). Les surfaces plus denses (faible porosité) seront caractérisées par des intensités moyennes de retour plus grandes tels les fronts d'érosion des dunes où réside une plus grande pression hydrodynamique (Montreuil, 2006). La variance des intensités sera affectée par la concentration de sédiments en suspension près du fond (≤ 15 cm), par les zones bioturbées et par la présence de houle à la surface de l'eau en milieu très peu profond (0 m > X ≥ -2 m). L'asymétrie des intensités aura toujours une tendance négative qui est en relation avec des particules sédimentaires et organiques contenues dans la colonne d'eau. Les valeurs moins négatives, c'est-à-dire plus près de 0, caractériseront soit les surfaces plus denses soit les zones où la présence de particules en suspension est moindre et vice-versa. L'aplatissement

des intensités sera aussi majoritairement négatif, car toutes les crêtes de la surface du fond ont une signature spectrale toujours plus évasées que pointues. Les valeurs les plus négatives caractériseront les surfaces bioturbées et/ou des colonnes d'eau contenant plus de particules. Finalement, la limite de l'action de la houle sera estimée en fonction des valeurs bathymétriques, des architectures sédimentaires et des comportements statistiques comme par exemple une stabilisation des intensités moyennes et/ou un changement significatif des autres paramètres statistiques dans la partie inférieure de la limite de fermeture. Les comparaisons se feront pour chaque type de surface dans un même profil, mais aussi entre les profils afin d'établir et si possible, confirmer des tendances dans les résultats.

CHAPITRE 2 :
SITES À L'ÉTUDE

Les côtes méridionales de la Gaspésie ont été construites en partie par la formation de Bonaventure. Les sédiments clastiques terrigènes de cette formation ont une matrice ferrugineuse carbonatée, assemblés par différentes épaisseurs de conglomérat et de grès. Un matériel oxydé mal trié de la formation de Saint-Jules constitue la roche des falaises de la région de Paspébiac et de l'embouchure de la rivière de Bonaventure (Jutras, Prichonnet, 2002).

Les marées sont mixtes, semi-diurnes et varient en amplitude le long de la baie. L'impact des courants de marée reste relativement faible, car leurs vitesses n'excèdent pas 1 nœud (~50 cm/s) selon le Service hydrographique canadien (2006). Les houles sont d'environ de 0.95 m à 3.38 m avec des périodes de 4.1 s à 10 s. Du nord-est et du sud-ouest, les vagues de tempêtes excèdent 2 m. De ce fait, la limite de l'action des vagues est approximativement de 5 m, mais les courants peuvent remanier le fond marin jusqu'à une profondeur de 14 m (Cottin, 2008). L'écart bathymétrique explique les régimes des houles plus faibles près de Paspébiac qu'à l'entrée de la Baie-des-Chaleurs (Renaud, 2000).

L'apport des sédiments provient de l'érosion des falaises subissant une érosion forcée alimentant en sédiment les barres d'avant-côtes et les flèches sablo-graveleuses s'y retrouvant (Xhardé, 2007). Du fait de la faible énergie des courants, l'apport fluvial ne peut se rendre jusqu'au centre de la baie. Les sédiments sont donc remobilisés par les courants de dérive littorale (i.e. *longshores)* et vient recharger les côtes sableuses.

La présente étude repose sur quatre sites au Nord de la Baie-des-chaleurs: les régions de Paspébiac, Gignac, Bonaventure et New-Carlisle (fig. 8).

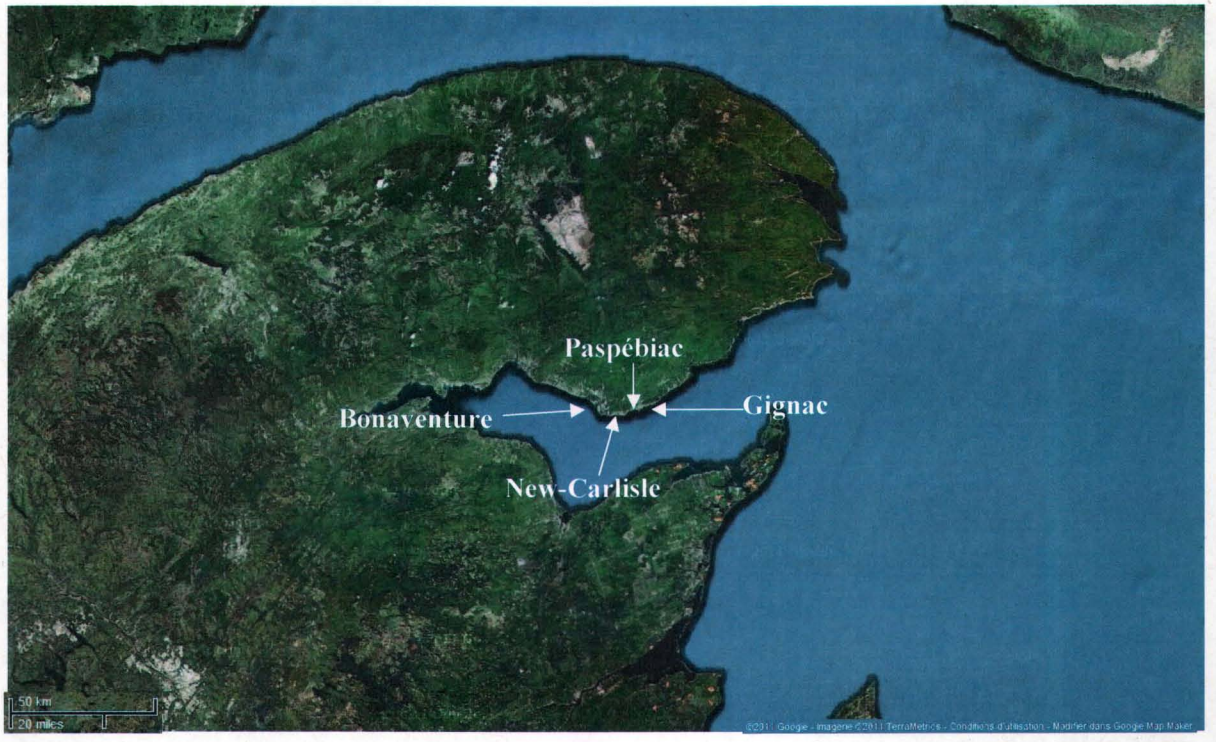


Fig. 8. Carte localisant la Baie-des-Chaleurs et les quatre sites à l'étude.

2.1 Paspébiac

Le site de Paspébiac est le siège d'un barachois triangulaire, alimenté par une passe instable, qui se construit par l'assemblage de deux barrières littorales (fig. 9). Dans la partie est du barachois, une diminution de l'apport sédimentaire provoque un recul important de cette structure vers l'ouest. Ce genre de système lagunaire est affecté par un rehaussement marin, une augmentation de la fréquence des débordements de tempêtes, un déséquilibre sédimentaire diminuant graduellement la hauteur des cordons (Héquette, Ruz, 1986), mais aussi par un manque de sédiment. Les sédiments en place sont considérés grossiers à très grossiers et sont représentés par des sables, des graviers et des galets. Les formations sédimentaires tels les plages, les cordons et les flèches sont issus des sédiments dérivant de la friabilité du grès de la formation de Bonaventure. Les talus de sédiment meubles sont cohésifs et granulaires. Le marnage est d'environ 1.3 m lors des marées de mortes-eaux et de 1.95 m lors des marées de vives-eaux (Xhardé, 2007). Les courants de tempête sont majoritairement d'est en ouest et sont inverses aux vents dominants d'Ouest Nord-ouest (Renaud, 2000).

Une barre d'avant-côte d'environ 350 m est présente à environ 20 m de la côte, le long du cordon est. D'après la classification de Ross (Ross, Long, 1989), adaptée de celle de Greenwood et Davidson-Arnott (1979), cette barre correspond au groupe des barres d'avant-côte I, avec une largeur d'environ 16.8 m, une hauteur de 0.32 m et un domaine dissipatif large de 10.2 m. Elle est droite, parallèle à la côte, en zone intertidale et sa hauteur est inférieure à celle des vagues.

Au large de la pointe formée par les deux cordons, les structures sédimentaires sous-marines d'approximativement 3.6 km^2 s'étendent jusqu'à 14 m de profondeur et forment la limite du transport sédimentaire de la région (Renaud, 2000; Xhardé *et al.,* 2010).

À l'est du barachois, il est possible d'observer d'après la bathymétrie des dunes subtidales semi régulières, obliques à la côte, couvrant une zone d'environ 360 000 m^2 et localisées à une profondeur située entre 5 m et 14 m (Cottin, 2008; Xhardé *et al.,* 2011). Leurs caractéristiques morphologiques (amplitude (H); longueur d'onde (λ); orientation (°) et leurs formes) permettent de les classifier en quatre principaux types de dunes suivant la classification des formes subtidales d'Ashley's (1990) : dunes asymétriques très larges ($1.5\ m < H < 2\ m$; $\lambda \sim 125m$); dunes asymétriques larges ($0.5\ m < H < 1\ m$; $\lambda \sim 70\text{-}80\ m$); dunes larges symétriques ou asymétriques ($0.3\ m < H < 0.5\ m$; $\lambda \sim 50\text{-}60\ m$); dunes moyennes symétriques ou asymétriques ($H < 0.3\ m$; $\lambda \sim 12\text{-}20\ m$). Leurs orientations relèvent la direction des dernières tempêtes dominantes (Cottin, 2008).

2.2 Épi de la plage à Norbert

À l'est du barachois de Paspébiac, un épi a été construit afin de ralentir les courants de dérive littorale érodant le cordon est (fig. 9). Une zone d'accumulation en amont de la dérive littorale, donne lieu à la plage à Norbert, et une zone d'érosion en aval s'est créée. La réfraction au bout de l'épi des vagues provenant du nord-est construit des dunes asymétriques larges de 100 m et 95 m, et d'une hauteur de 0.8 m et 0.7 m respectivement. Elles s'orientent vers le sud-ouest, se localisent à environ 340 m de la passe instable du cordon est du barachois et à 125 m à l'ouest-sud-ouest de la pointe de l'épi. De plus, il y a un creusement à l'extrémité de l'épi, une évolution ponctuelle typique de ces structures.

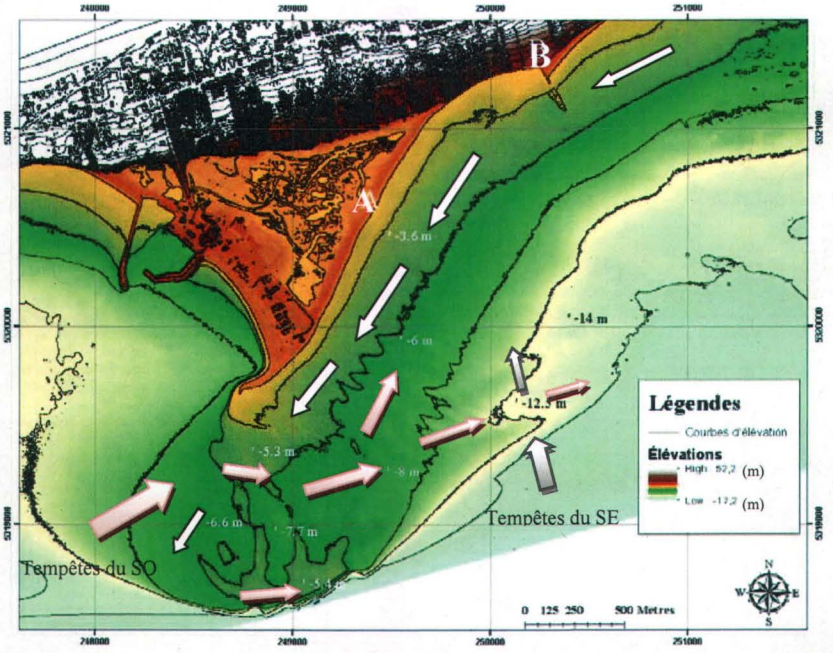


Fig. 9. Carte de la région de Paspébiac et de l'épi de la plage à Norbert. *A, la passe instable; B, l'épi de la plage à Norbert. Les flèches démontrent l'orientation générale des courants côtiers (blanches) et des courants de tempête (rouges et grises). Les courbes d'élévation ont 3 m d'intervalle.*

2.3 Gignac

Gignac est un village situé à l'embouchure de la rivière Saint-Siméon. Dans la région, un estuaire est stabilisé à l'entrée par une flèche sableuse supportant la route 132 (fig. 10). Anciennement, cette flèche sableuse contenait une autre ouverture à l'est pour la rivière suivant le chemin du vieux-moulin. Celle-ci a été bloquée par la mise en place de la route, mais les vestiges sédimentaires démontrent encore le couloir emprunté jadis par les courants de la rivière. Deux couloirs bathymétriques sont aujourd'hui visibles dans la partie subtidale ; un passif et un actif. Ces deux couloirs sont d'une profondeur allant de 3 m à 10 m et 1 m à 9 m respectivement. Ils sont reliés par un couloir de liaison moins profond (4 à 7 m) d'environ 80 m de largeur.

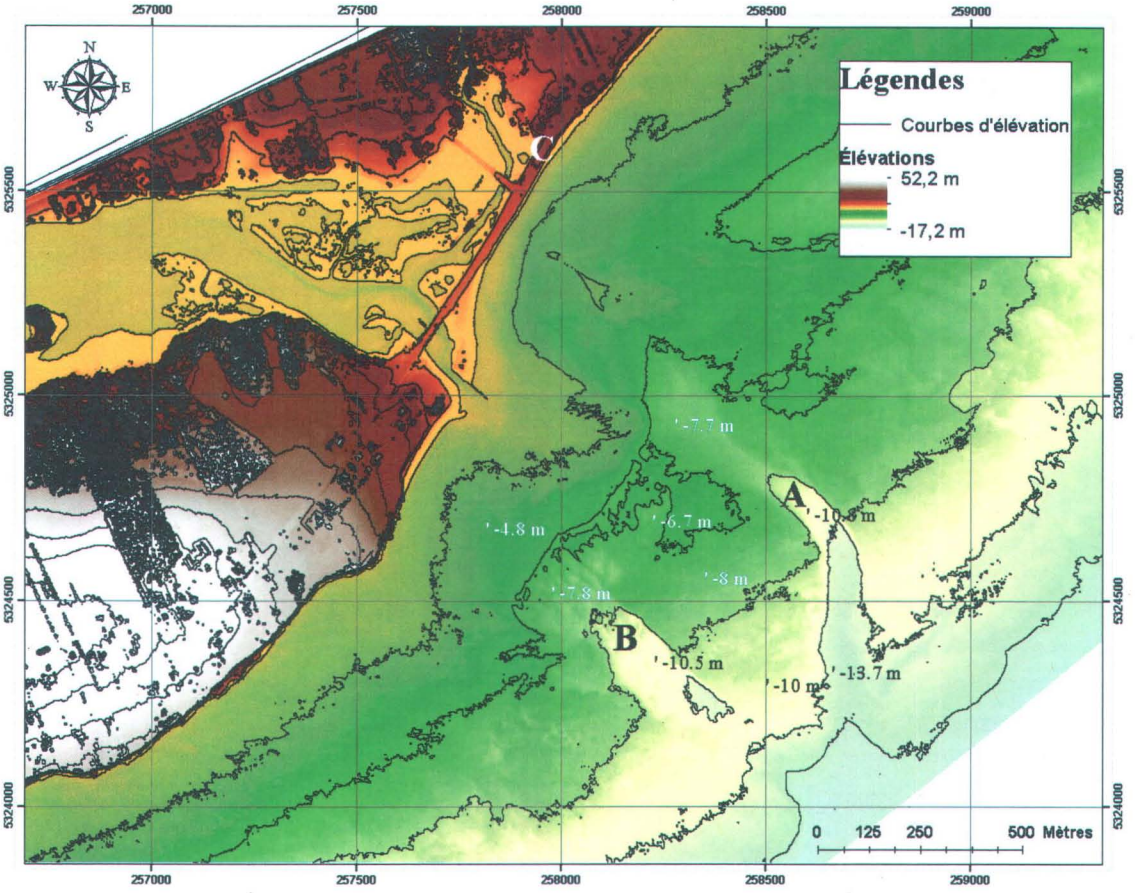


Fig. 10. Carte de la région de Gignac. *A, vestige de l'ancien couloir; B, couloir actif; C, Route 132. Les courbes d'élévation ont 3 m d'intervalle.*

2.4 Bonaventure

Le site de Bonaventure se localise dans l'estuaire de la rivière du même nom (fig. 11). Cet estuaire est dominé par les marées et est presque fermé par deux barrières composées de sable et de gravier. Ces barrières délimitent un marais d'environ 1.8 km^2. L'échange des eaux s'effectue par une passe stabilisée par une jetée à l'ouest. Cette passe permet l'accumulation de sable grossier, de graviers et de galets dans la partie ouest, où se situe le terrain de camping. La flèche est de la passe se construit à l'aide de courants de dérive provenant de tempêtes de l'est-sud-est. Oblique à la côte, le long du cordon est, une série de barres d'avant-côtes de 14 m de longueur d'onde et 0.3 m de hauteur se développe. Des dunes asymétriques larges sont aussi visibles à environ 250 m du centre de la passe. Le marnage des marées de mortes-eaux est de 1.7 m et celui de vives-eaux, de 2.4 m (Xhardé, 2007).

L'embouchure de la rivière (la passe) constitue la fin du transport le long de chacune des deux flèches. Les sédiments fluviaux alimentent l'estuaire et les deltas sous-marins aux extrémités de la passe.

4.5 New-Carlisle

La région de New-Carlisle est un ancien delta sableux protégé par le barachois de Paspébiac des courants de dérive littorale provenant de l'est (fig. 12). Une barre d'avant-côte est visible à moins de deux mètres de profondeur et les pentes marines sont relativement douces d'après les profils observés en annexe 5. Les sédiments présents sont similaires à ceux retrouvés dans la région de Paspébiac.

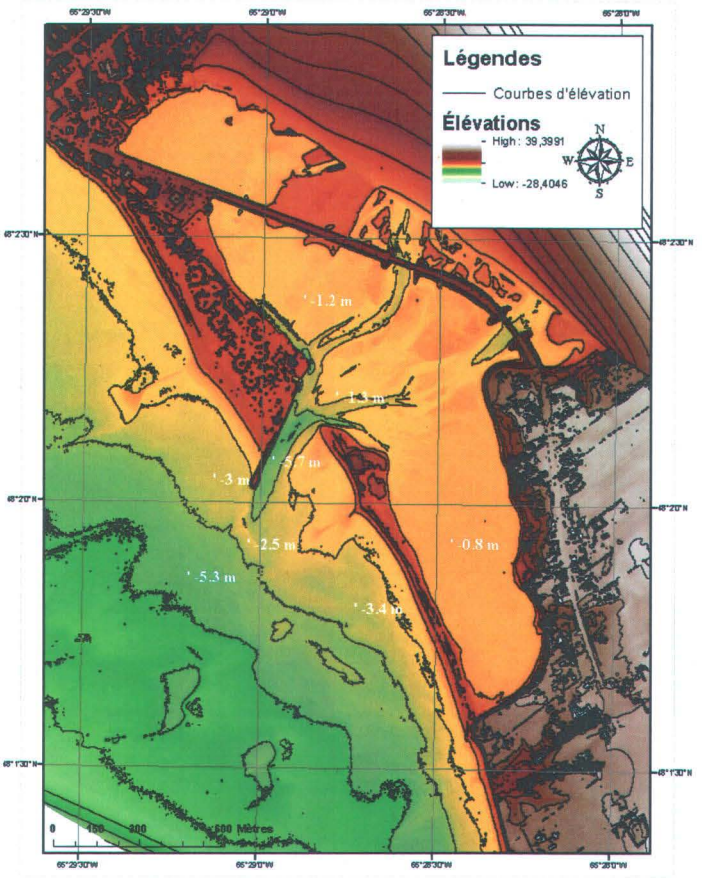


Fig. 11. Carte de la passe de Bonaventure. *Les courbes d'élévation ont 3 m d'intervalle.*

Fig. 12. Photo aérienne de la côte de New-Carlisle. (Photo d'après le site internet officiel de la municipalité de New-Carlisle).

CHAPITRE 3 : MATÉRIELS

3.1 Le système SHOALS-3000T

Le système SHOALS-3000T d'Optech Inc. est constitué d'un laser qui peut scanner jusqu'à 50 m de profondeur sous l'eau. Le LiDAR bathymétrique existe depuis les années 60 et était surtout utilisé dans la détection des sous-marins. Dans les années 80, Optech Inc. devient pionnière dans l'analyse topographique et bathymétrique par laser aéroporté. Dans le domaine côtier, cet outil permet entre autre une interprétation de la géomorphologie sous-marine (Flinck *et al.*, 2005) et une délinéation des côtes vulnérables à l'érosion (Gresch, 2009).

Le SHOALS-3000T est un laser à impulsion qui utilise deux longueurs d'onde de la lumière au lieu d'une onde radio comme les radars. Les longueurs d'onde utilisées sont dans le domaine du visible à 532 nm (bleu-vert) et de l'infrarouge à 1064 nm. Le bleu-vert à la capacité de pénétrer la surface de l'eau et ainsi, d'obtenir l'information de la surface du fond (fig. 13). L'infrarouge est surtout utilisé pour les contextes terrestres grâce entre autre à son interaction avec la végétation. En mode hydrographique, la résolution verticale est de 0.15 m à 0.20 m et la résolution horizontale est de 2 m. Les spécifications du système (mode hydrographique) se retrouve en annexe 2.

Le système se compose d'une partie située à l'intérieur de l'avion et l'autre située au sol (fig. 14). Les composantes principales de positionnement géographique sont le système d'orientation de l'avion, c'est-à-dire le *Position and Orientation System for Airborne Vehicules* (POS/AV) et le *Global Position System* (GPS). Les données obtenues par le POS/AV pour chaque pulsation sont couplées par post-traitement aux données obtenues par le système de contrôle au sol (GCS) après la mission. Le système POS/AV contient le GPS primaire et une unité de mesure inertielle (IMU). Cette dernière mesure le mouvement en X, Y et Z de l'avion; X étant le roulis, Y étant le tangage et Z, le lacet, à raison de 600 Hz (fig. 15). Le roulis ne doit pas être supérieur à 5° lors de l'acquisition des données, car il aurait absences de données dans les coordonnées GPS (Pope *et al.,* 1997). Les mesures sont obtenues par balayage (fig. 16) à une fréquence de 3000 Hz (3000T) et les intensités moyennes sont converties en voltage ou à l'aide

d'un compteur d'impulsion photonique (AU) dans une résolution de 8 bits, c'est-à-dire rétablies sur une échelle exponentielle de 0 à 256 unités.

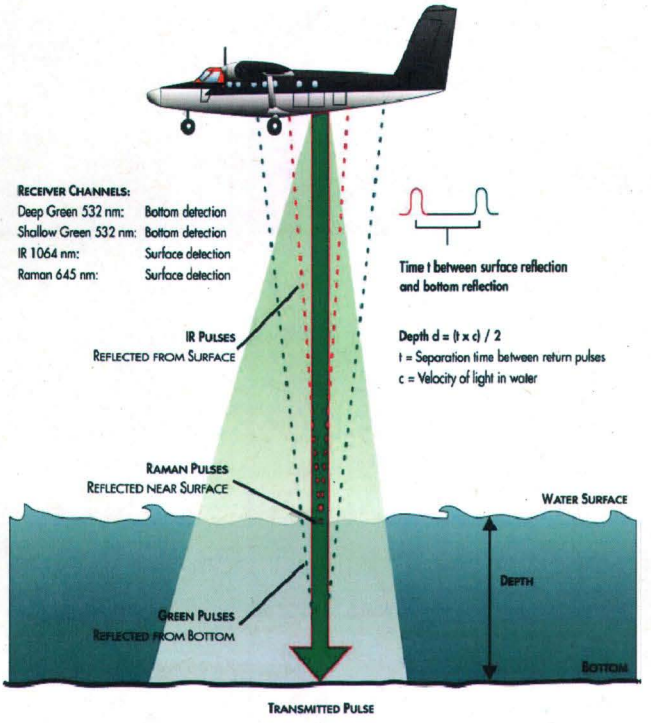


Fig. 13. Schéma du trajet des deux longueurs d'onde lors de la collecte aéroportée des données. (Image d'après le manuel d'opération du SHOALS-1000T ; *Optech Incorporated Marine Survey Division* (2005))

La valeur de l'intensité du retour du signal est mesurée par une sonde électronique, et le compteur à intervalle de temps (TIM) détermine le temps de retour du signal réfléchi. Le temps de retour de la pulsation, selon la longueur d'onde, sert à évaluer l'élévation de la surface observée. En fait, pour obtenir la profondeur de l'eau (d), la formule suivante (1) est utilisée :

$$d = (\Delta t \times c) / 2 \qquad (1)$$

où **d** est la profondeur de l'eau

Δt est l'intervalle de temps du voyage de la pulse lumineuse

c est la vélocité de la lumière dans l'eau

L'onde traverse la colonne d'eau deux fois (aller-retour), le temps est donc divisé par deux.

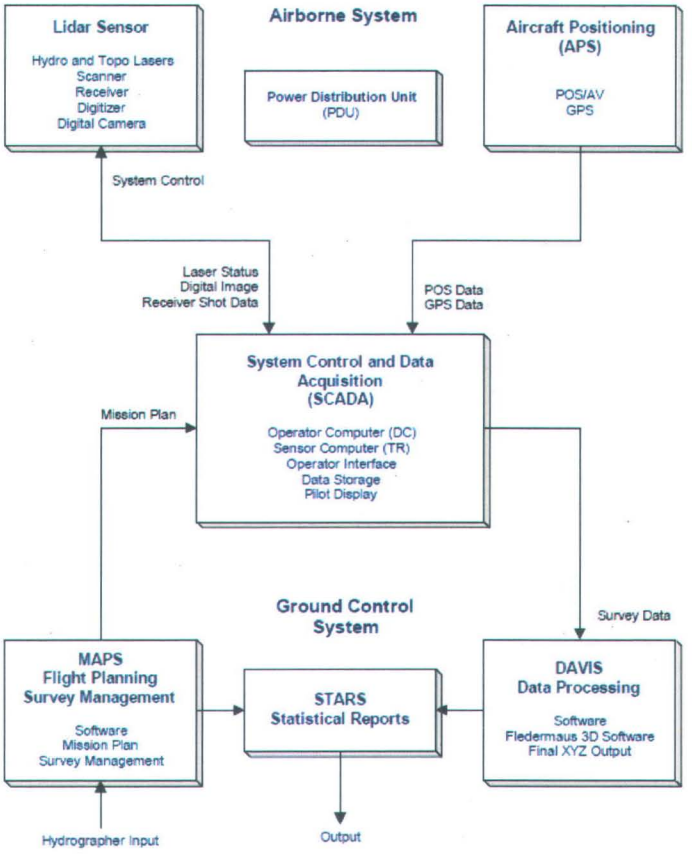


Fig. 14. Diagramme du fonctionnement du système SHOALS-1000T. Il existe un système de contrôle et d'acquisition des données SCADA afin d'enregistrer les données provenant du laser, du scanner, du convertisseur de la courbe de l'énergie du laser reçu, des différents canaux, de la caméra digitale, du POS/AV et du GPS pour les redistribuer par la suite dans les bases de données des divers logiciels et dans le moniteur de l'opérateur à bord de l'avion. (Schéma d'après le manuel d'opération du SHOALS-1000T; *Optech Incorporated Marine Survey Division* (2005))

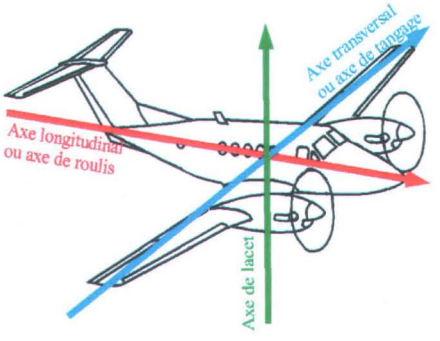


Fig. 15. Les mouvements X, Y et Z d'un avion, c'est-à-dire le roulis, le tangage et le lacet. (Image d'après le manuel d'opération du SHOALS-1000T; *Optech Incorporated Marine Survey Division* (2005))

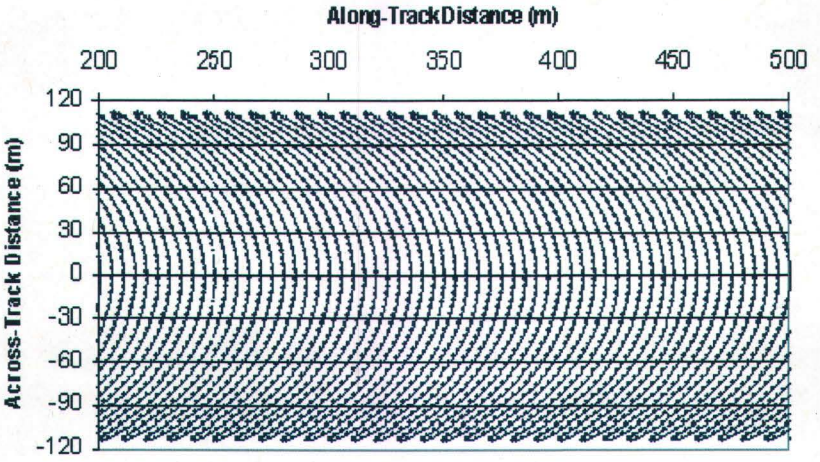


Fig. 16. Le traçage du scanne par balayage du Shoals-1000T. (Image d'après le manuel d'opération du SHOALS-1000T; *Optech Incorporated Marine Survey Division (2005)*)

3.1.1 La signature spectrale de l'intensité - *Waveform*

Les données LiDAR collectées par Optech Inc. sont constituées de deux types de fichiers; .LAS et .INW. Les fichiers .LAS contiennent les coordonnées et les valeurs bathymétriques pour chacun des points collectés (X, Y, Z). Pour ce qui est des fichiers .INW, ils contiennent la signature spectrale, c'est-à-dire la courbe d'intensité de la rétrodiffusion pour chacun des points, en impulsions photoniques (AU) selon le temps (ns). La seule façon de lier les deux fichiers afin d'obtenir les coordonnées géographiques avec les courbes correspondantes est d'associer les *timestamps* des deux fichiers. N'ayant pas la même expression de temps, une conversion est nécessaire pour lier les deux fichiers. Le fichier .LAS est exprimé en seconde et ordonné depuis le début de la semaine de l'acquisition des données, tandis que les fichiers .INW sont ordonnés en microsecondes depuis le 1er janvier 1970 (Cottin, 2008). Le lien entre les deux horodateurs est automatisé dans le protocole élaboré par Antoine Collin (annexe 3.1).

Les pulsations obtenues pour chaque point dessinent une courbe d'intensité *(waveform).* Elle contient premièrement le retour du signal provenant de la colonne d'air. Ensuite, un premier pic représente la surface de l'eau et l'atténuation graduelle qui s'en suit dans la colonne d'eau. Le deuxième pic correspond à l'intensité du signal du fond (fig. 17). Pour cette étude, uniquement ce dernier pic du comportement du bleu-vert est analysé : des tendances statistiques provenant

de la réflectance du fond sont analysées pour déterminer les caractéristiques de la densité de surface du fond. Le reste de la courbe représente le bruit.

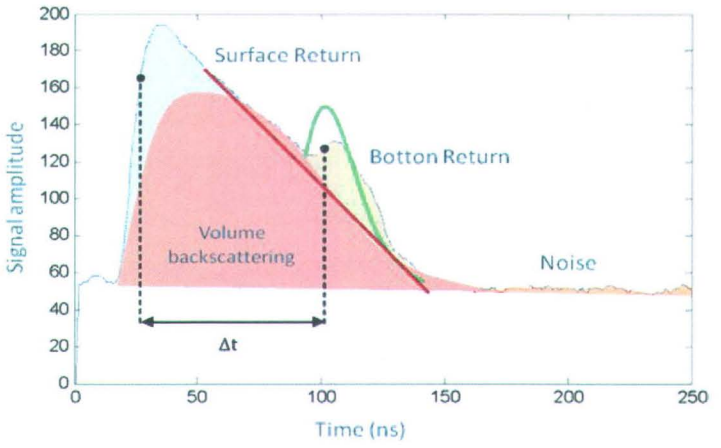


Fig. 17 : Exemple d'une courbe d'intensité bathymétrique obtenue pour chacun des points scannés. Le signal est converti en voltage, amplifié de façon logarithmiquement, et digitalisé à 1GHz avec 8 bits de résolution (256 niveaux) (Keramoal, 2008).

Le pourcentage de l'énergie de retour reflétée à la surface de l'eau est d'environ 2 % et 4 à 15 % à la surface du fond (Guenther, 1985). Cette valeur dépend de la rugosité et de la pente du fond. En tenant compte de l'effet d'atténuation exponentiel conique du laser dans la colonne d'eau et de l'altitude de l'avion, une formulation théorique de l'intensité de la rétrodiffusion a été établie par Guenther :

$$P_R = WP_TR*e^{(-2KD)} \qquad (2)$$

où P_R est l'énergie du signal reçu

W est la combinaison des facteurs constants des pertes

P_T est l'énergie transmise

R est la réflectance du fond selon la rugosité

K est le coefficient d'atténuation de l'eau

D est la hauteur de la colonne d'eau.

3.2 MAPLE

Le MAPLE est un prototype à double lasers développé par l'Institut Nationale de la Recherche Scientifique (INRS) en collaboration avec l'INO pour étalonner les systèmes LiDAR (fig. 18). Il repose sur des principes semblables au LiDAR aéroporté: un module optoélectronique émettant deux rayons lasers à 1064 nm et 532 nm de longueurs d'onde, et un *Campbell Scientific CR1000 datalogger* (fig. 18) qui enregistre l'énergie de retour du signal émis en continu, l'énergie incidente du laser, les températures internes et externes (affectant l'énergie émise du laser), la distance source-cible et l'angle d'incidence du rayon laser. La température interne du MAPLE doit être stable pour la cohérence des données. L'écart entre l'énergie incidente et celle réfléchit dépend des propriétés physiques de la surface réfléchissante (Long, Robitaille, 2009) et pour cette étude-ci, de la surface des sédiments.

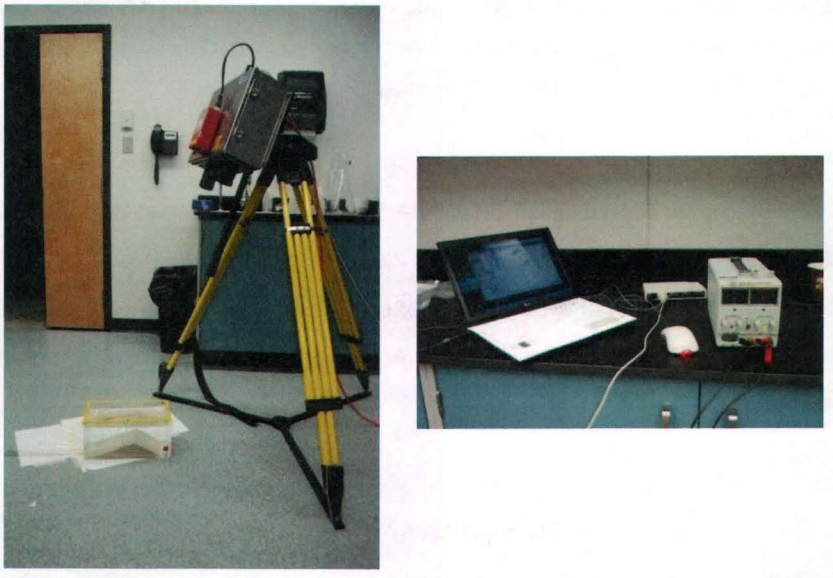


Fig. 18. Prototype MAPLE et son *datalogger* CR1000.

3.3 Capteur optique

Le capteur optique Newport, modèle 818SL, est au silicium et est plus sensible à l'énergie thermique que les autres modèles ordinaires. Il est utilisé pour capter une plage de longueur d'onde entre 400 et 1650 nm et est connecté à un modèle d'étalonnage intégré.

3.4 Environnement logiciel

Afin d'analyser le signal benthique, l'utilisation des logiciels d'IDL-Envi est préconisée pour leurs potentiels à travailler avec un grand nombre de données et pour la possibilité de construire un programme rigoureux, un protocole, dans le but d'obtenir uniquement l'information désirée des images et des intensités analysées. Plusieurs études de cas démontrant le potentiel d'IDL-Envi sont disponibles sur le site officiel d'ITT *Visual Information Solutions* (ITT VIS, 2011).

Dans ce mémoire, les graphiques et les tableaux associés aux résultats obtenus par IDL-Envi ont été réalisés exclusivement avec la plate-forme Excel de Microsoft office. Les cartes des sites d'étude ont été faites à l'aide d'ArcGIS 10.

CHAPITRE 4 :
MÉTHODES

4.1 Protocole IDL-Envi

La première étape est de construire avec Envi des régions d'intérêt (ROIs) d'intensité sur les différentes parties des dunes et sur les morphologies sédimentaires pertinentes (fig. 19). Les ROIs contiennent entre 25 et 120 mesures, tout dépendamment de la morphologie étudiée. Les statistiques de ces intensités moyennes relèvent de la partie de la surface du fond des pulses (deuxième pic) contenues à l'intérieur de chacune des régions d'intérêt sélectionnées. À partir de ces ROIs, sont extraits les fichiers .LAS correspondant à la valeur bathymétrique pour chaque coordonnée géographique des pulses et les fichiers .INW correspondant à la courbe d'intensité de retour pour chaque pulse.

Ensuite, le protocole fait le pont entre les fichiers .LAS et .INW par le *timestamps* afin que les courbes d'intensité sous analyses correspondent aux pulses des ROIs traitées. La création des courbes pour chaque point de la ROI permet de donner au programme dans IDL l'intervalle de temps, en nanoseconde, correspondant au moment de la rétrodiffusion du signal du fond. Les paramètres statistiques qui en sont extraits restent dans les limites de cet intervalle. Les données erronées, c'est-à-dire les données ayant une valeur de 0, sont corrigées automatiquement (annexe 3.2) par une interpolation des plus proches voisins. Le protocole construit quatre fichiers .txt correspondant à chacun des quatre paramètres statistiques de chaque pulse selon les coordonnées géographiques déterminées par les polygones des ROIs.

Sachant que la bathymétrie provoque une atténuation de l'intensité de retour du signal, il est impératif de prendre en considération ce paramètre (Voir chapitre 4.2). Une deuxième boucle du protocole vient refaire ces fichiers .txt, mais cette fois-ci, en calculant la valeur résiduelle à corriger en fonction des valeurs bathymétriques.

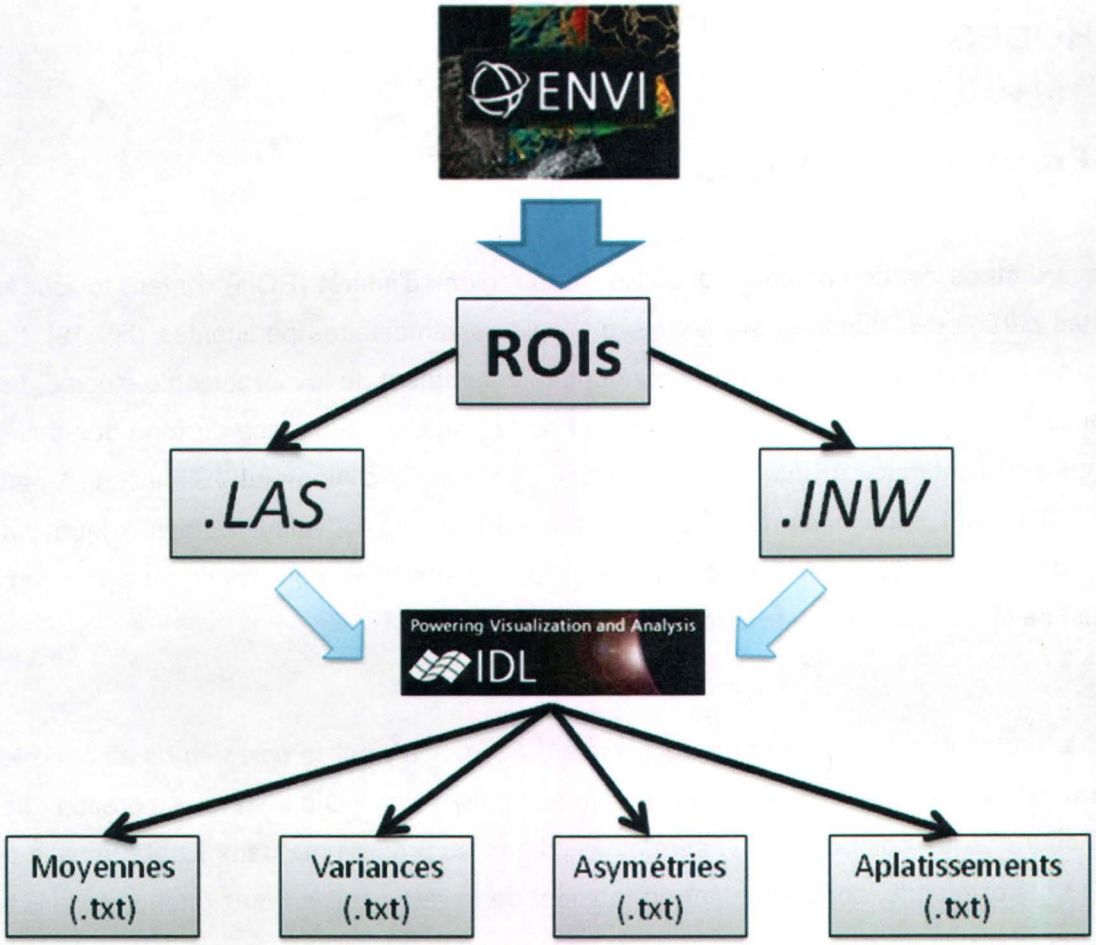


Fig. 19. Schéma général des étapes suivies pour les traitements des données. (Schéma conceptuel élaboré par Aucoin, F.).

4.1.1 Paramètres statistiques à l'étude

Dans cette étude, la valeur de l'intensité moyenne pour une ROI correspond à l'addition des intensités mesurées pour chaque point dans la ROI divisée par leur nombre *n*. Le même principe est appliqué pour les trois autres paramètres statistiques.

Les valeurs des variances sont les niveaux de dispersion, c'est-à-dire les niveaux de cohérence, toujours retrouvés sur le pic bleu-vert de la signature. Les valeurs des coefficients d'asymétrie *(skewness)*, mesurent la symétrie du pic du signal. Dans ce cas-ci, les asymétries moyennes obtenues pour chacune des ROIs expliquent si le retour du signal sur la surface du fond est rapide (valeur positive) ou relativement plus lent (valeur négative). En dernier lieu, les

valeurs des coefficients d'aplatissement *(kurtosis)*, donnent l'information sur la disposition du signal autour de son pic (fig. 20). Les deux derniers paramètres statistiques sont les caractéristiques concernant la forme du pic de la signature. Les statistiques n'ont pas été évaluées selon une loi normale pour avoir les caractéristiques du comportement brut de la courbe.

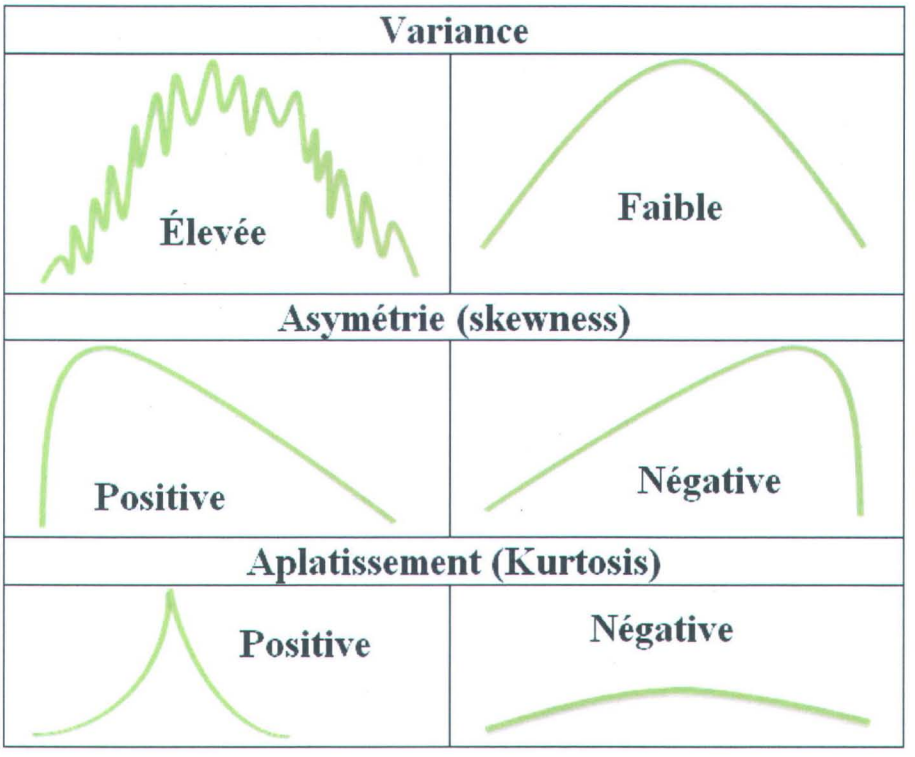


Fig. 20. Caractéristiques des comportements des paramètres statistiques à l'étude, outre la moyenne.

4.2 Normalisation bathymétrique

La forme et l'intensité du pic du fond sont considérablement modifiées par la hauteur de la colonne d'eau. La perte due à la dispersion et l'absorption (i.e. turbidité), même si les sédiments à la surface du fond restent les mêmes, est à considérer dans l'ajustement des résultats afin de pouvoir comparer les résultats entre eux et analyser des conclusions sur les tendances d'intensité moyennes. Une normalisation des données sur une bathymétrie de référence pour corriger l'effet de dispersion et une correction de l'absorption en fonction d'une turbidité standard par région sont pré-requises. Le protocole fait automatiquement cette normalisation de

la dispersion et l'ajustement de l'absorption (annexe 3.3) en réalisant des fichiers .txt pour chaque paramètre statistique contenant les résidus à additionner aux valeurs obtenues sans ajustement (deuxième boucle). Cela dit, uniquement les données des intensités sont normalisées.

4.2.1 Approche statistique

L'effet de dispersion conique à travers la colonne d'eau provoque un étirement de l'empreinte de la pulse à la surface du fond, ce qui étend l'énergie de cette dernière sur une plus grande surface. Dans les bathymétries plus profondes, la colonne d'eau induit un étirement plus large de cette empreinte ; l'énergie de retour n'a donc pas la même intensité et cela affecte la signature spectrale. Afin de comparer les résultats, les signatures plus ou moins dilatées des données des différentes bathymétries sont ajustées à une signature de référence (fig. 21). Cette technique est relative à l'acquisition ; une autre signature de référence est nécessaire pour une normalisation bathymétrique d'une autre prise de données et d'une autre région (Clarke, Hamilton, 1999). Pour cette étude, la valeur bathymétrique de référence est la moyenne de la bathymétrie mesurée dans chaque ROI. Ne sachant pas quelle base logarithmique Optech inc. utilise comme rehaussement lors de la prise de données, un réétalonnage des données selon une régression exponentielle est effectué. Une régression exponentielle est caractéristique du comportement naturel décroissant de l'intensité par l'absorption en fonction de la distance.

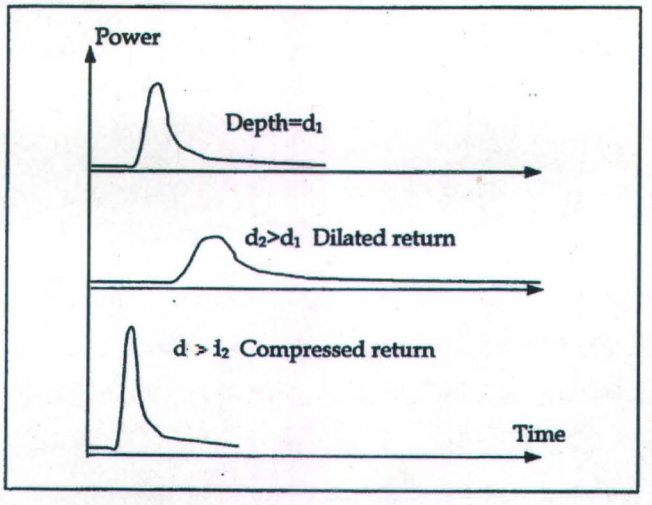
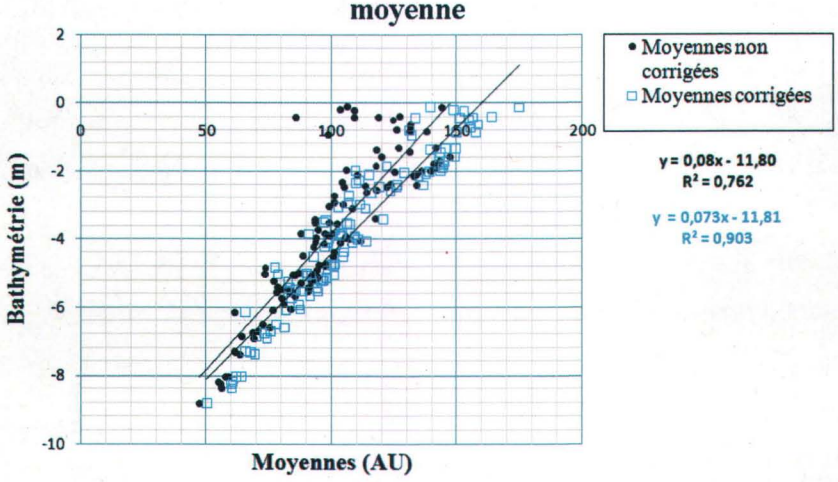


Fig. 21. Variations de la signature selon les différentes valeurs de bathymétrie. *d1 est la bathymétrie (signature) de référence et d2 est toutes les autres bathymétries à normaliser.* (Graphique d'après de Clarke and Hamilton, 1999)

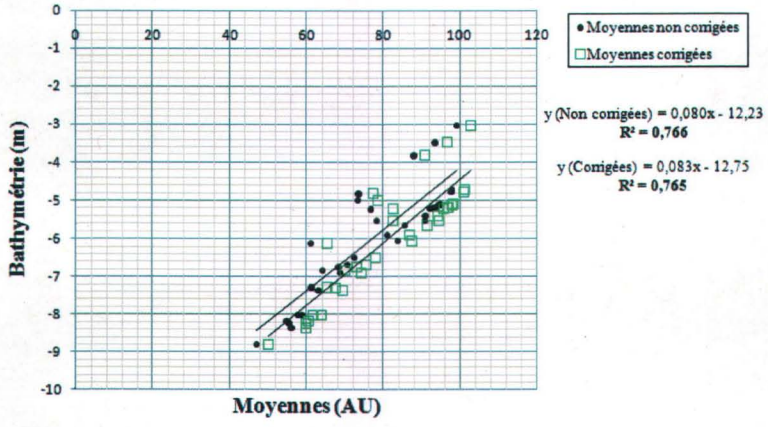
4.2.2 Atténuation de la bathymétrie

L'ajustement effectué dans le protocole est expérimenté sur les 4 valeurs statistiques à l'étude. Les résultats obtenus (fig. 22 à 33) prouvent que l'atténuation bathymétrique est uniquement ajustée pour les valeurs d'intensité, surtout en zone active. Le coefficient de détermination (R^2) passe de 0.76 à 0.90. L'effet bathymétrique n'affecte pas la variance, l'asymétrie et l'aplatissement, car aucune corrélation n'est observable dans les données après la correction. Aucune corrélation cohérente n'est observable pour les valeurs des variances, des symétries et des aplatissements.

Atténuation de la bathymétrie sur l'intensité moyenne



Atténuation de la bathymétrie sur la moyenne des intensités - ROIs passives



Atténuation de la bathymétrie sur la moyenne des intensités - ROIs actives

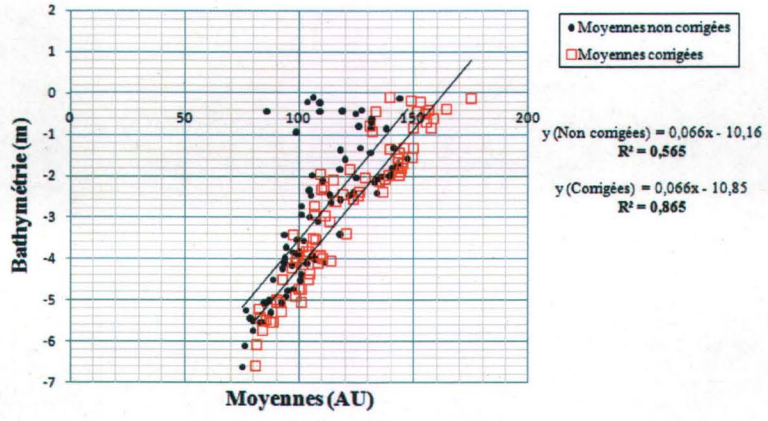
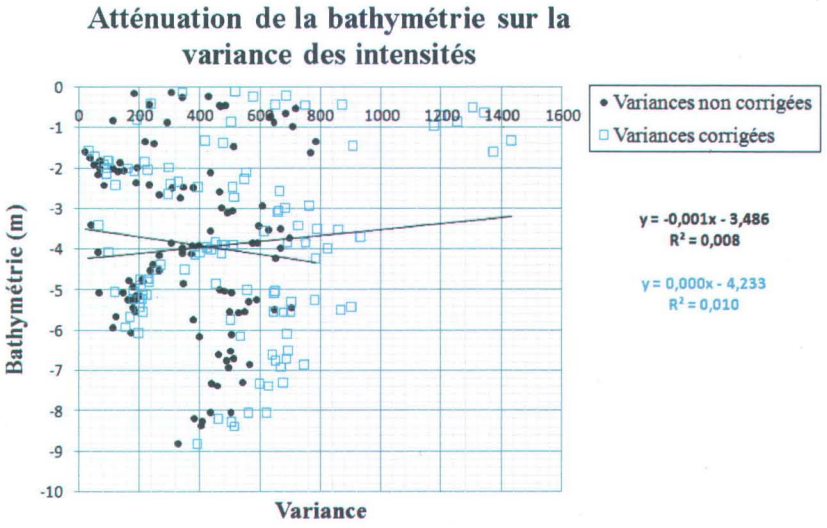
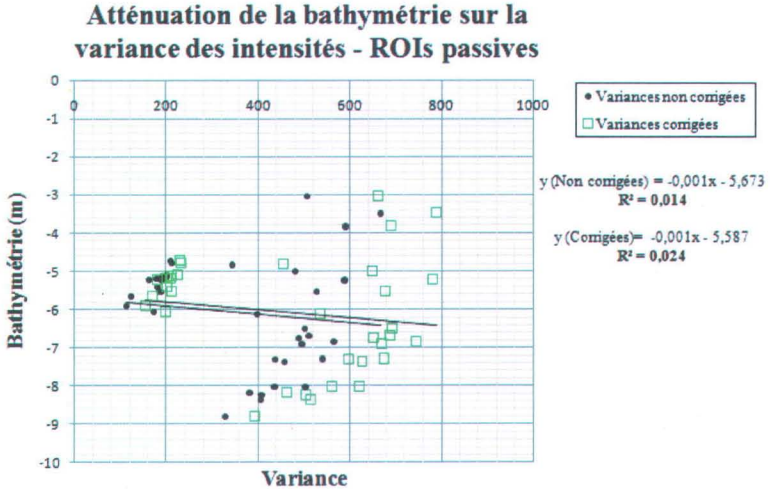


Fig. 22 à 24 : Valeurs des intensités moyennes pour chacune des ROIs avant et après la correction de l'atténuation de la bathymétrie.





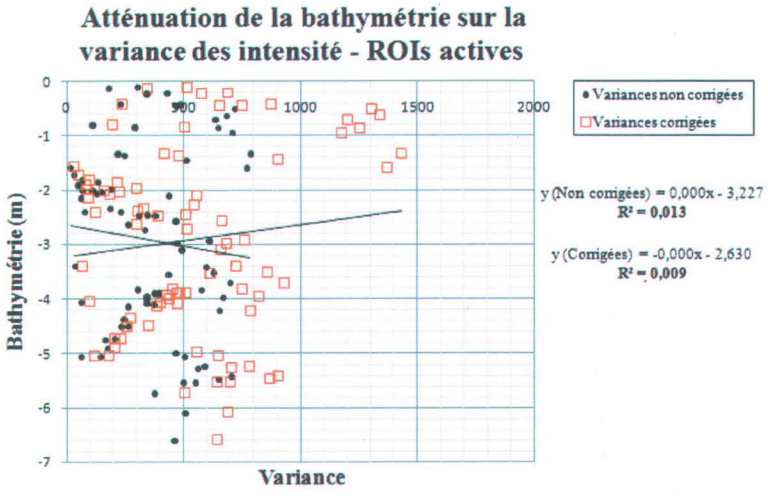
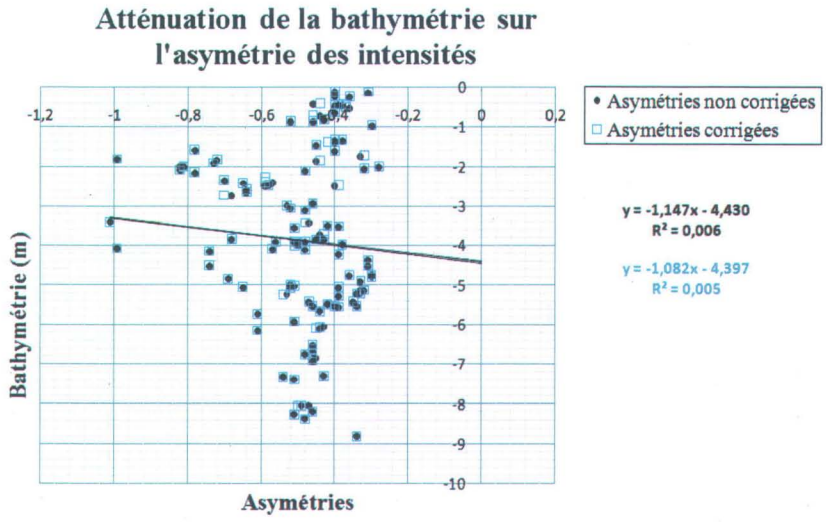
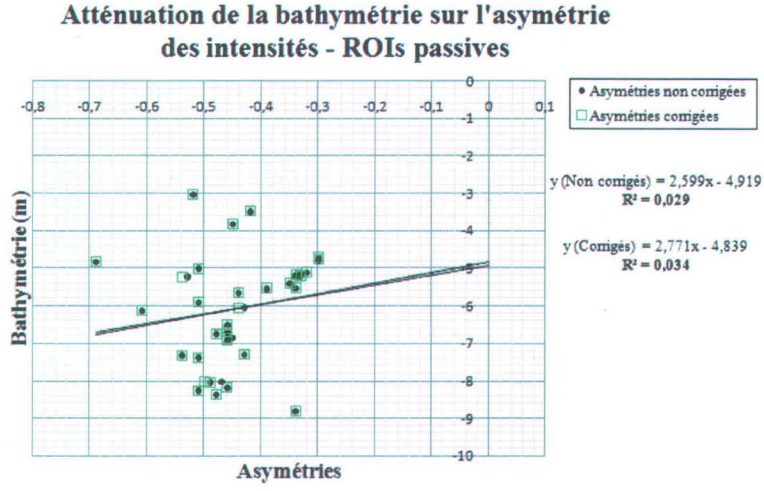


Fig. 25 à 27 : Valeurs des variances des intensités pour chacune des ROIs avant et après la correction de l'atténuation de la bathymétrie. *Aucune corrélation observable.*





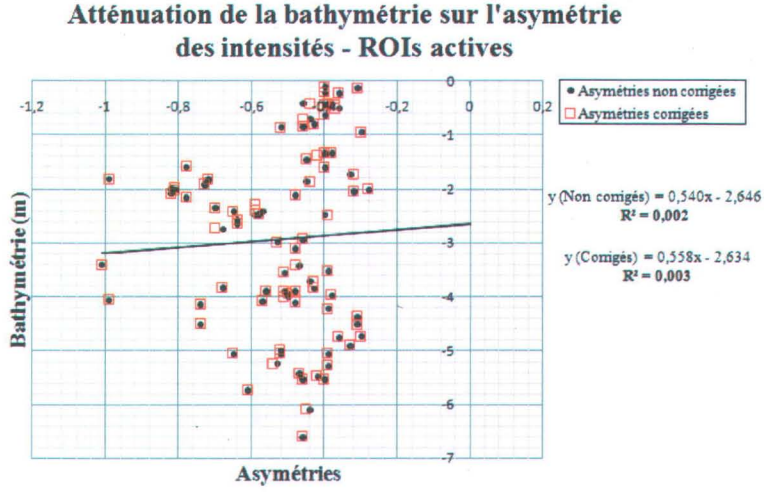
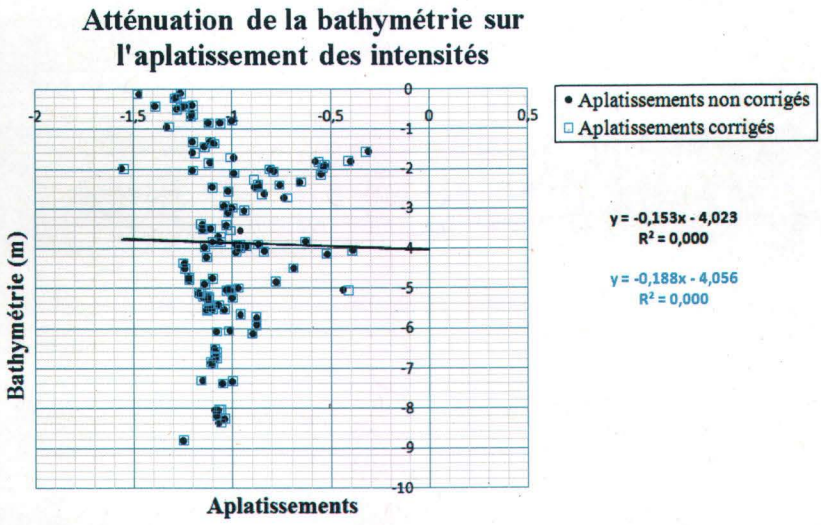
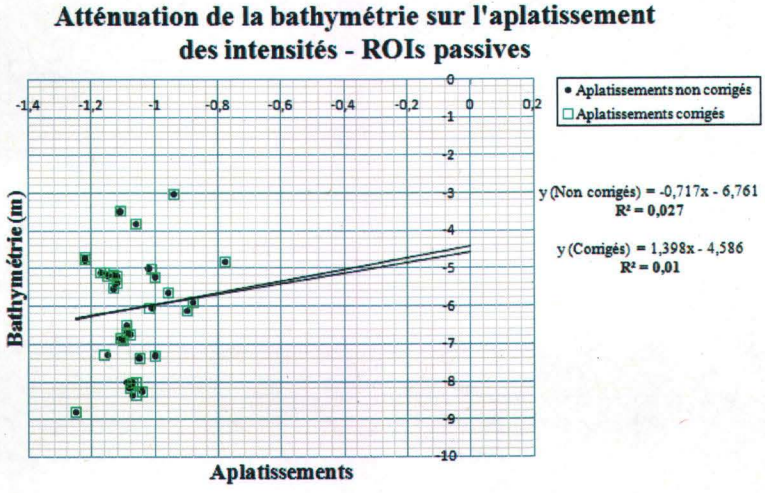


Fig. 28 à 30 : Valeurs des asymétries des intensités pour chacune des ROIs avant et après la correction de l'atténuation de la bathymétrie. *Aucune corrélation observable.*





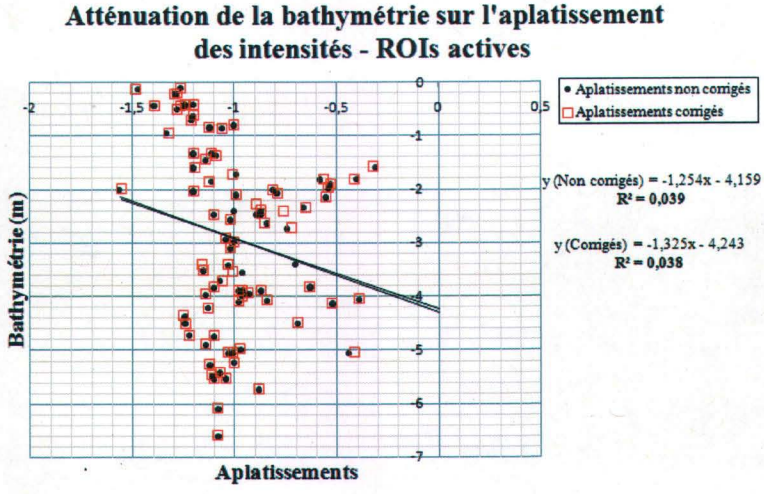


Fig. 31 à 33 : Valeurs des aplatissements des intensités pour chacune des ROIs avant et après la correction de l'atténuation de la bathymétrie. *Aucune corrélation observable.*

4.3 Atténuation du laser dans les sédiments

Dans le but de déterminer si l'intensité de retour est limitée aux couches superficielles des sédiments ou si cette intensité peut être affectée par les propriétés internes du sédiment en place, une expérience a été réalisée en laboratoire à l'aide du MAPLE. L'atténuation du bleu-vert dans le sédiment pourrait s'avérer un paramètre important dans l'évaluation des intensités moyennes de retour, surtout lors d'une analyse de rugosité de surface. Il faut donc en déterminer l'importance et corriger ce facteur s'il y a lieu.

4.3.1 Montage expérimental

Un capteur optique placé sous un contenant de plexiglass de 15 x 30 x 15 cm évalue couche par couche (1 à 7 mm) l'atténuation du rayonnement bleu-vert provenant du MAPLE à travers le sédiment (fig. 34). En tout, huit sables ont été expérimentés dont deux provenant directement de Paspébiac et Bonaventure, deux des trois sites à l'étude. Les échantillons de sable ont des granulométries variables afin d'évaluer l'impact de ce paramètre sur l'atténuation. De plus, l'évaluation d'un échantillon de quartz *(Ottawa sand)* donne une appréciation de la transparence du sédiment dans l'absorption du signal. Les grains de quartz utilisés sont constitués de 48.5% de sédiments compris entre 500 µm et 250 µm. Ils sont semi-arrondis, peu anguleux et beaucoup plus transparents que tous les autres sédiments. L'échantillon de Paspébiac est composé à 33% de petits galets plus grands que 8 mm et de 31.1% d'un sable compris entre 500 µm et 250 µm. La transparence de la faible proportion de quartz est affectée par l'oxydation des particules de fer de ce même échantillon. Le sable de Bonaventure contient à 18.4% des petits galets plus grands que 1 mm et de 26.7% de sable compris entre 250 µm et 63 µm. Cet échantillon est composé de particule argileuse rendant le sédiment opaque. Les échantillons de Paspébiac et Bonaventure sont plus hétérogènes que l'échantillon de quartz.

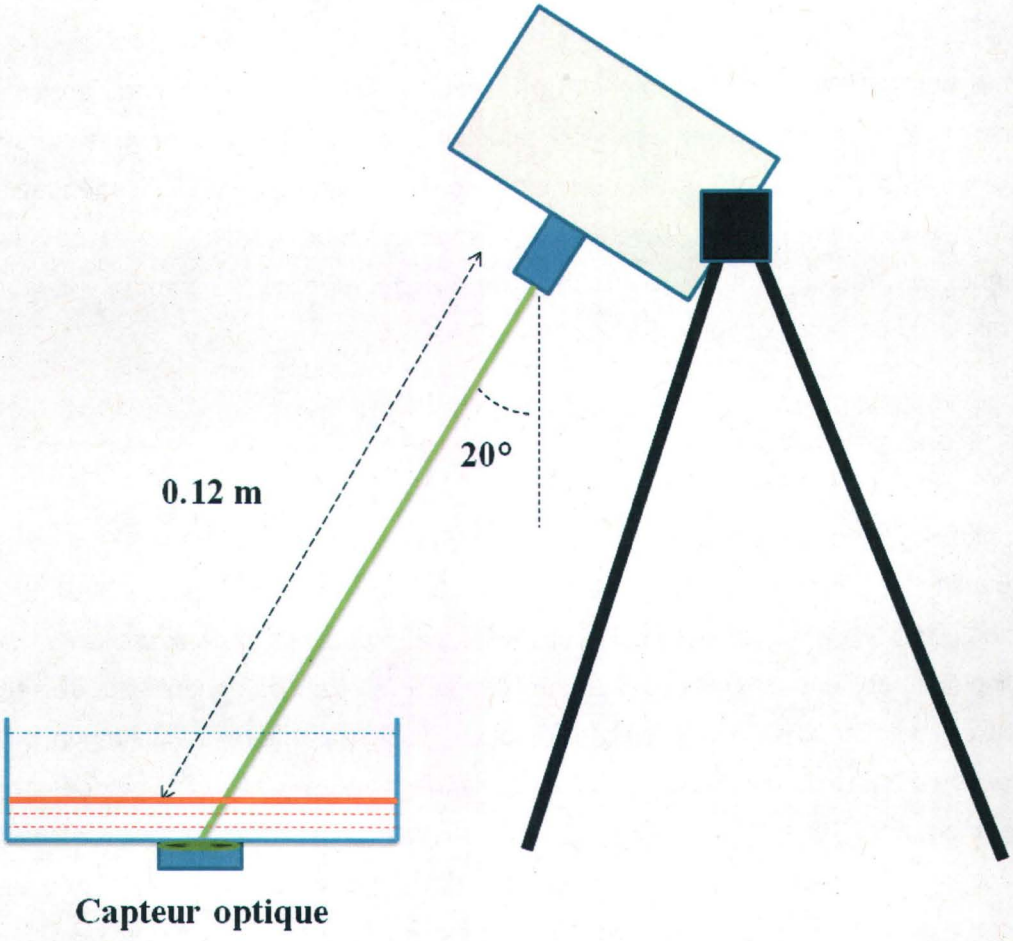


Fig. 34. Montage pour déterminer l'atténuation du laser dans les couches de sédiment.

4.3.2 Atténuation dans trois échantillons

Dans le premier millimètre, l'atténuation du quartz, de l'échantillon de Bonaventure et celui de Paspébiac est respectivement de 73%, 98.8% et 99.5% (fig. 35). L'atténuation a augmentée à 89.8%, 99.95% et 99.98% dans le second millimètre. Au dessus de 2 mm, l'atténuation est relativement constant pour les échantillons de Paspébiac et Bonaventure, mais continue d'augmenter dans le quartz jusqu'à 94.5% au troisième millimètre. Selon la courbe de tendance logarithmique, la couche de pénétration du bleu-vert atteint 7 mm dans le quartz, ce qui est supérieur aux 4 mm des deux autres échantillons.

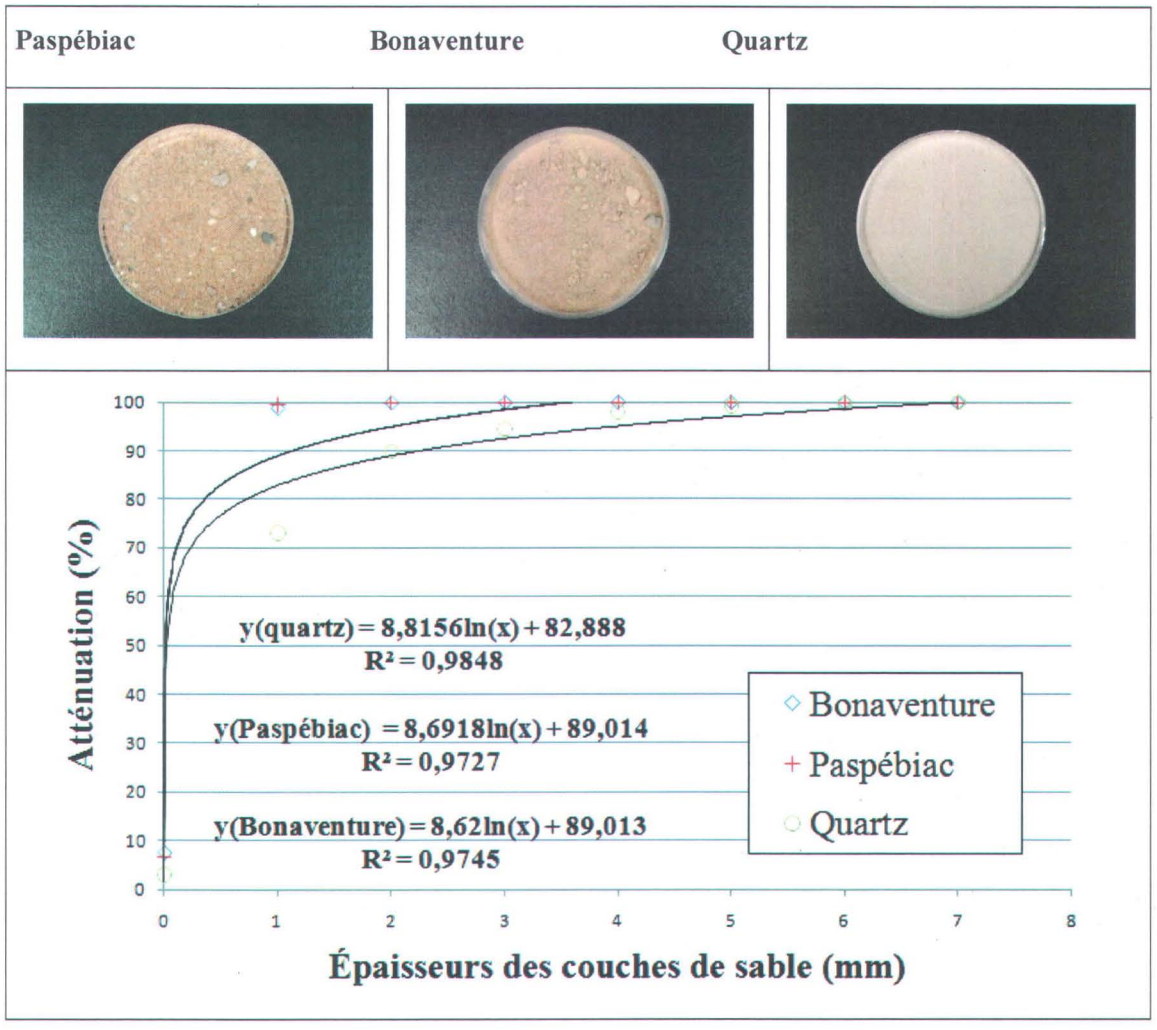


Fig. 35. Résultats de l'absorption du laser dans différentes épaisseurs de couche de sable de Paspébiac, Bonaventure et de quartz.

L'échantillon ayant la granulométrie la plus grossière suit une atténuation plus graduelle que tous les autres et quatre des cinq échantillons ont une atténuation presque maximale dès le deuxième millimètre (fig. 36). Cela peut s'expliquer par la présence de grands vides entre les petits galets qui ne sont pas remplis avant le quatrième millimètre. Avec un échantillon de sédiment plus fin, la présence de ces grands vides est logiquement moins probable.

Pour l'étude, l'ajustement de l'atténuation dans le sédiment des données du SHOALS-3000T n'a pas été retenu pour les sables de Paspébiac et de Bonaventure, car les deux atténuations en laboratoire sont maximales dès le 2e mm (>99%).

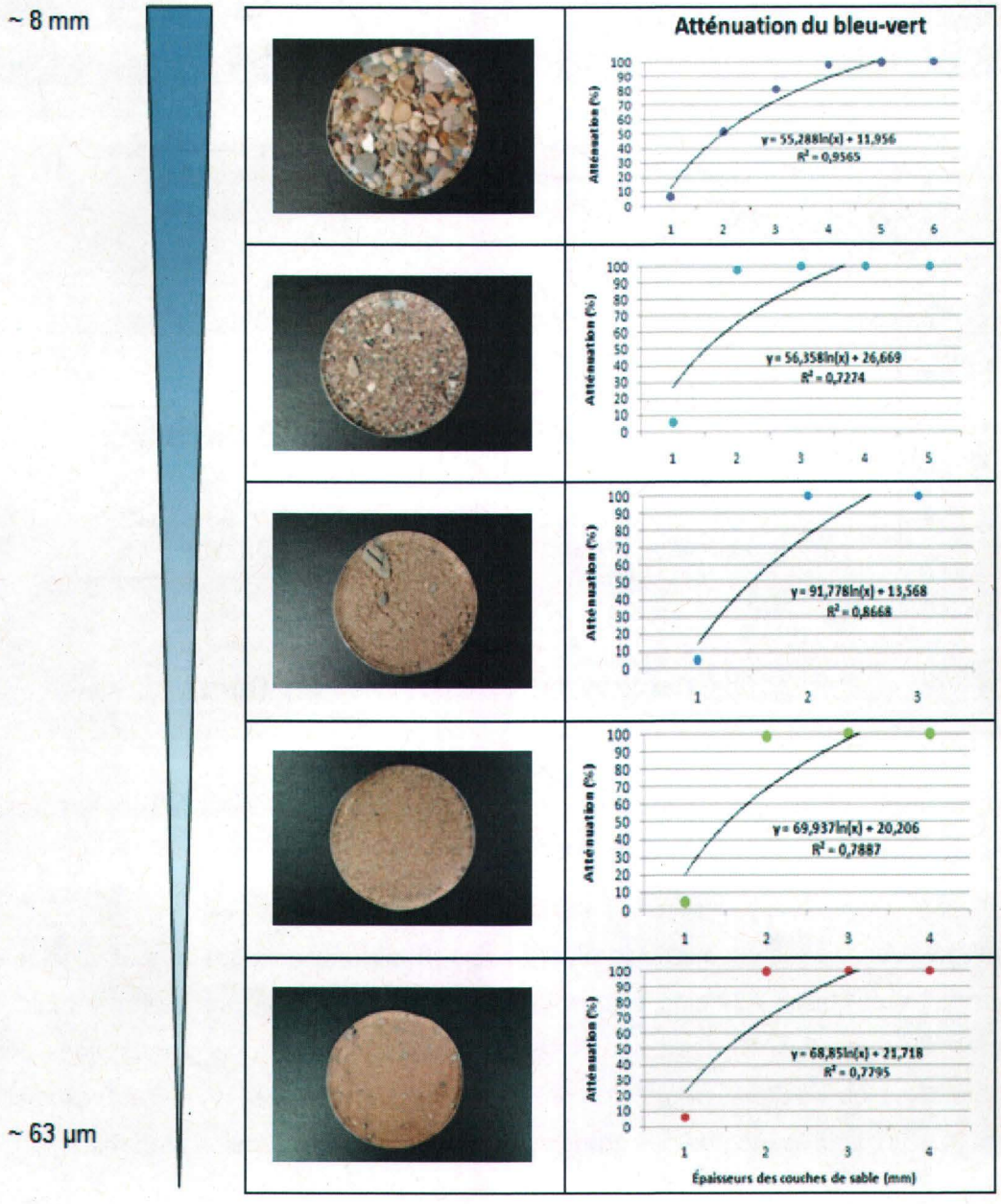


Fig. 36. Images des échantillons ainsi que leur courbe d'atténuation du bleu-vert en pourcentage selon un nombre de couche de sable significatif. *L'écart granulométrique des échantillons est d'environ 8 mm à 60 µm.*

4.4 Effets des angles de rétrodiffusion

Sur le terrain, les dunes peuvent être scannées par le SHOALS-3000T dans tous les sens, tout dépendamment de l'angle de la surface du fond, l'angle de balayage et l'orientation de l'avion. Or, il est prouvé que les morphologies sédimentaires ordonnent des angles de rétrodiffusion qui modifient les valeurs d'intensité de retour (Wang, Philpot, 2007). Il est donc impératif de corriger ce paramètre.

4.4.1 Protocole expérimental

Des expériences en laboratoire ont été élaborées à l'aide du prototype MAPLE. Une quantité de sable a été déposée dans un contenant de plexiglass de 15 X 30 X 15 cm. À l'intérieur, une ride sableuse a été construite manuellement. Trois échantillons de sable ont été expérimentés; les trois mêmes que ceux utilisés dans l'expérience de l'atténuation du bleu-vert dans le sédiment mentionnée auparavant (chapitre 4.3), c'est-à-dire les échantillons de Paspébiac, Bonaventure et de quartz. Seulement les flancs d'érosion ont été observés, car en cernant uniquement l'angle de rétrodiffusion, les flancs d'avalanche sont considérés comme ayant le même comportement qu'un flanc d'érosion. Les crêtes ont différentes asymétries tout dépendamment de la hauteur de la ride ou de la dune et de sa longueur d'onde, alors aucune conclusion morphologique ne pourrait correspondre à la globalité du comportement pour cette partie.

Chacun des flancs d'érosion a été scannés dans un pas de 10° sur 180° au total. Cela reflète toute la gamme d'orientation possible du laser. Lorsque l'angle de 0° est testé, le flanc d'érosion est orienté de façon à faire face au rayon bleu-vert du MAPLE et plus l'angle augmente ($0° < x \leq 180°$), plus le flanc d'érosion évite de faire face au rayon (fig. 37 et 38). Pour que tout soit conforme à la réalité sur le terrain, l'angle de visée du MAPLE est représentatif de l'angle du SHOALS-3000T, c'est-à-dire 20°. Il est important de mentionner que le comportement spectral de la densité de surface n'est pas observé pour cette expérience, car les processus hydrodynamiques pour la construction des rides et des dunes sont absents. La densité de surface est considérée identique pour les angles ($0°< x \leq 180°$) observés à l'intérieur de chaque échantillon. Uniquement les angles de rétrodiffusion sont analysés.

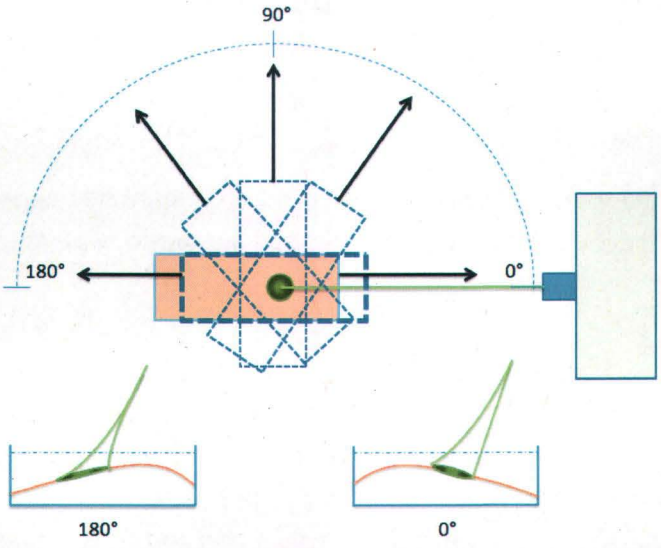


Fig. 37. Schéma du montage en laboratoire pour l'évaluation du changement d'intensité en fonction de tous les angles de rétrodiffusion (0° ≤ x ≤ 180°).

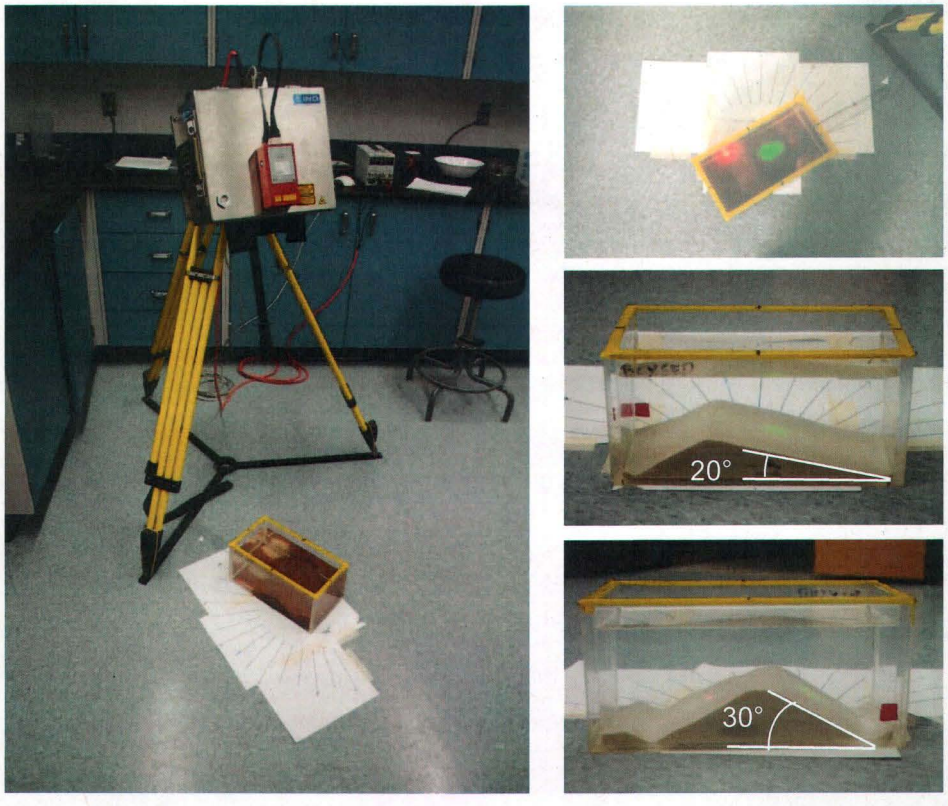


Fig. 38. Photos du montage en laboratoire effectué afin de déterminer les tendances des intensités moyennes à l'aide du MAPLE sur différents angles de rétrodiffusion (flancs d'érosion).

4.4.2 Résultats pour le quartz et les échantillons de Bonaventure et Paspébiac

L'angle du flanc d'érosion de la ride a un effet sur les valeurs d'intensité de retour du MAPLE. La figure 39 représente une moyenne d'intensité plus élevée à un angle de 0° et une intensité plus faible à 180° sur la surface du quartz. Un flanc d'érosion de 10° a une plus faible variation qu'un flanc d'érosion de 30°. Pour les trois pentes du quartz, les variations sont de 15.1% à 19.1%. Pour les échantillons de Paspébiac et Bonaventure, ces variations sont de 3.8% à 4.3%, et 3.6% à 4.3% respectivement (fig. 40 et 41). Les écart-types des distributions des données pour chaque angle *(visual angles)* est plus faible sur l'échantillon de Bonaventure et de quartz que sur celui de Paspébiac.

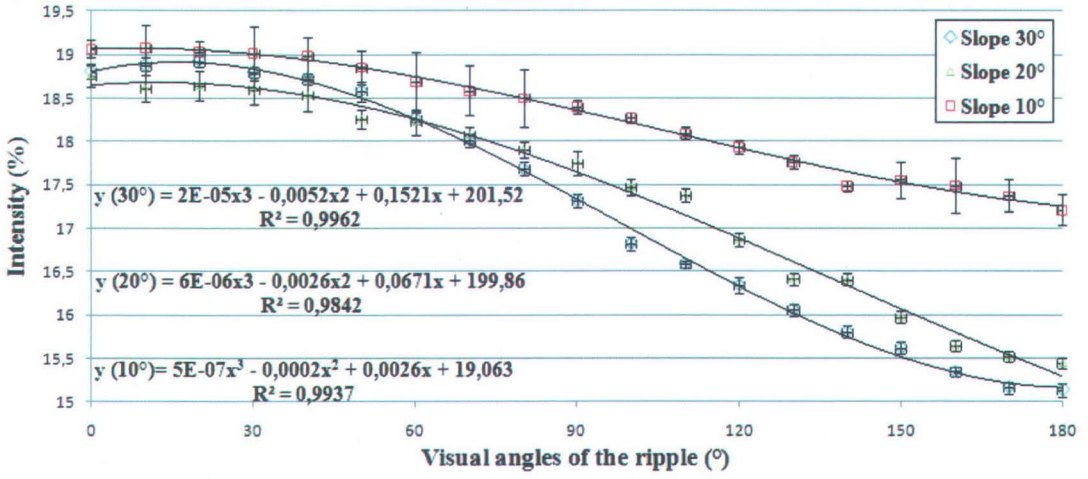


Fig. 39. Courbes de tendance du quartz associées aux valeurs d'intensité en fonction de tous les angles de rétrodiffusion de trois degrés de flancs d'érosion différents. *Les écart-types des distributions sont démontrés par les barres d'erreur.*

Afin de connaître la formule décrivant le comportement spectral de tous les angles de front d'érosion pour le quartz, une courbe de tendance englobant toutes les données a été élaborée. Les résultats démontrent une tendance significative à 77% qui se traduit par la formule quadratique de troisième ordre suivante :

$$y = 1E^{-06}x^3 - 0.0003x^2 + 0.0093x + 18.819 \quad (3)$$

$$R^2 = 0,7657$$

où **y** est la moyenne d'intensité corrigée de l'angle de rétrodiffusion

x est l'angle de rétrodiffusion

Cette formule est relative au pourcentage d'énergie reçu sur l'énergie émise et pourrait être utilisée pour corriger l'angle de rétrodiffusion pour un fond majoritairement quartzique.

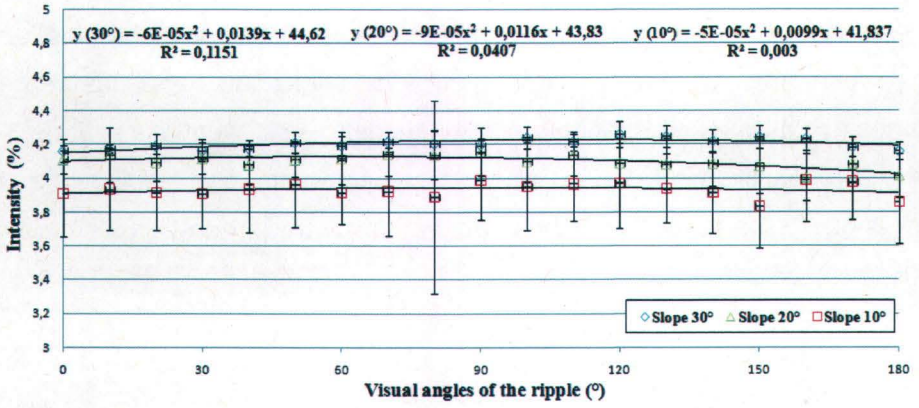


Fig. 40. Courbes de tendance du sable rouge de Paspébiac associées aux valeurs d'intensité en fonction de tous les angles de rétrodiffusion de trois degrés de flancs d'érosion différents. *Les écart-types des distributions sont démontrés par les barres d'erreur.*

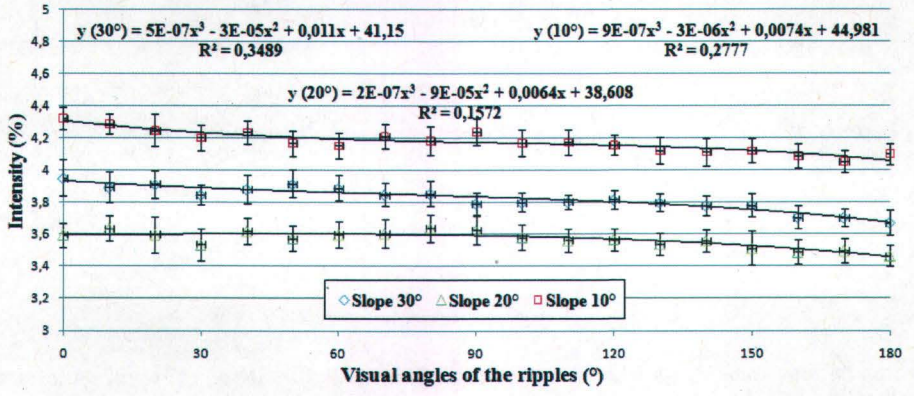


Fig. 41. Courbes de tendance du sable rouge de Bonaventure associées aux valeurs d'intensité en fonction de tous les angles de rétrodiffusion de trois degrés de flancs d'érosion différents. *Les écart-types des distributions sont démontrés par les barres d'erreur.*

Les résultats de l'échantillon de Paspébiac démontrent des écart-types qui se croisent entre les trois pentes. L'échantillon de Bonaventure démontre des écart-types similaires pour chaque distribution et chaque pente, et les courbes de tendance dessinent des tendances qui induisent une valeur plus élevée à un angle *(visual angle)* de 0° et une valeur plus faible à 180°. Entre les trois échantillons, il n'y a pas de cohérence entre les rétrodiffusions plus élevées et les angles des pentes. Les tendances et les formules de corrélation pour les échantillons de Paspébiac et de Bonaventure ne sont pas significatives; elles n'ont donc pas été retenues dans l'ajustement des intensités moyennes collectées par le SHOALS-3000T dans cette étude.

CHAPITRE 5 :
RÉSULTATS

Sur les sites d'étude, il y a des zones actives et passives. Les zones actives sont en constante remobilisation grâce à une activité hydrodynamique continuelle. Elles se retrouvent près de la ligne de côte, c'est-à-dire supérieures à la limite de l'action de la houle. Les zones actives ont des architectures plus prononcées ; leurs géométries claires laissent mieux percevoir l'orientation du courant résultant. Les architectures passives sont issues d'activité hydrodynamique moins présente (avec faible intensité des courants des houles), plus désorientées, et formées surtout par les courants de tempête. Contrairement aux actives, elles sont moins prononcées dans leurs géométries et laissent moins percevoir facilement l'orientation des courants.

Dans l'ensemble, les résultats des 117 ROIs ont des intensités mesurées se situant entre 50.1 AU et 164.13 AU. Les valeurs des variances se situent entre 30 et 1432. Toutes les valeurs d'asymétrie et d'aplatissement sont négatives et se situent dans un intervalle entre -0.3 et -1.01 et -0.32 et -1.76 respectivement. Les tableaux rassemblant les résultats de chacun des profils sont exposés en annexe (annexe 4). Ceux-ci présentent les résultats des données non corrigées et corrigées par la normalisation bathymétrique et les valeurs bathymétriques moyennes de chacune des ROIs.

Les résultats sur la limite de l'action de la houle sont démontrés sur plusieurs profils de la région de Paspébiac, Bonaventure et New-Carlisle, et sont présentés dans la deuxième partie des résultats (chapitre 5.5). En tout, 20 profils perpendiculaires à la ligne de côte relevant plus de 135 ROIs sont analysés. Les profils bathymétriques de ces derniers ont des pentes relativement douces. Ils se situent dans un intervalle entre 0 m et -14 m. Les tableaux des données ainsi que les profils bathymétriques sont présentés à l'annexe 5.

5.1 Paspébiac

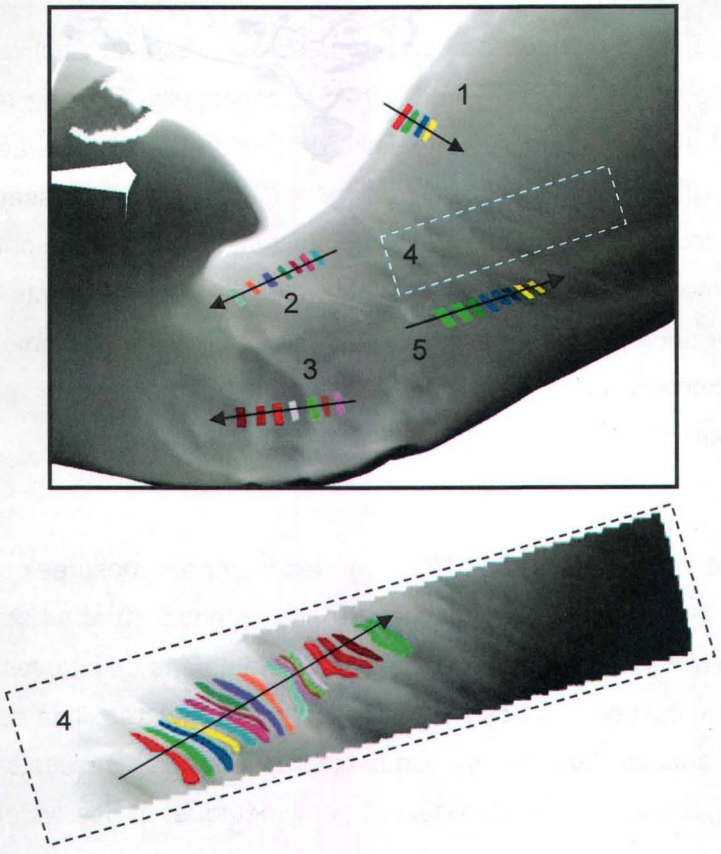


Fig. 42. Images des ROIs et des lignes bathymétriques analysées dans la région de Paspébiac. *45 ROIs sont divisées sur 5 profils bathymétriques (zones 1 à 5).*

5.1.1 Zone d'intérêt 1 - Barre d'avant-côte

Sur la barre d'avant-côte, (fig. 42, zone 1), les intensités moyennes de retour se situent dans un intervalle entre 113.31 AU et 145.62 AU (fig. 43). La valeur minimale mesurée est observée au large de la barre et la valeur maximale, sur la crête de la barre. La valeur maximale de la variance est aussi observée à cet endroit.

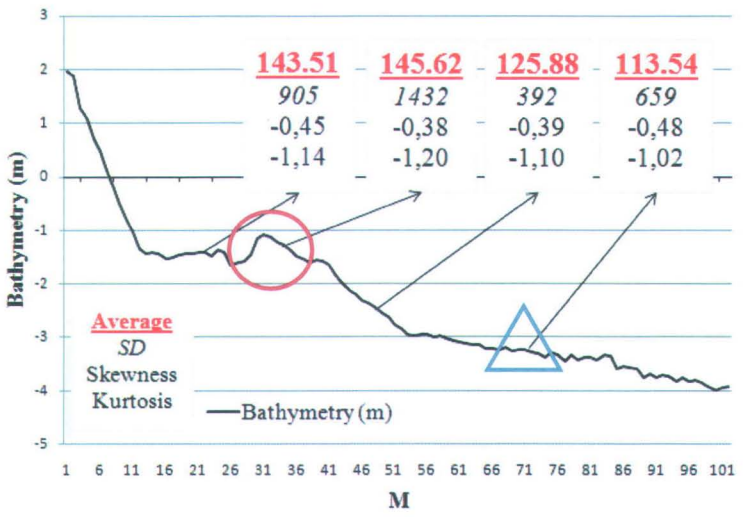


Fig. 43. Bathymétrie et valeurs statistiques des intensités sur la barre d'avant-côte de Paspébiac (zone 1).

5.1.2 Zone d'intérêt 2 - Pointe des deux cordons

Sur les dunes actives peu profondes à la pointe de Paspébiac (fig. 42, zone 2), les intensités moyennes se retrouvent dans un intervalle entre 131.38 AU et 139.25 AU (fig. 44). La valeur la plus élevée se localise au centre d'un flanc d'avalanche et la plus faible, à une profondeur de -2.11 m, dans la partie basse du flanc d'érosion de la deuxième dune. Les valeurs de variance les plus élevées sont situées sur la crête d'un banc de sable et à la surface du front d'avalanche, dans la zone où se rencontre les courants de la dérive littorale provenant du nord-est et les courants du sud-ouest.

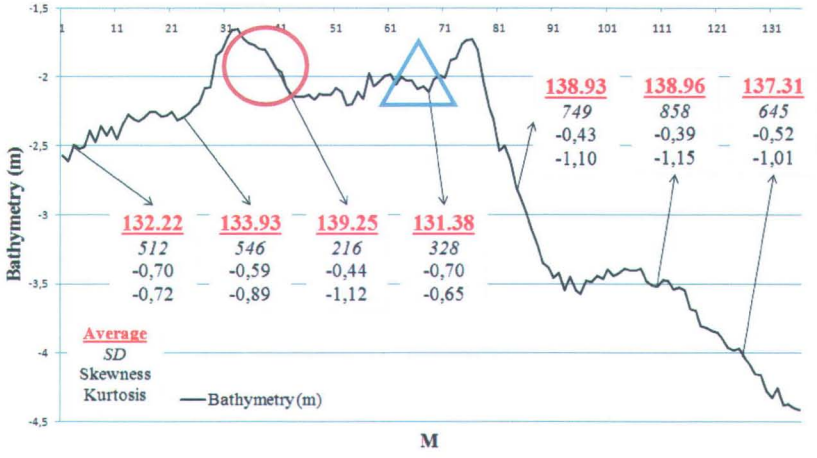


Fig. 44. Bathymétrie et valeurs statistiques des intensités sur les dunes peu profondes de la pointe de Paspébiac (zone 2).

5.1.3 Zone d'intérêt 3 - Dunes au large de la pointe des deux cordons

Sur les dunes actives profondes de la pointe de Paspébiac (fig. 42, zone 3), les intensités moyennes de retour sont situées dans un intervalle entre 81.08 AU et 92.45 AU (fig. 45). La valeur maximale mesurée est observée sur le haut d'un flanc d'érosion et la valeur minimale, dans le bas d'un flanc d'érosion, c'est-à-dire dans la zone de vortex entre les deux dunes. Des zones profondes des flancs d'érosion jusqu'aux crêtes, les intensités moyennes progressent de 3.53 % et 4.18 %.

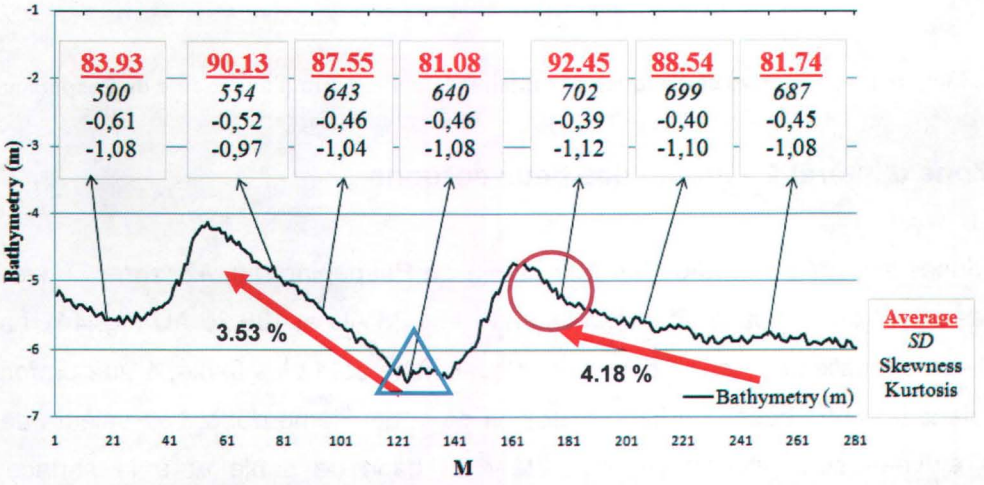


Fig. 45. Bathymétrie et valeurs statistiques des intensités sur les dunes actives profondes de la pointe de Paspébiac (zone 3).

5.1.4 Zone d'intérêt 4 - Dunes actives et passives à l'est du barachois

À l'est du barachois de Paspébiac, des dunes actives et passives sont présentes (fig. 42, zone 4). Sur les dunes actives, valeurs des intensités moyennes de retour se situent dans un intervalle entre 91.90 AU et 104.87 AU (fig. 46). Ces valeurs sont localisées respectivement au centre du moins profond flanc d'avalanche et sur le haut du flanc d'avalanche de la deuxième dune du profil. Le long du flanc d'avalanche de la troisième dune, l'abaissement de l'intensité moyenne est de l'ordre de 2.36 %. Sur les dunes passives, les intensités moyennes se situent entre 86.71 AU et 101.26 AU (fig. 47). La valeur la plus élevée est observée sur le haut du flanc d'avalanche de la quatrième dune du profil et la valeur minimale, sur le haut du flanc d'avalanche de la dune la plus profonde. De la zone profonde du flanc d'érosion de la cinquième dune jusqu'à la crête, les intensités moyennes de retour progressent de 0.98 %. Le

long du flanc d'avalanche de la quatrième et de la cinquième dune, l'abaissement de l'intensité moyenne est de l'ordre de 2.23 % et 2.57 % respectivement. La plus faible valeur d'asymétrie des 117 ROIs analysées (-0.3) est localisée sur la crête de la quatrième dune.

Dans cette zone d'intérêt, les affaiblissements des intensités sur les flancs d'avalanche sont similaires dans la zone active et passive. La progression mesurée sur le flanc d'érosion d'une dune passive est inférieure à celles mesurées sur les dunes actives au large de la pointe des deux cordons (fig. 45).

Fig. 46. Bathymétrie et valeurs statistiques des intensités sur les dunes actives à l'est du barachois de Paspébiac (zone 4).

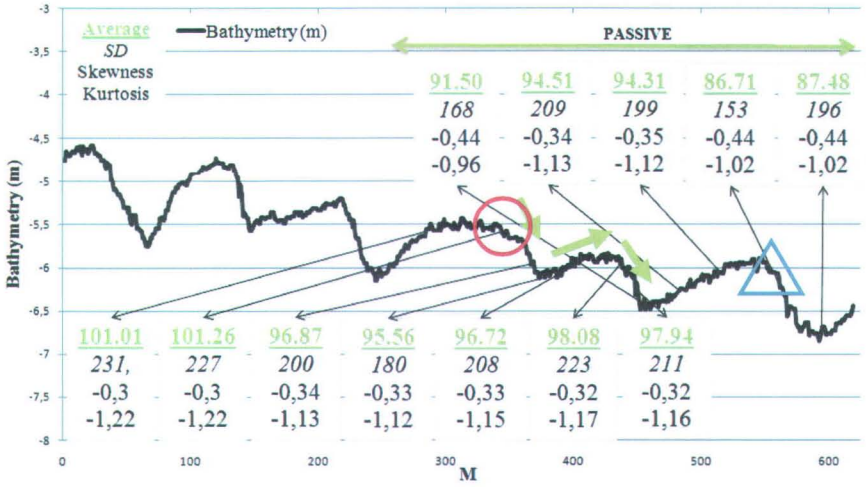


Fig. 47. Bathymétrie et valeurs statistiques des intensités sur les dunes passives à l'est du barachois de Paspébiac (zone 4).

5.1.5 Zone d'intérêt 5 - Dunes profondes à l'est du barachois

Sur le profil des dunes profondes à l'est du barachois de Paspébiac (fig. 42, zone 5), les intensités moyennes de retour se situent dans un intervalle entre 59.87 AU et 77.85 AU (fig. 48). La valeur minimale et maximale se localisent sur le haut d'un flanc d'avalanche d'une dune à une profondeur d'environ -8.50 m et au centre d'un flanc d'érosion à -6.5 m respectivement. De la zone profonde du flanc d'érosion jusqu'à la crête, les intensités moyennes de retour progressent de 2.64 %. Les valeurs des variances sont plus élevées sur ce profil de dunes passives profondes que sur le profil parallèle des dunes moins profondes (fig. 47).

Fig. 48. Bathymétrie et valeurs statistiques des intensités sur les dunes profondes à l'est du barachois (zone 5).

5.2 L'épi de la plage à Norbert

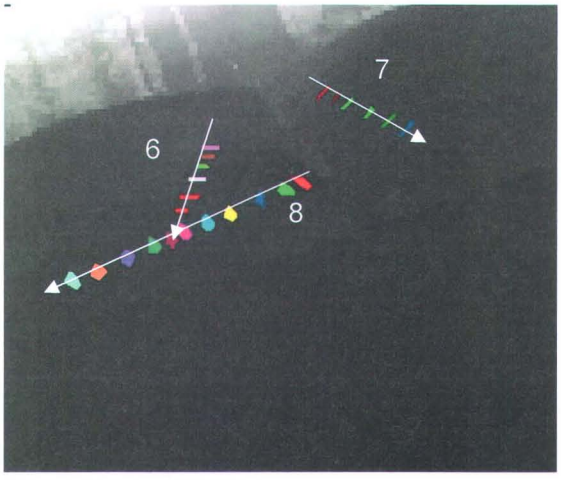


Fig. 49. Image des ROIs et des lignes bathymétriques analysées autour de la jetée à l'est de Paspébiac. *22 ROIs sont divisées sur 3 profils bathymétriques (zones 6 à 8).*

5.2.1 Zones d'intérêt 6 et 7 - Zones d'érosion et d'accumulation autour de la jetée

Dans la zone d'érosion (fig. 49, zone 6), les intensités moyennes de retour se présentent dans un intervalle entre 107.31 AU et 143.56 AU à -3.55 m et -2 m de profondeur respectivement (fig. 50). L'écart entre cet intervalle est plus grand que celui observé dans la zone d'accumulation. La valeur de la variance retrouvée à -1.60 m de profondeur est élevée en comparaison avec le reste du profil. Adjacente à cette variance élevée, une chute de 93.65% de la variance est observée à -2 m de profondeur. À cette même profondeur, la valeur de l'aplatissement est considérablement faible. Dans la zone d'accumulation (fig. 49, zone 7), les intensités moyennes de retour se retrouvent dans un intervalle situé entre 115.74 AU et 139.38 AU mesurées à -2.64 m et -1.37 m de profondeur (fig. 51). La valeur de la variance à 0.95 m est élevée en comparaison avec le reste du profil, car cette valeur se situe sur une barre d'avant-côte. Elle dépasse de 45.2 % la deuxième valeur de variance la plus élevée du profil à -0.35 m de profondeur. Il n'y a pas de barre d'avant-côte dans le profil de la zone d'érosion, car il n'y a pas assez de sable pour la former.

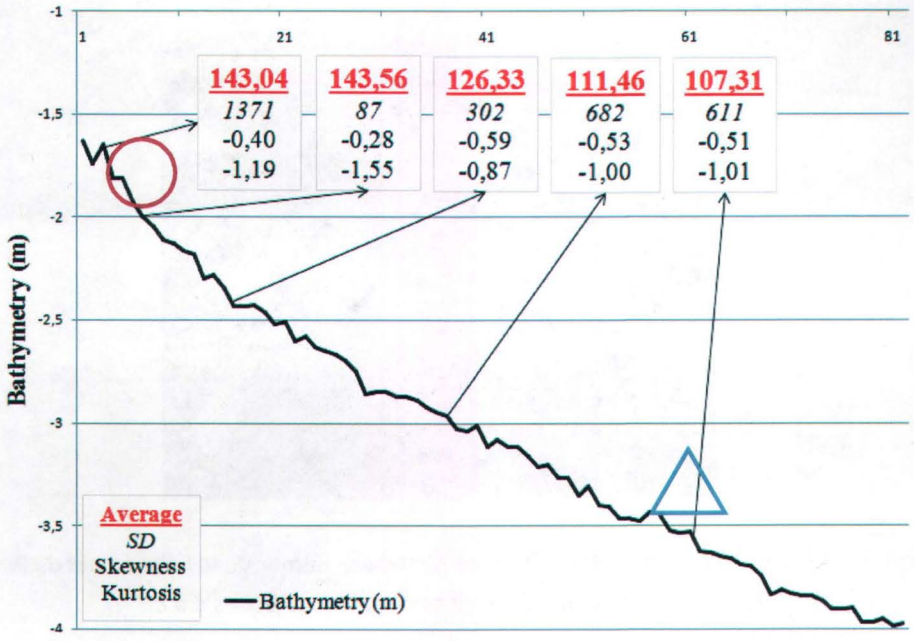


Fig. 50. Bathymétries et valeurs statistiques des intensités sur la zone d'érosion de la jetée à l'est du barachois de Paspébiac (zone 6).

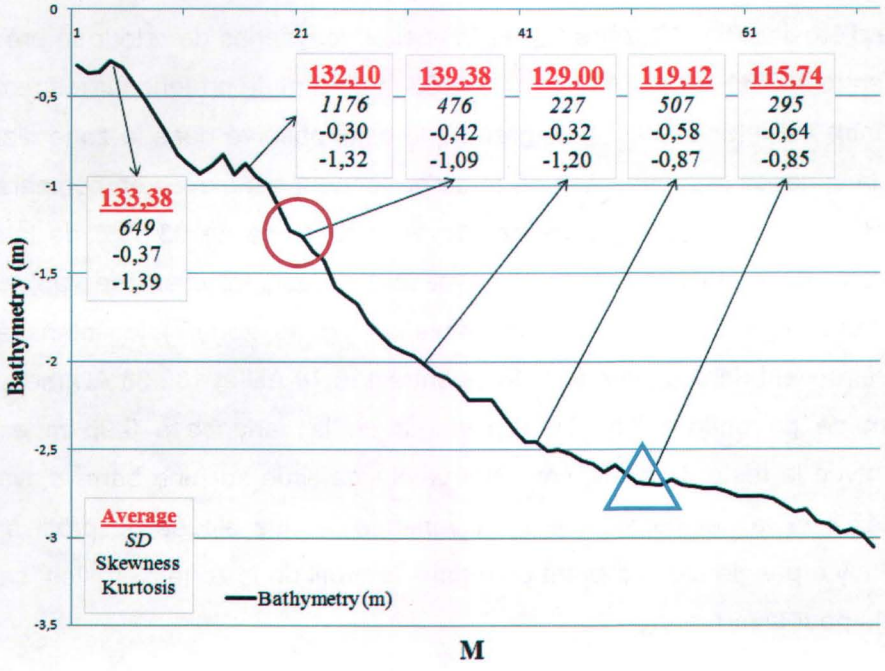


Fig. 51. Bathymétries et valeurs statistiques des intensités sur la zone d'accumulation de la jetée à l'est du barachois de Paspébiac (zone 7).

5.2.2 Zone d'intérêt 8 - Dunes devant la jetée

Dans ce profil (fig. 49, zone 8), l'intervalle des intensités moyennes de retour se situe entre 92.86 AU dans le creux avant la première dune de droite, c'est-à-dire près du bout de la jetée, et 110.43 AU sur le haut d'un front d'avalanche de cette même dune, près de la crête (fig. 52). De la zone profonde du flanc d'érosion de la dune est jusqu'à la crête, les intensités moyennes de retour progressent de 4.16 %. Les variations des variances sont moins prononcées que sur les zones d'érosion et d'accumulation.

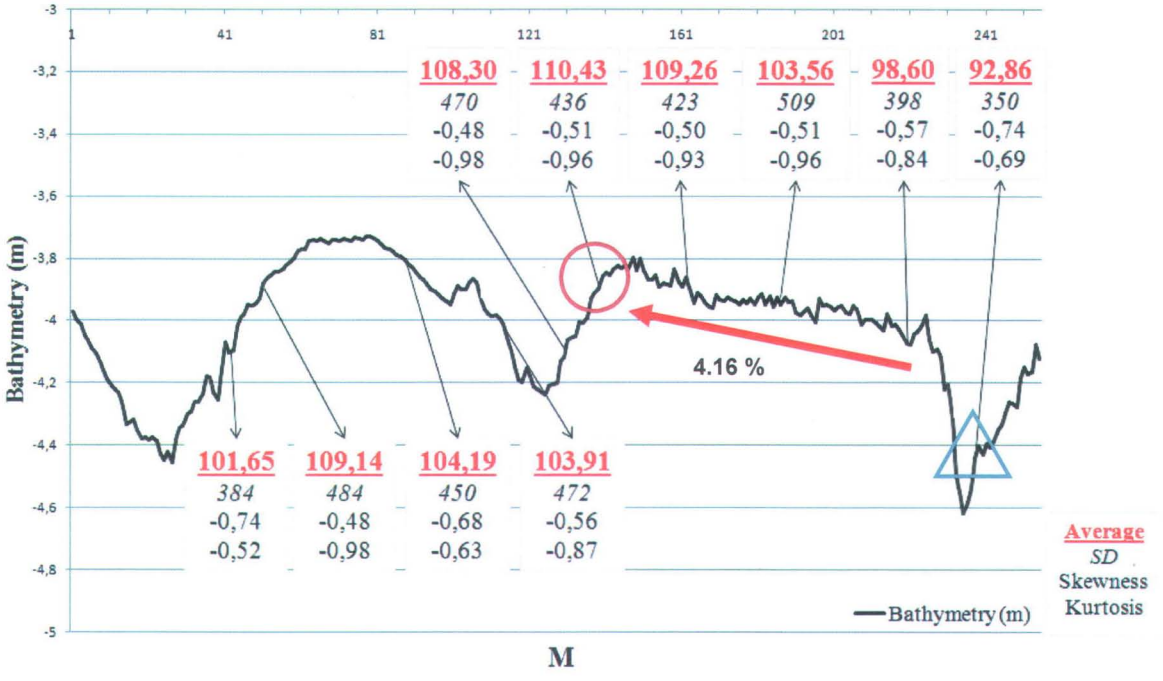


Fig. 52. Bathymétrie et valeurs statistiques des intensités sur les dunes devant la jetée à l'est du barachois de Paspébiac (zone 8).

5.3 Gignac

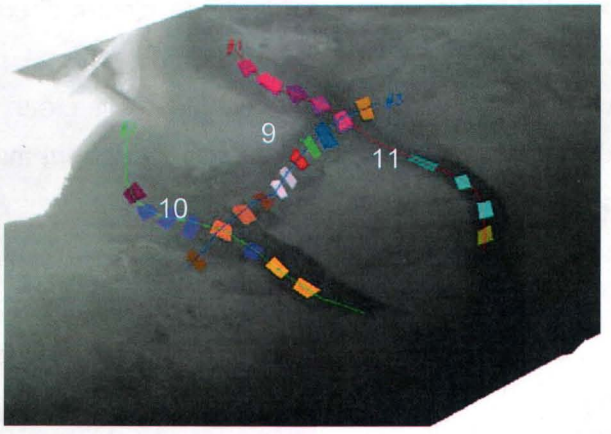


Fig. 53. Images des ROIs et des lignes bathymétriques analysées dans la région de Gignac. *26 ROIs sont divisées sur 3 profils bathymétriques (zones 9 à 11).*

5.3.1 Zones d'intérêt 9 et 10 - Vestiges de l'ancien chenal et chenal actif

Dans le profil de l'ancien chenal (fig. 53, zone 9), les intensités moyennes de retour se situent dans un intervalle compris entre 50,.10 AU et 102.74 AU (fig. 54). La valeur la plus élevée se localise près de la côte (< 5 m) et la plus faible, au large du profil (> 5 m). Dans le profil du chenal actif (fig. 53, zone 10), les moyennes des intensités de retour se situent dans un intervalle compris entre 60.39 AU et 130.99 AU (fig. 55). C'est un écart considérablement élevé en comparaison avec l'écart de l'ancien chenal. Les plus faibles valeurs sont localisées dans la partie plus profonde du profil où il est possible d'observer des dunes créées par les courants de tempête (> 5 m). Les valeurs d'intensité moyennes sont généralement plus faibles dans le profil de l'ancien chenal que dans le profil du chenal actif et la variation des variances est plus élevée sur le chenal actif que sur l'ancien : un écart de 587 et 397 respectivement.

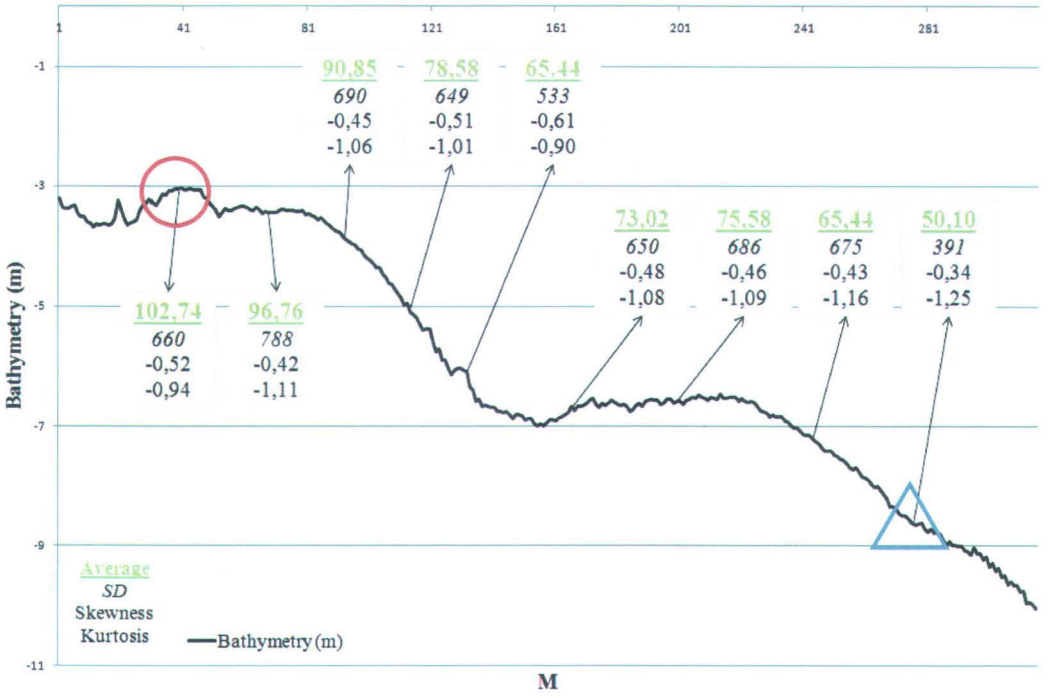


Fig. 54. Bathymétrie et valeurs statistiques des intensités sur les vestiges du chenal créés par l'ancienne embouchure de la rivière passant près du chemin du petit moulin (zone 9).

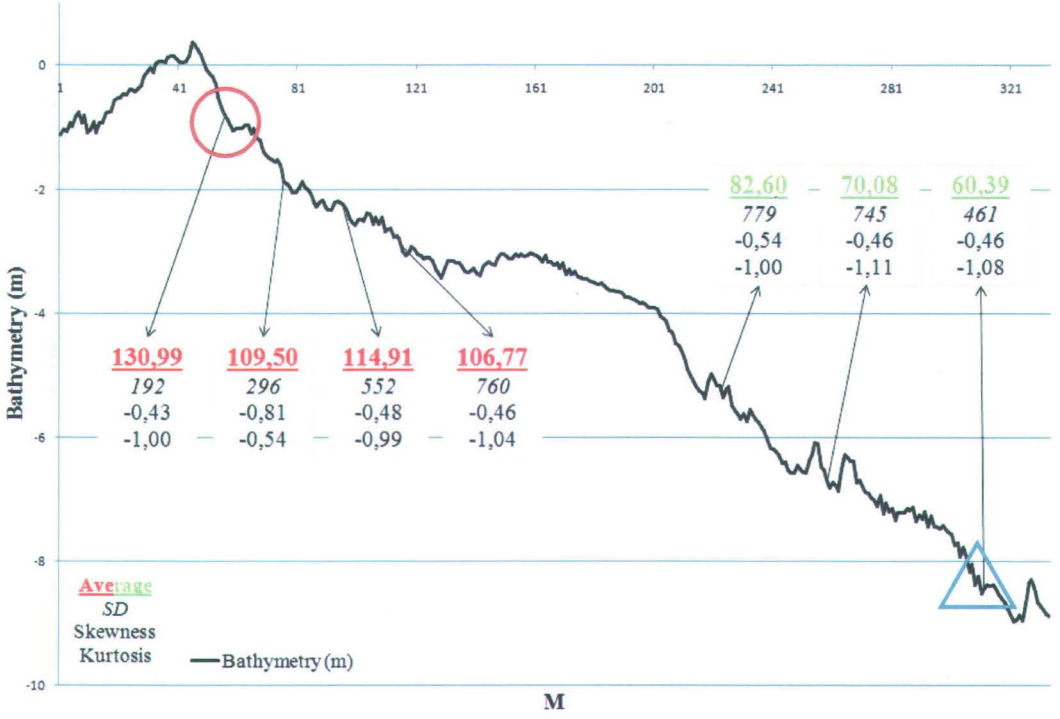


Fig. 55. Bathymétrie et valeurs statistiques des intensités sur le chenal actif créé par l'embouchure de la rivière Saint-Godefroi (zone 10).

5.3.2 Zone d'intérêt 11 - Profil transversal des deux chenaux

Dans le profil transversal des deux chenaux (fig. 53, zone 11), les intensités moyennes se situent dans un intervalle entre 65.44 AU et 101.38 AU (fig. 56). Les plus faibles valeurs se localisent au niveau de l'ancien chenal et les plus hautes, autour du nouveau chenal. Pour une même valeur bathymétrique, les différences statistiques entre l'ancien et le nouveau chenal sont démontrées. En moyenne, les valeurs des intensités moyennes sont plus élevées de 3.4 % sur le nouveau chenal que sur l'ancien chenal. Les valeurs des variances sont en moyenne plus élevées de 275 en zone active qu'en zone passive. Il doit y avoir une plus grande bioturbation de la surface sur le chenal inactif que sur le chenal actif.

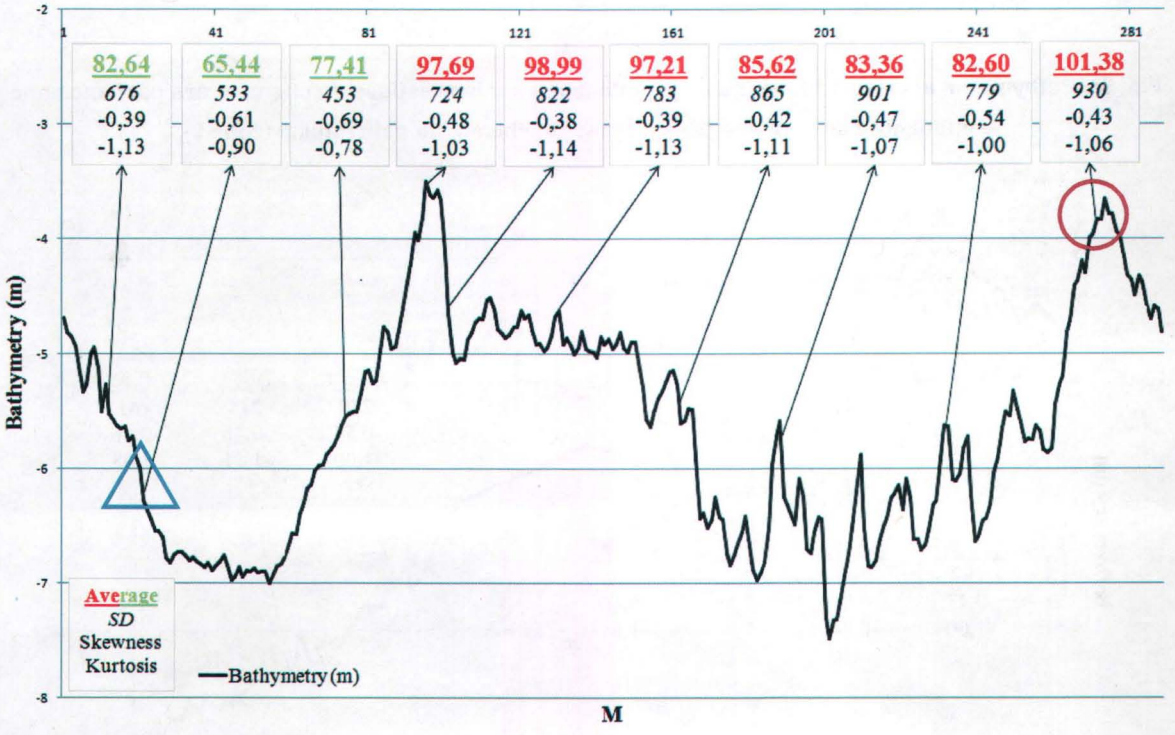


Fig. 56. Bathymétrie et valeurs statistiques du profil transversal aux deux couloirs (zone 11).

5.4 Bonaventure

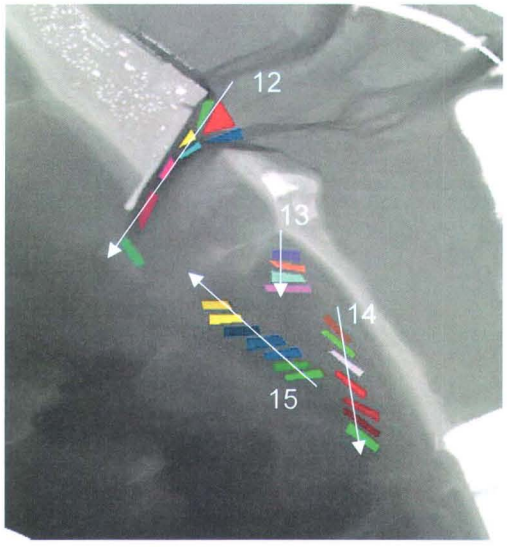


Fig. 57. Images des ROIs et lignes bathymétriques analysées dans la région de Bonaventure. *25 ROIs sont divisées sur 4 profils bathymétriques (zones 12 à 15)*

5.4.1 Zone d'intérêt 12 - Passe de Bonaventure

Sur la passe de Bonaventure (fig. 57, zone 12), les intensités moyennes se situent dans un intervalle compris entre 113.8 AU localisé sur le creux de la dune au centre de la passe et 149.66 AU localisé sur le côté face à la côte du delta de jusant (fig. 58). Les variances plus élevées sont mesurées sur le delta de jusant. Sur le reste du profil, les mesures des variances sont faibles (< 100). Les intensités moyennes, les asymétries et les aplatissements plus faibles sont mesurés au centre de la passe. L'asymétrie la plus élevée des 117 ROIs analysées (-1.01) se retrouve au centre de la passe. La mesure de 150.01 AU sur le delta de flot n'est pas pris en considération, car elle est située au dessus du niveau marin (NWL).

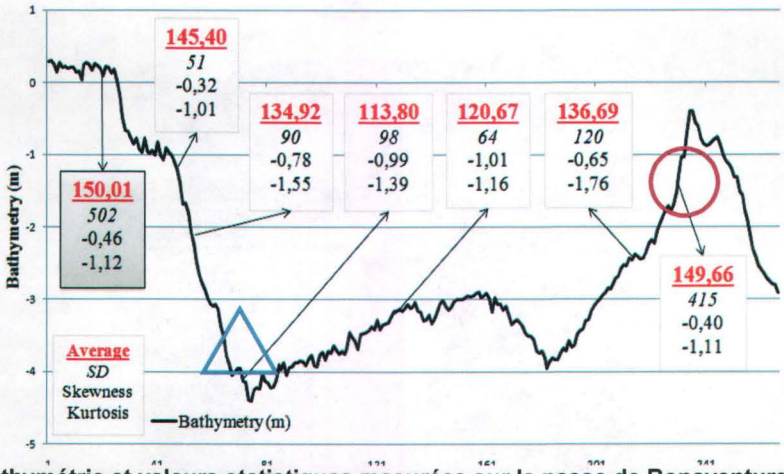


Fig. 58. Bathymétrie et valeurs statistiques mesurées sur la passe de Bonaventure (zone 12).

5.4.2 Zones d'intérêt 13 et 14 - Barres d'avant-côtes

Sur ce profil (fig. 57, zone 13), les valeurs des intensités moyennes se situent entre 139.55 AU localisée sur le dessus d'une barre et 164.13 AU localisée dans la zone dissipative (fig. 59). La variance la plus élevée est localisée près de la crête de la première barre, comme dans le profil de la barre d'avant-côte de Paspébiac (fig. 43). L'intensité moyenne la plus élevée des 117 ROIs analysées (164.13 AU) est localisée dans le creux de la zone dissipative près de la côte. La valeur de 175.04 AU n'est pas prise en considération, car elle est située au dessus du NWL.

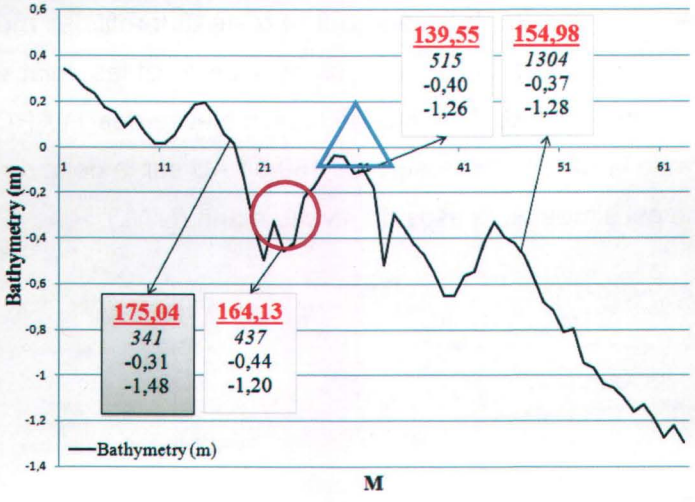


Fig. 59. Bathymétrie et valeurs statistiques des intensités sur les barres d'avant-côtes près du bout de la flèche est de la passe de Bonaventure (zone 13).

Sur les barres d'avant-côtes suivant le trait de côte de la flèche est de Bonaventure (fig. 57, zone 14), la valeur maximale de l'intensité moyenne (158.70 AU) se localise au centre du flanc orienté vers la côte de la deuxième barre et la valeur minimale (148.88 AU) se retrouve sur le dessus de la barre la plus élevée (fig. 60). La cohérence des valeurs des intensités moyennes n'est pas définie tout le long de ce profil. Ce profil démontre que plusieurs dunes perchées sont présentes sur les barres; elles sont de longueurs d'onde variables, ne dépassant pas 10 m. Les hauteurs et les longueurs d'onde de ces dunes sont plus grandes sur les barres situées dans les bathymétries plus élevées. Les valeurs des variances sont élevées (≥ 1200) sur le flanc orienté vers la côte de la deuxième barre et sur les flancs orientés vers le large de la deuxième et troisième barre où les zones de vortex dus au déferlement des vagues sont présentes. Les zones 13 et 14 présentent des sédiments grossiers en surface.

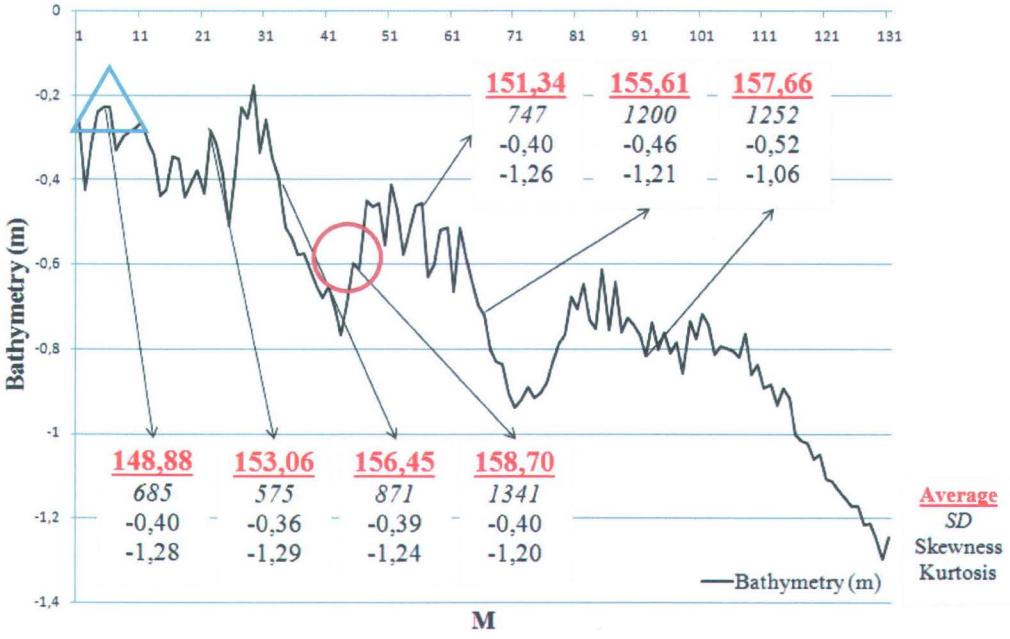


Fig. 60. Bathymétrie et valeurs statistiques des intensités sur les barres d'avant-côtes suivant le trait de côte de la flèche est de Bonaventure (zone 14).

5.4.3 Zone d'intérêt 15 - Dunes au large de la flèche à l'est de la passe

Les valeurs des intensités moyennes dans ce profil (fig. 57, zone 15) se situent dans un intervalle entre 123.70 AU localisée sur le bas d'un flanc d'érosion et 149.47 AU localisée sur le haut d'un flanc d'érosion (fig. 61). Des progressions de 4.59 % et 8.22 % sont observables du bas des flancs d'érosion jusqu'aux crêtes sur les deux dunes du profil. Les variances sont plus

élevées dans les zones de vortex. La valeur d'aplatissement se rapprochant le plus de 0 des 117 ROIs analysées (-0,32) se localise au niveau de la mesure d'intensité la plus élevée du profil, c'est-à-dire sur le haut d'un flanc d'érosion. Tout comme les zones 13 et 14, la zone 15 a des sédiments grossiers en surface.

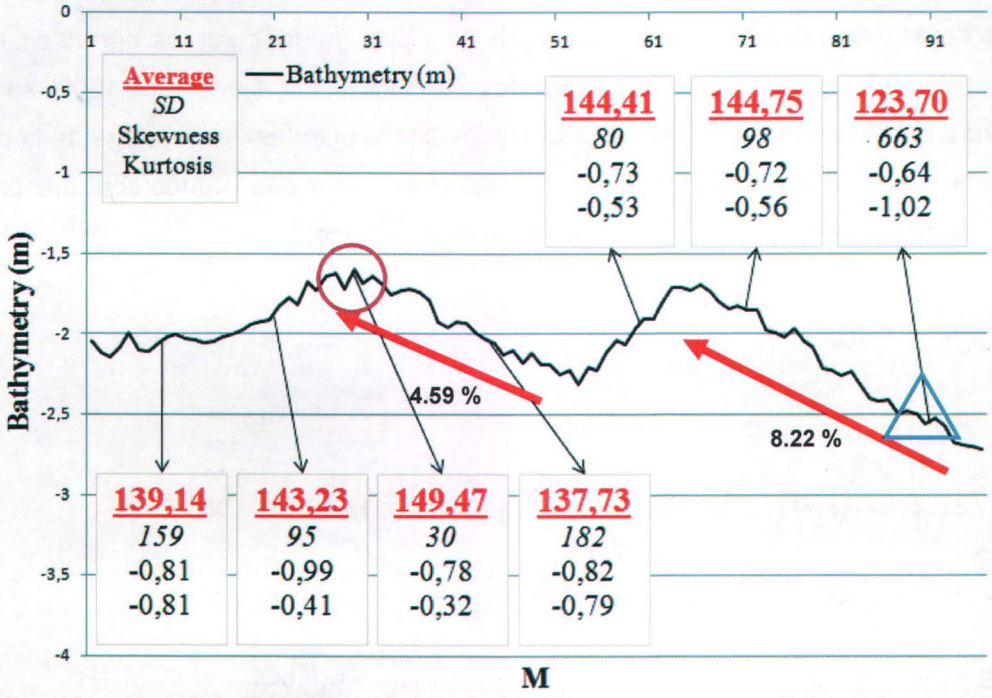


Fig. 61. Bathymétrie et valeurs statistiques des intensités sur les dunes localisées au large de la flèche est de Bonaventure (zone 15).

5.5 Limites de l'action de la houle

Les profils utilisés pour la détection de la limite de l'action de la houle sont linéaires et perpendiculaires à la côte. Les valeurs des différents paramètres statistiques sont donc moins influencées par les angles des morphologies sédimentaires. Tous les résultats sont présentés dans les tableaux et les profils en annexe 5.

5.5.1 Paspébiac Est et Ouest

En tout, 44 ROIs sont observées sur huit profils dans la région de Paspébiac. Les résultats sont relevés dans un intervalle bathymétrique allant de -1.04 m à -13.05 m. Les résultats à l'ouest de Paspébiac sont restreints pour les bathymétries plus profondes à cause d'un manque de donnée durant le relevé effectué (fig. 62).

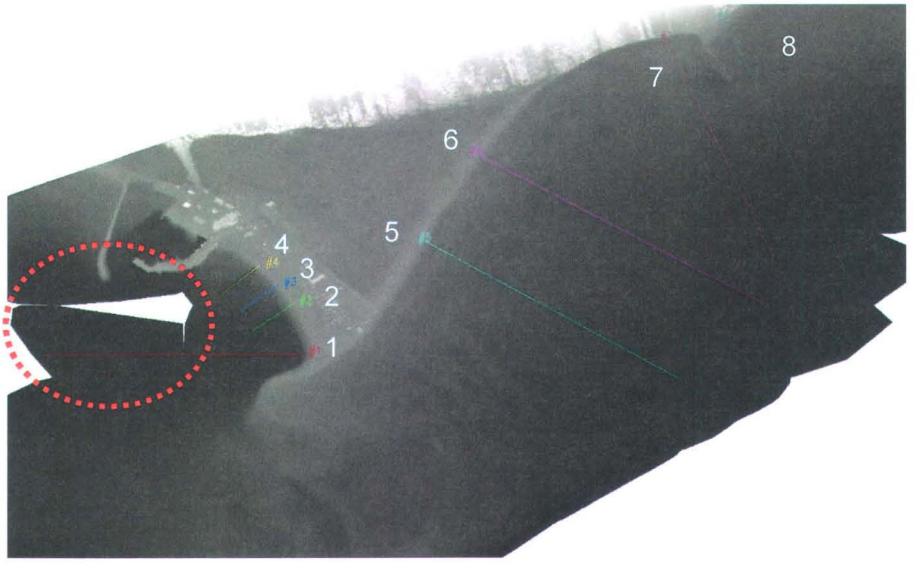


Fig. 62. Localisation des profils bathymétriques dans la région de Paspébiac. *Les profils 1, 2, 3 et 4 sont dans la partie Ouest de Paspébiac et les profils 5,6,7 et 8, dans la partie Est de Paspébiac. Le cercle en rouge localise les données manquantes.*

Les résultats obtenus pour chacun des paramètres statistiques sont présentés sous forme de nuages de points afin de cerner la limite où des changements pourraient survenir (fig. 63). La distribution des intensités moyennes dans la partie est du barachois met en évidence la dispersion des valeurs à partir d'une bathymétrie d'environ 11 m. La distribution de l'asymétrie tend vers 0 à partir de 10-11 m pour les deux parties de la région.

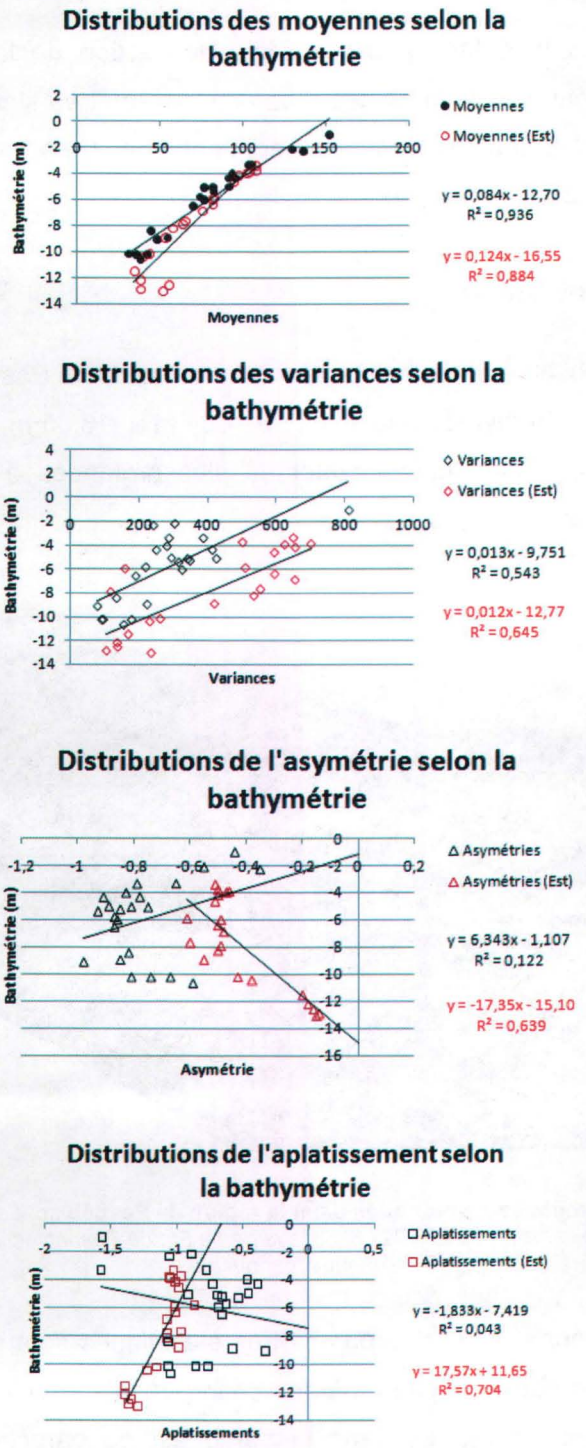


Fig. 63. Distributions des valeurs des paramètres statistiques selon la bathymétrie à l'Est et à l'Ouest du barachois de Paspébiac.

5.5.2 New-Carlisle

Dans la région de New-Carlisle, 52 ROIs sont analysées sur 11 profils bathymétriques. Les valeurs bathymétriques des profils sont comprises dans un intervalle situé entre -2.47 m et -9.89 m (fig. 64). Dans cette région, des pentes bathymétriques sont relativement douces, ce qui augmente la qualité des tendances obtenues et la précision de l'analyse effectuée.

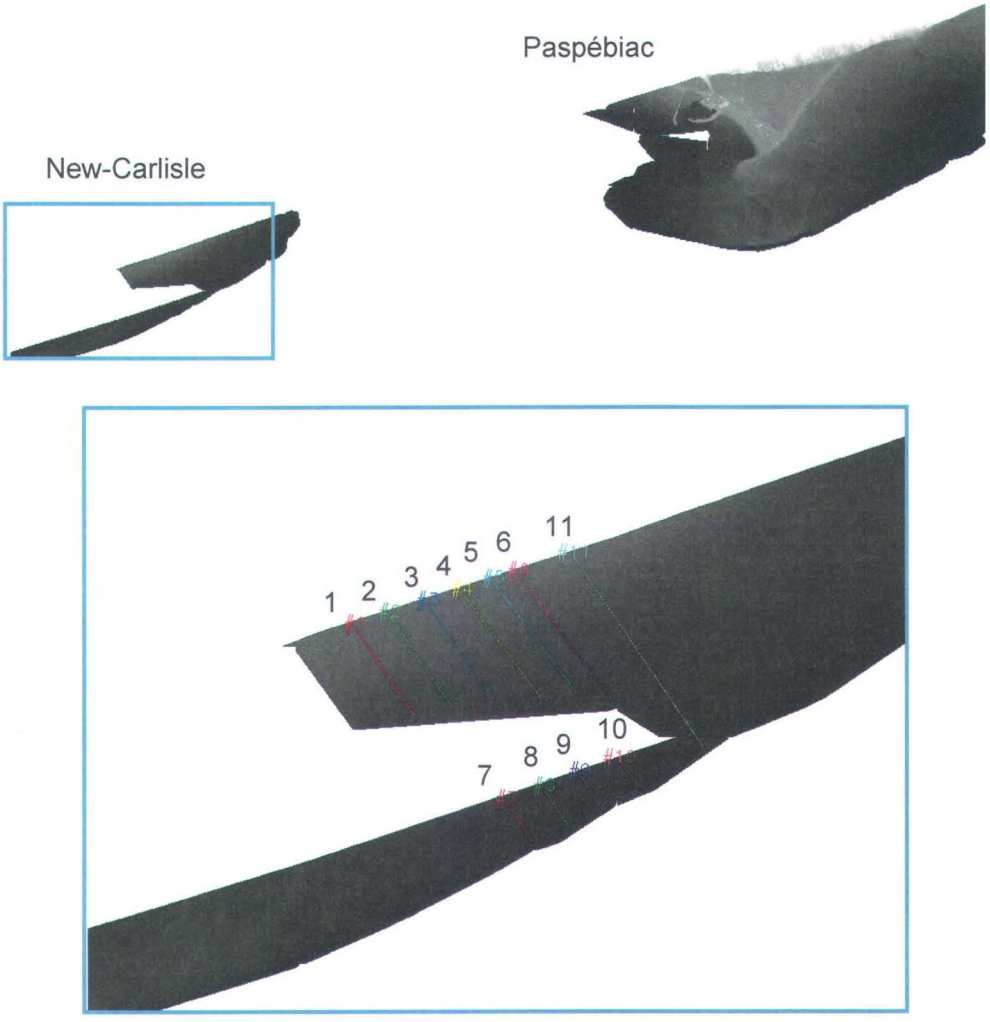


Fig. 64. Localisation de New-Carlisle et des profils bathymétriques analysés.

Les résultats démontrent que la distribution des variances tend considérablement vers 0 à partir d'environ -7 m de profondeur (fig. 65). À cette même profondeur, la distribution de l'asymétrie chute vers des valeurs plus négatives. Les valeurs d'aplatissement n'ont pas de tendances significatives; elles restent dans un même intervalle.

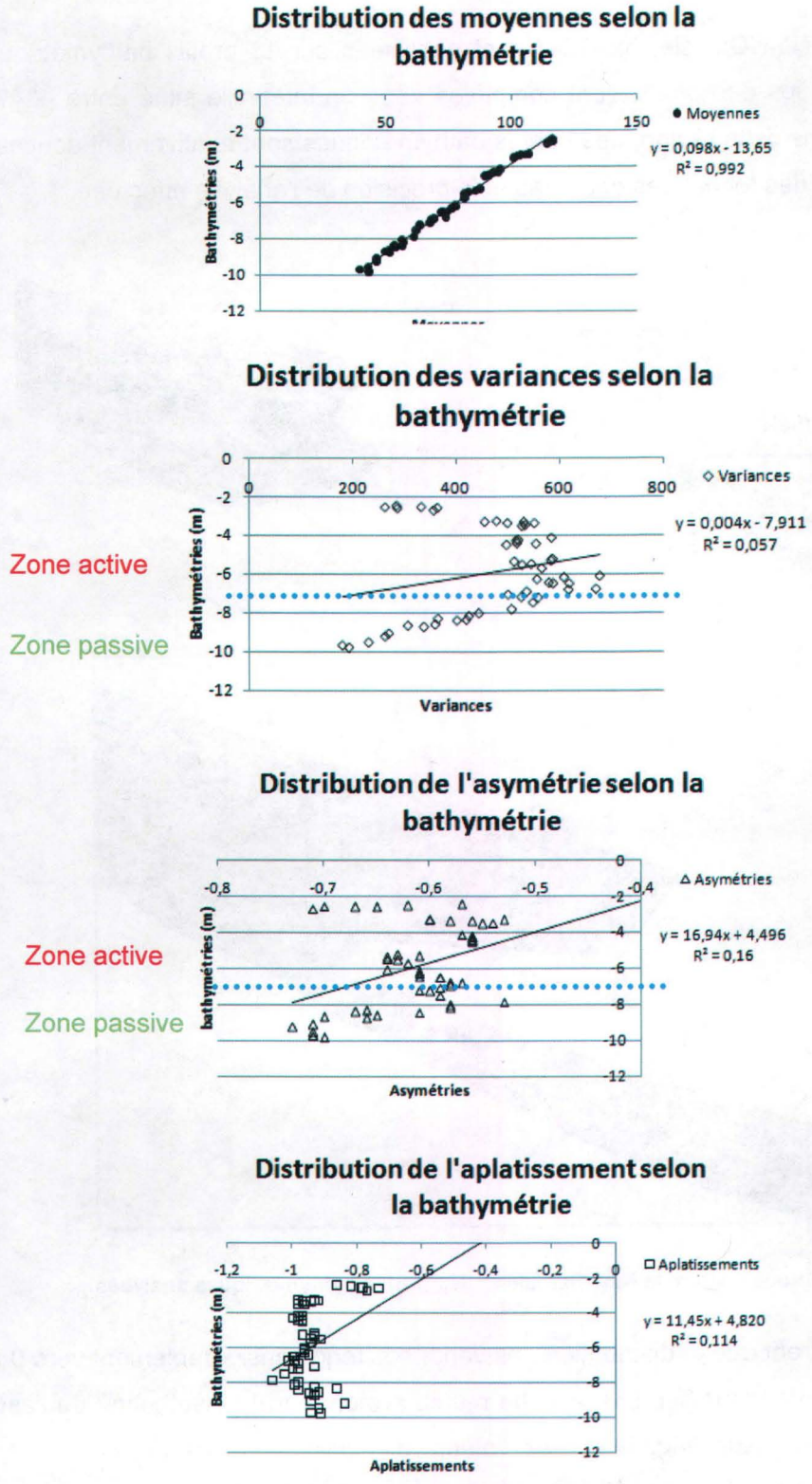


Fig. 65. Distributions des paramètres statistiques selon la bathymétrie à New-Carlisle.

5.5.3 Bonaventure

Dans la région de Bonaventure, 47 ROIs sont observées sur 6 profils bathymétriques autour de la passe (fig. 66). Les résultats mesurés sont compris dans un intervalle bathymétrique allant de -0.51 m à -6.31 m.

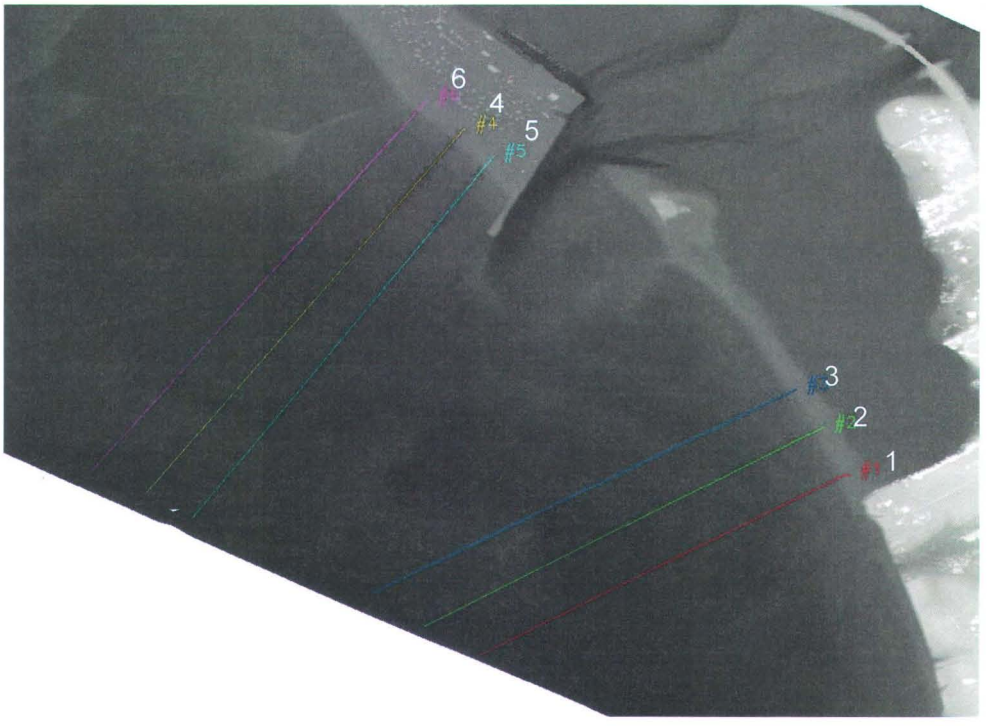


Fig. 66. Localisation des profils bathymétriques dans la région de Bonaventure.

Les résultats démontrent qu'à une profondeur d'environ -4 m, les quatre paramètres statistiques se stabilisent vers les profondeurs (fig. 67). En dessous de -4 m, les moyennes restent dans un intervalle entre 75 et 100 AU, les variances entre 200 et 650, les asymétries entre -0.65 et -1.05 et les aplatissements entre -0.20 et -1.20.

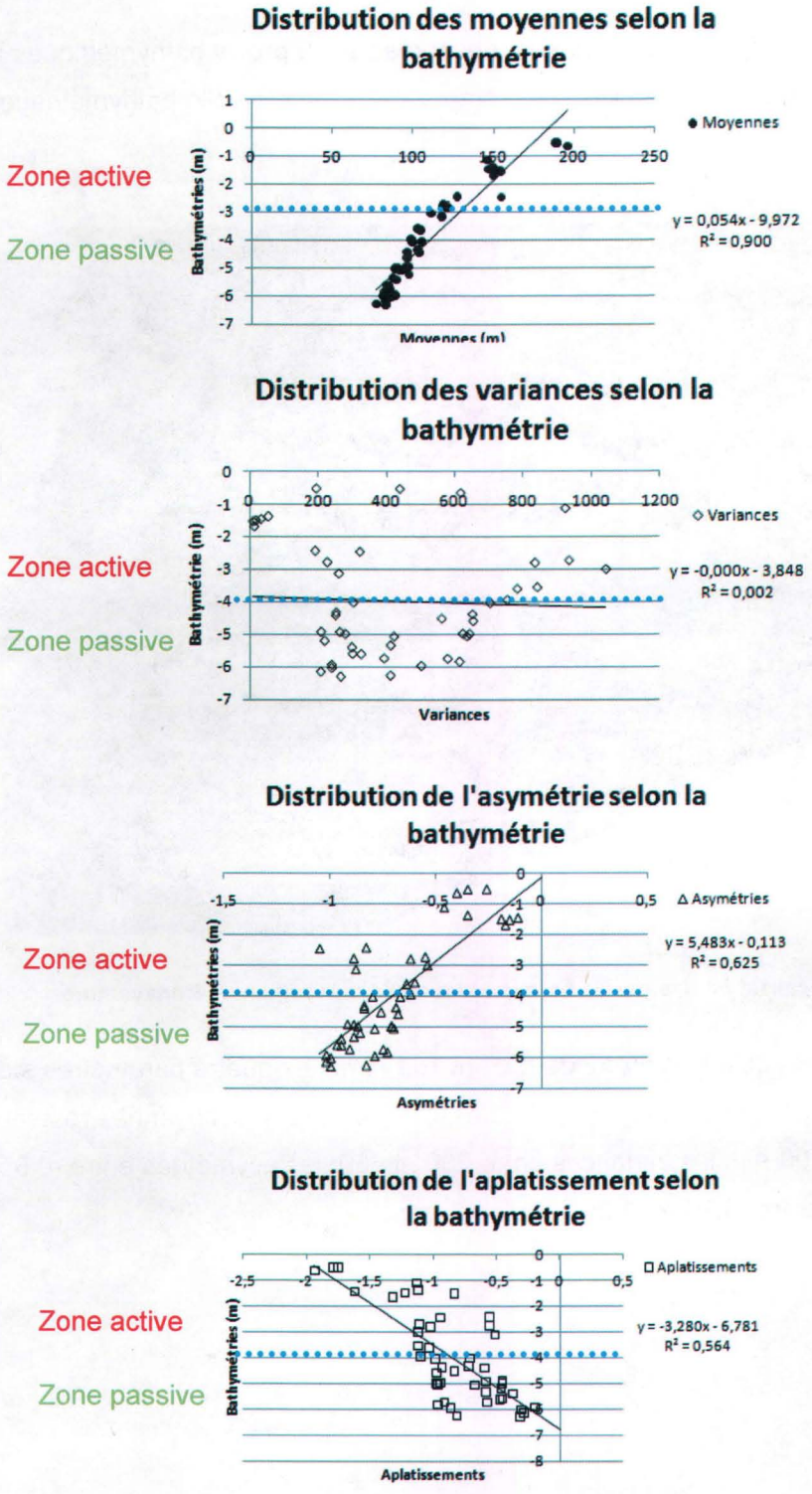


Fig. 66. Distributions des paramètres statistiques selon la bathymétrie de Bonaventure.

CHAPITRE 6 :
DISCUSSION

6.1 Normalisation bathymétrique

Afin de diminuer l'effet d'absorption de l'intensité dans la colonne d'eau, un modèle non-linéaire a été appliqué. Il aurait été plus approprié d'utiliser un modèle analytique de la lumière correspondant directement à l'absorption du laser dans la région. Cela dit, la concentration de plancton dans l'eau n'ayant pas été déterminée, il était impossible d'établir ce type de modèle. Lors de la campagne, des relevés terrains ont été effectués, mais la faible concentration de sédiments en suspension n'a pas permis d'établir une relation entre les sédiments en suspension et la réflectance. Il est possible d'avancer qu'il y a une faible turbidité dans les régions grâce à la limite élevée de -16.7 m de profondeur atteinte par le laser. La normalisation bathymétrique aurait pu être effectuée pour les coefficients d'asymétrie et d'aplatissement, mais cela n'aurait pas changé le rapport de chacun de ces paramètres statistiques pour chacune des pulses.

6.2 Atténuation du laser dans les sédiments

L'expérimentation en laboratoire a révélé que plus de 98% de l'énergie du laser était reflétée dans le premier millimètre de sable des échantillons terrains. Cela indique que les processus de rétrodiffusion sont fortement affectés par les propriétés de la couche superficielle du sédiment (granulométrie, compaction) sans considération pour les caractéristiques physico-chimiques des sédiments plus profonds. Cependant, pour ce qui est du quartz pur, les résultats ont démontré que l'énergie du laser est capable de se propager plus profondément dans le sédiment (≤ 7 mm) et que l'atténuation du laser dans la couche limite suivait une forme exponentielle plus classique. En conséquence, l'énergie du laser en rétrodiffusion ne dépend pas uniquement de la granulométrie et de la compaction du sédiment à sa surface, mais aussi du caractère minéralogique, surtout de la proportion du quartz affectant l'épaisseur de la couche sédimentaire traversée par le laser et facilitant une rétrodiffusion plus profonde. Pour une étude plus poussée sur l'absorption du laser, un échantillon de chaque type de sable d'une région d'étude devrait spécifiquement donner un ajustement pour chaque ROIs analysées.

6.3 Angles de rétrodiffusion

Tous les angles sont représentés dans cette expérience en laboratoire. L'échantillon de quartz a une plus grande variation et un plus grand pourcentage de rétrodiffusion que les deux autres échantillons grâce à son homogénéité et à sa couleur blanche réflective. Les tendances du quartz prouvent qu'il existe une influence de l'angle de rétrodiffusion sur l'intensité de retour mesurée. Cela dit, il est difficile de définir l'angle résultant de la pente d'une morphologie sédimentaire (X, Y, Z) afin de l'insérer dans l'équation globale, dans celle du quartz par exemple (équation 3). Il serait nécessaire de corriger point par point les données mesurées, en temps réel, lors de l'acquisition. La difficulté réside surtout dans l'hétérogénéité des facies dus à la présence de figures sédimentaires aux amplitudes plus fines (rides) de quelques décimètres perchées sur les dunes alors que le cercle de mesure est de l'ordre métrique. L'angle de rétrodiffusion reste différent pour chaque point (pulse) à l'intérieur d'une ROI.

L'expérimentation en laboratoire démontre que le faible écart de variation des échantillons de Paspébiac et Bonaventure n'est pas représentatif d'une tendance réelle et peut être confondue avec des turbulences des particules organiques ou salines stagnantes à la surface de l'eau. De plus, l'ajout d'une incertitude de 1% liée aux erreurs de manipulation pourrait expliquer les confusions entre les tendances des trois degrés de pente analysés dans un même échantillon. Pour de meilleurs résultats, le MAPLE aurait dû être à une température interne plus stable de 30° à 32°. Cela aurait donné des résultats plus cohérents pour l'échantillon de Paspébiac testé en premier. Ayant observé sur les résultats terrains qu'une différence d'intensité de retour peut être causée par la densité en surface des sédiments, cette expérience aurait été plus concluante sur des rides formées par les processus réels de formation. L'utilisation d'un petit canal à houle pour la construction des rides aurait été plus appropriée qu'une construction manuelle des rides.

6.4 Résultats terrains

6.4.1 Dunes

La variation de la compaction le long d'un profil de surface des architectures sédimentaires a déjà été démontrée dans d'autre études (Raudkivi, 1963; Vanoni, Hwang 1967; Middleton, Southard, 1977). L'étude de Montreuil (2008) a démontré que le point de densité maximale, c'est-à-dire le maximum de compaction, se localise au deux tiers vers la crête du flanc d'érosion et chute considérablement jusqu'à la zone de vortex à cause de la variation de la pression hydrodynamique. Cependant, le point maximal de l'intensité de retour du bleu-vert se localise à la surface du flanc d'avalanche grâce à un transport en suspension plus élevé (long *et al.,* 2010). Dans cette présente étude, cette tendance est observée sur les flancs d'avalanche des dunes actives de Paspébiac (fig. 45) et sur le flanc d'avalanche d'une dune à l'ouest du bout de la jetée à la plage à Norbert (fig. 51), ce qui démontre une similarité du phénomène en laboratoire et sur le terrain malgré les échelles différentes des structures sédimentaires.

Les variations de densité de surface sont issues des pressions hydrauliques exercées sur les morphologies. Or, ces variations induisent directement des variations d'intensité de la réflectance. En identifiant ces écarts de variations par les intensités de retour des dunes actives et passives, il devient possible de déterminer les processus hydrodynamiques par les intensités moyennes de retour du SHOALS-3000T. La reconnaissance visuelle du fond montre que des dunes actives et passives n'ont pas la même géométrie, que les progressions des intensités moyennes le long des flancs d'érosion et que les écarts mesurés des paramètres statistiques entre les deux types sont aussi différents. Les dunes actives ont des géométries plus abruptes à cause des pentes en constante construction tandis que les dunes passives ont des pentes plus aplaties et stables. D'après les résultats obtenus sur les dunes (tab. 1), les intensités moyennes des zones actives sont majoritairement plus élevées que celles des zones passives ; ceci démontre que les courants de fond affectent les valeurs d'intensité de retour par le transport des sédiments. Il n'est pas question ici de sédiment en suspension lors de courants très forts, mais bien de transport par charriage, rendant la surface du fond plus ou moins compacte. Les zones d'action des vortex sur les dunes actives démontrent contrairement une faible tendance à atténuer l'intensité du signal de retour (tab. 1). Cela pourrait s'expliquer aussi par une granulométrie plus grossière ou une absorption du signal dans le creux entre deux dunes causée par la porosité. De plus, les écarts de valeur d'intensité pour chacune des

sections, démontrent la variation des densités de surface des zones actives et l'absence de ces variations sur les zones passives tel que démontré par les études antérieures (Raudkivi, 1963; Vanoni, Hwang, 1967; Middleton, Southard, 1977). La présence de bioturbation pourrait expliquer les valeurs d'intensité plus faibles sur les dunes passives. Il a été démontré que les variations de densité à la surface d'un sable est variable en fonction des structures biogènes présentes (de Montety *et al.,* 2003; Mermillod-Blondin *et al.,* 2003; Michaud *et al.,* 2003). Cette variation de densité vient jouer sur la compaction et l'hétérogénéité de la couche superficielle du fond et donc sur l'absorption de l'intensité de retour.

L'effet du transport en suspension près de la couche superficielle affecte l'intensité de la signature du signal et cela se révèle à travers les variations des variances. En moyenne, les variances obtenues le long d'une dune active diminuent du bas du flanc d'érosion jusqu'au milieu du flanc d'avalanche et augmentent faiblement dans le bas du flanc d'avalanche. La moyenne des variances est élevées (560) dans le bas du flanc d'érosion. Ceci peut être attribuable à la liquéfaction de cette section sous la pression hydraulique ou à une granulométrie plus hétérogène assise dans les creux. De plus, les écarts entre les valeurs faibles et les valeurs élevées varient selon les sections. Contrairement aux dunes actives, l'écart des variances sur les dunes passives reste semblable pour chacune des sections de la dune ; ces résultats permettent d'affirmer qu'il existe une relation entre l'absence de remobilisation des sédiments dans la couche superficielle des dunes passives et les variations des variances. La bioturbation sur les zones passives explique les valeurs élevées (~650) des variances sur la majorité des sections des dunes. Le phénomène de bioturbation reste un phénomène discret d'intensité variable en fonction du type de surface bioturbée. D'après l'étude de Crémer et Long (2002), la densité du sédiment est contrôlée par différents paramètres dont le tassement des sédiments et l'influence de la bioturbation. En fait, la faune benthique entraîne une perturbation du processus de compaction. Il peut être question de consolidation par les trous de vers ou d'un rejet de matériel plus meuble en surface par les terriers des mollusques (de Montety *et al.,* 2003; Mermillod-Blondin *et al.,* 2003). De plus, la flore benthique absorbe le signal selon la concentration et la hauteur des plants (Collin, 2008).

Dunes	Moyennes		Variances		Asymétries		Aplatissements	
	Actives	Passives	Actives	Passives	Actives	Passives	Actives	Passives
Flanc d'érosion - Bas	81/124 (95)	87/96 (92.5)	398/687 (560)	180/209 (188)	-0.45/-0.64 (-0.54)	-0.33/-0.44 (-0.39)	-0.84/-1.08 (-0.95)	-0.96/-1.13 (-1.05)
Flanc d'érosion - Milieu	88/139 (113)	60/97 (78)	182/749 (485)	208/692 (471)	-0.3/-0.82 (-0.48)	-0.33/-0.48 (-0.40)	-0.78/-1.22 (-1.04)	-1.06/-1.15 (-1.1)
Flanc d'érosion - Haut	90/150 (116)	74/101 (90)	30/858 (418)	199/699 (376)	-0.3/-0.78 (-0.54)	-0.3/-0.46 (-0.37)	-0.32/-1.22 (-0.86)	-1.10/-1.22 (-1.15)
Flanc d'avalanche - Haut	104/110 (108)	60/101 (80)	256/484 (392)	223/620 (394)	-0.31/-0.51 (-0.43)	-0.3/-0.51 (-0.40)	-0.96/-1.24 (-1.06)	-1.04/-1.22 (-1.12)
Flanc d'avalanche - Milieu	92/144 (113)	87	80/470 (231)	153	-0.31/-0.99 (-0.69)	-0.44	-0.41/-1.24 (-0.74)	-1.02
Flanc d'avalanche - Bas	93/139 (115)	67/98 (85)	159/350 (260)	200/626 (439)	-0.32/-0.81 (-0.58)	-0.34/-0.54 (-0.47)	-0.65/-1.10 (-0.81)	-1.00/-1.16 (-1.08)

Tableau 1 : Valeurs minimales, maximales et moyennes des paramètres statistiques des ROIs selon chaque section des dunes actives et passives.

L'effet du transport en suspension près de la couche superficielle affecte aussi les valeurs d'asymétrie de la signature sur les dunes. Les moyennes des asymétries mesurées sont plus négatives en zone active, où les surfaces sont moins compactes à cause du transport sédimentaire. Ces variations d'intensité seraient attribuées à la pénétration du signal dans les sédiments en remobilisation. Aussi, dans chacune des sections, les variations sont plus élevées sur les dunes actives que sur les dunes passives. Les variations de densité de surface pourraient expliquer cette tendance. Les différences de densité de surface se démarquent dans les valeurs d'aplatissement. Plus précisément, les aplatissements minimaux sont moins négatifs sur les zones actives, surtout sur le haut des flancs d'érosion (-0.32), près du point maximal de densité de surface déterminé par l'étude de Montreuil (2006). Cela peut s'expliquer par la présence de sédiments plus fins sur les crêtes, où un meilleur arrangement des grains de surface est créé suite à un mouvement par traction plutôt que par roulement sur le fond (Long, Montreuil, 2011). Cela induit une plus faible porosité de surface et une intensité de retour plus directe. Les sections démontrant des valeurs d'aplatissement plus négatives, donc une forme plus évasée de la signature du fond, se localisent en zone passive où la présence de bioturbation est plus élevée.

Les comparaisons entre l'expérimentation en laboratoire des intensités du bleu-vert en fonction des densités de surface et les valeurs obtenues dans le relevé terrain démontrent quelques différences. Selon les résultats démontrés dans la figure 13, les vitesses de courant plus élevées vont générer des intensités de retour plus faibles contrairement aux résultats terrains plus élevés en zone actives. Cette différence est probablement obtenue à cause de l'aplatissement des rides par les courants se rapprochant de 50 cm/s dans le canal à courant continu. Avec un angle d'incidence du MAPLE d'environ 30°, la réflexion devient plus spéculaire à la surface du lit et la rétrodiffusion plus faible au niveau du capteur. De plus, la présence progressive de petites turbulences à l'interface air-eau (bulles) en fonction de la progression de la vitesse du courant vient atténuer le signal et donc, l'intensité de retour.

6.4.2 Les barres d'avant-côtes

Les barres des côtes méridionales de la Baie-des-Chaleurs ne sont pas construites par des courants intenses, mais elles restent toutefois les environnements les plus actifs des régions à l'étude, car elles sont dues au déferlement de la houle. Cela expliquerait les valeurs élevées mesurées des intensités moyennes et des variances localisées sur les zones dissipatives, sur les crêtes et sur les pentes terrestres et marines (tab. 2). Ces résultats pourraient être attribuable aux sédiments en remobilisation constante à cause des déferlements, surtout au niveau des barres et des zones dissipatives. Cette tendance se retrouve aussi dans l'étude de Monfort et Lippmann (2011). Le remaniement des sédiments fins (vortex) causé par le déferlement induit une rétrodiffusion diffuse du laser à la surface du fond et génère une intensité de retour et une variance plus élevées qu'une réflexion spéculaire. Au large de la barre, les valeurs sont plus faibles que dans les autres sections à cause d'une activité hydrodynamique moindre au fond et d'une granulométrie plus grossière, car la houle n'a pas encore déferlée avant la barre; une ségrégation des sédiments selon leur granulométrie s'effectue dans ces environnements : les sédiments plus fins et plus grossiers se retrouvent sur le haut de la barre et avant la barre respectivement (Ross, Long, 1989).

Barres d'avant-côtes	Moyennes	Variances	Asymétries	Aplatissements
Zones dissipatives	144/164 *(149)*	437/905 *(722)*	-0.36/-0.45 *(-0.40)*	-1.14/-1.29 *(-1.24)*
Pentes terrestres de la barre	159	1341	-0.40	-1.20
Crêtes	140/158 *(149)*	515/1432 *(989)*	-0.38/-0.52 *(-0.43)*	-1.06/-1.26 *(-1.17)*
Pentes marines de la barre	126/156 *(146)*	392/1304 *(856)*	-0.37/-0.39 *(-0.38)*	-1.10/-1.28 *(1.21)*
Au large de la barre	114	659	-0.48	-1.02

Tableau 2 : Valeurs minimales, maximales et moyennes des paramètres statistiques des ROIs selon chaque section d'une barre d'avant-côte.

6.4.3 La passe de Bonaventure

Dans cet environnement, les variances les plus élevées sont localisées sur le delta de jusant, sur la pente terrestre, car les courants de la dérive littorale augmentent la concentration des sédiments en suspension au niveau du fond à cet endroit (tab. 3) ce qui augmente l'intensité de retour du signal. Les faibles variances et les faibles valeurs d'intensité se retrouvent respectivement sur la barre sableuse du côté de l'estuaire et au centre de la passe, où le fond est plus poreux à cause des sédiments toujours en remobilisation. Cependant, même si les valeurs au centre de la passe sont les plus faibles, elles restent tout de même relativement élevées grâce aux transports des sédiments. Il est possible d'observer l'impact de l'hydrodynamicité à la surface du fond sur les valeurs d'intensité de retour; plus les sédiments sont remaniés au fond, plus les valeurs d'intensité sont élevées. Cette corrélation se retrouve aussi dans les valeurs des variances.

Passe	Moyennes	Variances
Delta fluviatile	134/145 *(139)*	51/90 *(70)*
Centre de la passe	114/121 *(117)*	64/98 *(81)*
Delta de jusant	136/149 *(142)*	120/415 *(267)*

Tableau 3 : Valeurs minimales, maximales et moyennes des paramètres statistiques des ROIs selon chaque section d'une passe.

6.4.4 Constats

Pour répondre aux hypothèses de départ, les surfaces démontrant une plus faible intensité moyenne se retrouvent dans les zones d'influence des vortex, plus précisément dans le bas du flanc d'érosion pour les dunes actives et sur les surfaces bioturbées des dunes passives. En zone active, le transport par charriage à la surface du fond n'est pas un facteur qui atténue fortement l'intensité comme pourrait laisser croire l'étude de Flinck (2005), surtout lorsqu'il est contrôlé par une forte pression hydraulique. En fait, il augmente l'intensité de retour par la rétrodiffusion plus diffuse du signal. Les sédiments en remobilisation provoquent une réflexion moins spéculaire et augmentent l'intensité du signal de retour. Les angles de rétrodiffusion dans les zones de vortex des dunes actives nuisent à la cohérence de cette théorie. La faible densité de surface n'expliquerait pas les valeurs plus faibles dans les creux. En zone plus active (barres), les surfaces remobilisées sont caractérisées par des intensités de retour plus élevées. Les variances sont affectées par le transport des sédiments en suspension près de la surface du fond, par les surfaces bioturbées des zones passives et par la présence de houle à la surface de l'eau en milieu très peu profond. L'asymétrie est plus négative dans les zones actives, où les pressions hydrauliques sont plus élevées. Les aplatissements sont plus négatifs, c'est-à-dire plus évasés, sur les surfaces moins actives et plus bioturbées.

6.5 Limites de l'action de la houle

6.5.1 Paspébiac est et ouest

La limite de l'action de la houle dépend de la pente bathymétrique et de l'ampleur de la houle (λ, H). Pour une même région, cette limite peut donc varier le long de la côte. Selon les résultats obtenus à l'est de Paspébiac, les intensités moyennes ne suivent plus la tendance de la régression linéaire à partir d'environ -10 m de profondeur (fig. 62). Une stagnation des données existe entre 38 AU et 56 AU. En dessous de cette profondeur, le milieu serait caractérisé par l'absence d'activité hydrodynamique au fond. Cette absence expliquerait la diminution des variances en fonction de la bathymétrie. Cette diminution se reflète aussi à l'ouest de Paspébiac. Les variances sont plus élevées à l'est de Paspébiac grâce à une plus forte dynamique sédimentaire. Après une stabilité des valeurs d'asymétrie, une augmentation considérable est observée à environ -10 m de profondeur même si les valeurs demeurent négatives. Les variances devraient démontrer une tendance à la hausse pour les bathymétries plus profondes due à la bioturbation récurrente depuis la dernière tempête.

Les variations sont plus significatives dans les ROIs situées à l'est de Paspébiac. Cela dit, cette valeur de -10 m contredit les résultats obtenus sur les profils bathymétriques des dunes situées à l'est du barachois qui mettent en évidence des dunes passives (fig. 45 et 46) en dessous de 5 m. Ces dernières peuvent être passives ou faiblement actives comme le montre la remobilisation sédimentaire visuellement observable sous forme de petites rides perchées sur les dunes dans des conditions exceptionnelles (Yalin, 1977).

6.5.2 New-Carlisle

Les intensités moyennes sont ordonnées sur la régression linéaire en fonction de la bathymétrie, prouvant ainsi la correction de l'atténuation en fonction de la bathymétrie (fig. 64). Les variances augmentent dans les premiers mètres pour ensuite stagner dans un intervalle entre 450 et 680. Une chute considérable s'observe en dessous d'environ -7 m; elle pourrait s'expliquer par une diminution du transport sédimentaire de fond due à l'absence de l'influence des houles à partir de cette limite bathymétrique. Cela dit, la bioturbation aurait due provoquer des variances plus élevées dans des profondeurs bathymétriques plus profondes. Il est possible d'observer une augmentation de la variance selon la bathymétrie dans les profils 1 à 6, mais

pas dans les profils 7 à 11 (annexe 5). Cela peut s'expliquer par le faible nombre de points analysés dans les ROIs des profils profonds qui ne permettent pas une bonne appréciation de la moyenne. Le nombre de point par ROI aurait dû être plus cohérent entre toutes les ROIs, surtout dans une même région. À cette même profondeur, les valeurs d'asymétrie tendent vers des valeurs plus négatives, contrairement au comportement observé dans la région de Paspébiac. Les données manquantes près de la côte (> 2 m de profondeur) ne permettent pas d'analyser les barres d'avant-côtes présentes dans la région. D'autres lignes de données près de la côte auraient été nécessaires et pertinentes à l'étude.

6.5.3 Bonaventure

Une faible tendance générale à -4 m de profondeur est observée pour les quatre paramètres statistiques (fig. 66). Le manque de ROIs profondes et de profils bathymétriques à pentes douces sont à l'origine de la faiblesse des conclusions de cette région. De plus, l'étude de Long (2006) démontre la présence de gravier, provenant de dépôts anciens de remontée marine et non du à une dynamique actuelle, dans les parties profondes des profils, ce qui entraînerait une analyse biaisée de la limite de l'action de la houle dans la région, l'effet granulométrique des sédiments de surface sur l'intensité de retour du bleu-vert ayant déjà été prouvé en laboratoire par Robitaille (2009).

L'analyse des tendances statistiques réalisée permet d'obtenir des limites de l'action de la houle à -10 m à l'est de Paspébiac, -7 m à New-Carlisle et -4 m à Bonaventure. Il y aurait donc une sous-estimation de cette limite (-5 m) dans l'étude précédente de Cottin (Cottin, 2008). Afin de développer un protocole clair et une détermination précise de la limite, des valeurs plus profondes sur plusieurs autres sites sont nécessaires. Pour optimiser et clarifier la théorie, les nouveaux profils ne devraient contenir qu'un seul type de sédiment de surface en zone active afin de réduire les écarts d'intensité de retour dus à la granulométrie et à la minéralogie. De plus, la variété des prises de données en fonction des courants augmenterait la qualité des conclusions tirées et du potentiel de cette application. Cela dit, il est logique d'obtenir dans cette étude une limite plus profonde à l'est de Paspébiac comparée aux autres régions analysées, car celle-ci reçoit directement les houles provenant du Golfe du Saint-Laurent. New-Carlisle a une limite inférieure à celle de Paspébiac, car cette région est protégée par le barachois de Paspébiac des houles d'Est. Les côtes de Bonaventure sont localisées plus à l'intérieur de la

Baie-des-Chaleurs, orientées Sud-ouest et sont aussi protégées totalement des houles d'Est ; la limite est donc inférieure dans cette région.

CONCLUSION

Cette étude a permis de cerner quelques ajustements préalables à apporter aux données LiDAR bathymétriques. Elle prouve que l'impact minéralogique sur les intensités de retour n'est pas à considérer, sauf dans le cas d'un sédiment ayant une proportion de quartz élevée. Cela dit, les ajustements de l'effet de l'angle de rétrodiffusion et de la turbidité sur l'intensité de retour restent à préciser et à corriger. Un rapport sur la calibration complète des données LiDAR bathymétriques serait aujourd'hui requis pour établir les bases protocolaires de cet outil. Les analyses à venir en seraient grandement améliorées.

Selon les résultats, il est possible d'observer statistiquement des variations de densité de surface à l'aide des données du SHOALS-3000T. En zone active, les résultats démontrent que les intensités moyennes et les variations des variances sont élevées grâce au transport sédimentaire et des plus grandes variations de densité de surface induite par la variation de la pression hydrodynamique. En zone passive, les variations des paramètres statistiques sont moindres et représentent ainsi l'absence de pression hydrodynamique à la surface du fond. L'impact de la bioturbation se caractérise par des intensités moyennes plus faibles et des variances plus élevées. Le nombre de profil et de ROIs analysés pour déterminer les tendances sur les barres d'avant-côtes et les passes n'est pas élevé, mais dévoile le comportement spectral type du signal en zone de remobilisation sédimentaire et de transport sédimentaire par des courants de marée respectivement. D'autres acquisitions de données sur différents sites sont nécessaires pour confirmer et appuyer les corrélations observées.

Quelques améliorations pourraient être apportées à cette étude. Il serait intéressant de faire une expérimentation sur l'effet de la turbidité de l'eau sur les valeurs du bleu-vert. Pour ce faire, il aurait été pertinent de prendre les profils des valeurs du bleu-vert sur les barres d'avant-côtes et les rides à l'aide du MAPLE, du scanographe, d'un capteur de turbidité et d'un canal à houle. Les densités de sédiment auraient pu être quantifiées et corrélées avec les intensités de retour du bleu-vert. Dans l'analyse, la correction de ce paramètre aurait permis de savoir si le signal se rend bel et bien à la surface des sédiments sur l'ensemble des ROIs. Un autre point important serait d'analyser le comportement de l'absorption de l'intensité de retour selon la concentration de chaque type de végétation au fond afin d'établir à quelle concentration le

signal est totalement absorbé. Cela pourrait expliquer certaines zones manquantes à travers les lignes de données acquises.

Les angles de rétrodiffusion auraient dû être corrigés pour l'analyse, mais la complexité de ce type d'analyse effectué pour chaque point devrait se faire lors de la prise de données et non lors du traitement. Lors d'une prochaine prise de données, la prise en compte des courants aiderait fortement l'interprétation. De plus, il serait possible de pousser l'analyse jusqu'à une classification de vulnérabilité sédimentaire. En connaissant quantitativement l'influence de la turbidité de l'eau et des angles de rétrodiffusion sur les valeurs d'intensité, un seuil de classification des sédiments de surface sur une échelle de vulnérabilité (active vers passive) pourrait être établi. Cette classification prendrait en compte les seuils d'écart des intensités de retour d'un groupe de pulses en fonction des groupes voisins. La taille des groupes et le seuil d'écart d'intensité entre les groupes de pulse dépendraient de chaque région, c'est-à-dire sur la taille des architectures, pour que la classification soit cohérente avec les types d'architecture retrouvés. Une carte du macro-relief de la région aurait pu aussi donner une meilleure appréciation des changements de rugosité du fond. Certaines zones profondes peuvent être dénudées de sédiment en surface et présenter une surface de roche mère affectant les résultats et les interprétations.

La détermination de la limite de l'action de la houle est plus difficile. Cela dit, en pouvant déterminer cette limite, le LiDAR bathymétrique pourrait devenir un outil de précision dans l'évaluation de la vulnérabilité des côtes sableuses et dans l'évaluation des bilans sédimentaires. Cette étude-ci met de l'avant un début de protocole qui pourrait s'exposer à de meilleures conclusions à l'aide de nouvelles données de différentes côtes. Finalement, un rapport complet sur les corrections déjà effectuées et celles à effectuer des données LiDAR selon les paramètres physiques et environnementaux traversés par le signal devrait être construit pour que les prochaines études soient toutes calibrées de la même façon. La cohérence des analyses en serait rigoureusement plus significative. De plus, des échantillons de sédiment, des photos sous-marines et des carottes pour la bioturbation pourraient clarifier plusieurs incertitudes.

BIBLIOGRAPHIE

Ashley, G.M., (1990). Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *Journal of Sedimentary Research*, 60 (1), 161-172.

Boczar-Karakiewicz, B., Forbes D.L., Drapeau, G., (1995). Nearshore bar development in the Southern Gulf of St. Lawrence. *J. Waterways, Port, Coast. & Ocean Eng., ASCE*, 129 : 49-60.

Bowen, A.J., Inwan, D.L., (1971). Edge waves and cresentic bars. *Journal of Geophysical Research*. 76: 8662-8671.

Canadian Hydrographic Survey (2006). Sailing Directions: Gulf of St. Lawrence (Southwest portion). *Fisheries and Oceans Canada, Ottawa*, 156 p.

Clarke, P.A., Hamilton, L.J., (1999). The ABCS program for the analysis of echo sounder returns for acoustic bottom classification. *Maritime operations division Aeronautical and maritime research laboratory.* DSTO-GD-0215.

Collin, A., Archambault, P., Long, B.F., (2008). Mapping the shallow water seabed habitat with the SHOALS. *IEEE transactions on Geoscience and Remote Sensing*, TGRS-2008-00011.R1.

Collin, A., Long, B.F., Archambault, P., (2010). Salt-marsh characterization, zonation assessment and mapping through a dual-wavelength LiDAR. *Remote Sensing of Environment,* 114(3), 520-530.

Collin, A., Long, B.F., Archambault, P., (2011). Benthic classification bathymetric LiDAR waveforms and integration of local spatial statistics and textural features. In: Pe'eri , S. and Long, B. (eds.), *Applied LiDAR Techniques, Journal of Coastal Research*, Special Issue No. 62, 86-98. West Palm Beach (Florida), ISSN 0749-0208.

Cottin, A., (2008). Adaptation du SHOALS à la cartographie sédimentaire côtière peu profonde dans la Baie des Chaleurs, Québec, Canada. Thèse de doctorat en Science de la Terre (Université du Québec. Institut national de la recherche scientifique, Québec). 259 p.

Cottin, A., Forbes, D.L., Long, B.F., (2009). Shallow seabed mapping and classification using waveform analysis and bathymetry from SHOALS lidar data. *Canadian Journal of Remote Sensing,* 35(2), 422-434.

Coyne, M.A., Fletcher, C.H., Richemond, B.M., (1999). Mapping coastal erosion hazard in Hawaii; observations and errors. *Journal of Coastal Research*, SI(28), 171-184. Royal Palm Beach (Florida), ISSN 0749-0208.

Crémer, J-F., Long, B., Desrosiers, G., De Montety, L., Locat, J., (2002). Application de la scanographie à l'étude de la densité des sédiments et èa la caractérisation des structures sédimentaires : exemple des sédiments déposés dans la rivière Saguenay (Québec, Canada) aprèes la crue de juillet 1996. *Revue canadienne de géotechnique*, Volume 39, Number 2, p. 440-450.

De Montety, L., Long, B., Desrosiers, G., Crémer, J-F., Locat, J., Stora, G., (2003). Utilisation de la scanographie pour l'étude des sédiments : influence des paramètres physiques, chimiques et biologiques sur la mesure des intensités tomographiques. *Can. J. Earth Sci. 40*. P. 937-948.

Dean, R.G. Malakar, S.B., (1999). Projected flood hazard zones in Florida. *Journal of Coastal Research*, SI(28), 85-94. Royal Palm Beach (Florida), ISSN 0749-0208.

Douglass, S.L.; Sanchez, T.A., Jenkins, S., (1999). Mapping erosion hazard areas in Baldwin County, Alabama and the use of Confidence intervals in shoreline change analysis. *Journal of Coastal Research*, SI(28), 95-105. Royal Palm Beach (Florida), ISSN 0749-0208.

Flinck, C.W., Benedet, L., Andrews, J.L., (2005). Interpretation of seabed geomorphology based on spatial analysis of high-density airborne laser bathymetry. *Journal of Coastal Research*, 21(3), 501-514. West Palm Beach (Florida), ISSN 0749-0208.

Fraschetti, S., Terlizzi, A., Guarnieri, G., Pizzolante, F., d'Ambrosio, P., Maiorano, P., Beqiraj, S., Boero, F., (2011). Effects of unplanned development on marine biodiversity: A lesson from Albania (central Mediterranean Sea). In: Tursi, A. and Corselli, C. (eds.), Coastal Research in Albania: Vlora Gulf, *Journal of Coastal Research*, Special Issue No. 58, pp.106-115. West Plam Beach (Florida), ISSN 0749-0208.

Greenwood, B., Davidson-Arnott, R.G.D., (1979). Sedimentation and equilibrium in wave formed bars : a review and case study. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16 : 312-332.

Guenther, G.C., (1985). Airborne Laser Hydrography: System design and performance factors. NOS, NOAA, Rockville, MD, *NOAA Professional Paper Series*, March.

Gresch, D.B., (2009). Analysis of lidar elevation data for improved identification and delineation of lands vulnerable to sea-level rise. *Journal of Coastal Research*, SI(53), 49-58.

Héquette, A., Ruz, M-H., (1986). Migration de cordons littoraux par processus de débordements de tempête dans le cadre d'une transgression marine, Kvadehuk, péninsule de Brögger, Spitsberg. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 40, n° 2, p.197-206.

Huntley, D.A., Bowen, A.J., (1975). Field observations of edge waves and their effects on beach material. *Jour. Of Geol. Soc.*, 131: 68-81.

Irish, J.L., McClung, J.K., Lillycrop, W.J., (2000). Airborne lidar bathymetry: the SHOALS system. *PIANC Bulletin,* 2000(103), 43-53.

ITT VIS. *Visual Information Solutions – Case studies*. [en ligne]. Disponible sur : http://www.ittvis.com/network/usecase/index.asp. (Consulté le 19.04.2011).

Jutras, P., Prichonnet, G., (2002). Stratigraphy, depositional setting and diagenetic history of the Saint-Jules Formation (Upper Devonian or Mississippian), a newly identified post-Acadian red clastic unit in the southern Gaspé Peninsula, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 39: 1541-1551.

Keramoal, Y., (2008). Analyse du signal provenant du système aéroporté SHOALS (LiDAR bathymétrique) pour la detection du fond marin. Rapport de projet de fin d'études. (Université du Québec. Institut national de la recherche scientifique, Québec). 55 p.

Klein, Y.L., Osleed, J., (2010). Determinants of coastal tourism: a case study of Florida beach counties. *Journal of Coastal Research*, 26(6), 1149-1156. West Palm Beach (Florida), ISSN 0749-0208.

Long, B. F., (2006). Étude hydrodynamique, sédimentologique et biologique des sites de Maria, Saint-Siméon, Bonaventure, Newport et Cap-d'Espoir dans la baie des Chaleurs, Québec, Canada. *Rapport pour le Ministère des Transports du Québec*. INRS-ETE, Québec Qc, Canada. 121 pages, annexes.

Long, B.F., Aucoin, F., Montreuil, S., and Xhardé, R. (2010). Airborne LiDAR bathymetry applied to coastal hydrodynamic processes. *Proceedings of ICCE 2010*, Shanghai, China.

Long, B.F., Montreuil, S., (2011). Relationship between vortex activity and pseudo liquefaction at lower stoss-side ripple surface. *Proceeding of Coastal Sediment 2011*, Miami, U.S.

Long, B.F., Robitaille, V., (2009). Use of a multi-beam autonomous portable laser equipment (MAPLE) to measure the reflectance of shallow water facies and habitats - a new tool to calibrate airborne laser bathymetry instruments. *Proceedings of the 2nd FUDOTERAM Workshop (Québec, Canada).*

Long, B.F., Ross, N. (1989). Revue et classification des barres d'avant-côte. [Review and classification of nearshore bars]. - *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 13, 1, 175-187. 5 fig., 2 tableaux.; Boussens, June 2, 1989. - ISSN: 0396-2687. CODEN:BCREDP.

Mermillod-Blondin, F., Marie, S., Desrosier, G., Long, B., de Montety, L., Michaud, E., Stora, G., (2003). Assessment of spatial variability of interntidal benthic communities by axial tomodensitometry : importance of fine-scale heterogeneity. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*. Elsevier Science. 0022-0981. P. 193-208.

Michaud, E., Desrosiers, G., Long, B., de Montety, L., Crémier, J-F., Pelletier, E., Locat, J., Gilbert, F., Stora, G., (2003). Use of axial tomography to follow temporal changes of benthic communities in an unstable sedimentary environment (Baie des Ha ! Ha !, Saguenay, Fjord). *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*. Elsevier Science. 0022-0981. P. 265-282.

Middleton, G.V., Southard, J.B., (1977). Mechanics of sediment movement, *S.E.P.M.* Short Course n°3, Binghamton.

Miller, R.L. (1976). Role of vortices in surf zone prediction : sedimentation and waves forces. In beach and nearshore sedimentation. Edited by R.A. Davis jr. and R.L. Ethington. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ.*, 24: 92-114.

Monfort, C.L., Lippmann, T.C., (2011). Assimilation of airborne imagery with a wave model for bathymetric estimation. In: Pe'eri, S. and Long, B. (eds), *Applied LiDAR Techniques, Journal of Coastal Research*, Special Issue No. 62, 40-49. West Plam Beach (Florida), ISSN 0749-0208.

Montreuil S., (2006). Évolution densitométrique des structures de rides en déplacement sous un courant stationnaire mesuré sous scanographie dans un canal en boucle verticale. Mémoire de maîtrise en Science de la Terre (Université du Québec. Institut national de la recherche scientifique, Québec). 121 p.

Montreuil, S., Long, B., and Kamphuis, J.W., (2008). Surface density variations along a sand ripple under stationary flow measured by CT-Scanning. *Proceedings Coastal Engineering '08 Conference* CERC and ASCE, Hamburg, Germany.

Morang, A., E. Parson, L., (2002). Coastal Morphodynamics. *Coastal Engineering Manual*, Part IV, Coastal Geology, Chapter 3, Engineer Manual 1110-2-1100, U.S. Army Corps of Engineers, Washington, DC.

Municipalité de New-Carlisle – *photos aériennes* [en ligne]. Disponible sur : http://newcarlisle.papxpress.com/files/airphoto/pic/pic55.jpg. (Consulté le 25.07.2011).

Optech Incorporated Marine Survey Division, (2005). SHOALS-1000T: Airborne operation manual. Optech technical Publications. 283 p.

Pope, R.W., Reed, B.A., West, G.W., Lillycrop, W.J. (1997). Use of an airborne laser depth sounding system in a complex shallow-water environment. *Proceedings of the 15th Hydrographic Symposium and International HydroConference* (Monaco).

Raudkivi, A.J., (1963). Study of sediment ripple formation. *Journal of the Hydraulic Division,* ASCE, 89, 15-33.

Reineck H.-E., Singh I.B., (1975). Depositional Sedimentary Environments. *Springer study edition*, New York, 439 p.

Renaud, L., (2000). Evolution et dégradation du barachois de Paspébiac. Mémoire de maîtrise en Science (Université du Québec, Rimouski), 123 p.

Revell D.L., Komar P.D., Sallenger A.H., (2002). An application of LiDAR to analyses of El Nino erosion in the Netarts Littoral Cell, Oregon. *Journal of Coastal Research*, Vol. 18, Issue 4, p. 792-801

Ross, N., (1988). Formation et évolution spatio-temporelle d'une barre de déferlement en milieu micro à mesotidal dominé par les houles. Mémoire de maîtrise en science océanographique (Université du Québec. Institut national de la recherche scientifique, Québec), 255 p.

Ross, N. Long, B.F., (1989). Évolution morpho-sédimentaire de la barre de déferlement : un exemple dans le golfe du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, Vol. 43, n. 3, p. 377-388.

Stockdon, H.F., Doran, K.S., Shallenger, A.H., (2009). Extraction of lidar-based dune-crest elevations for une in examining the vulnerability of beaches to inundation during hurricanes. *Journal of Coastal Research*, SI(53), 59-65.

U.S. Army Corps of Engineers. 2002. *Coastal Engineering Manual*. Engineer Manual 1110-2-1100, U.S. Army Corps of Engineers, Washington, D.C. (in 6 volumes)

Vanoni, V.A., and Hwang, L.S. (1967). Relation between bedforms and friction in streams. *Journal of the Hydraulics Division*, ASCE, 93, HY3, 121-144.

Wang, C., Philpot, W.D., (2007). Using airborne bathymetric lidar to detect bottom type variation in shallow water. *Remote sensing of Environnement*, 106 (2007), p. 123-135.

Xhardé, R., Long, B.F., Forbes, D.L., (2011). Short-term beach and shoreface evolution on a cuspate foreland observed with airborne topographic and bathymetric LiDAR. In: Pe'eri, S. and Long, B. (eds), Applied LIDAR Techniques, *Journal of Coastal Research*, SI 62, 50-61 West Palm Beach (Florida), ISSN 0749-0208.

Xhardé, R., (2007). Application des techniques aéroportées vidéographiques et LiDAR à l'étude des risques naturels en milieu côtier. Thèse de doctorat en Science de la Terre (Unviersité du Québec. Institut national de la recherche scientifique, Québec), 252 p.

Yalin, M.S., (1977). Mecanics of sediment transport 2ed. *Oxford Pergamon Press*, 298 p.

Zaitlin, B. A., Dalrymple, R.W., and Boyd, R., (1994). The stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level change. *SEPM special publication,* No. 51, ISBN 1-56576-015-8, p. 45-50.

ANNEXE 1

Scanographe

Le scanographe a été fabriqué par *Siemen* et donne, en unités Hounsfiels (HU), des coupes de densité sous forme d'image de taille variant entre 50 à 500 mm (Fig. 10). L'atténuation photoélectrique dans le sédiment se lit sur les images des coupes et donne les profils densitométriques s'étendant sur une plage standard de densité de -1024 à 3071 HU. Pour maximiser l'atténuation et ainsi améliorer l'analyse d'image, le scanographe est ajusté à 140 KeV (Montreuil, 2007).

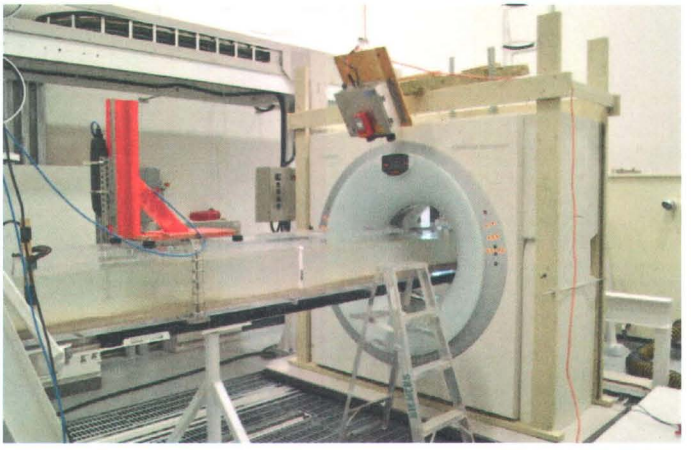


Fig. 62. Scanographe de *Siemen* installé au laboratoire lourd de l'INRS-ETE.

ANNEXE 2

Spécifications du SHOALS-1000T en mode hydrographique

Hydrographic mode

Measurement rate	1,000 Hz
Operating altitude	200-400 m
Depth measurement accuracy	IHO Order 1 (~25 cm, 1 σ)
Maximum depth	50 m (for K = <0.06 m^{-1} and bottom reflectivity >15%)
Scan angle	20° forward arc
Swath width	Variable, up to 0.58 × altitude
Sounding density	2×2, 3×3, 4×4, 5×5 m
Horizontal accuracy	IHO Order 1 (2.5 m, 1 σ)
Laser classification	Class IV laser product (FDA 21 CFR 1040, IEC 60825-1 Ed. 1.2)
Eyesafe altitude	>150 m AGL (for 200-m altitude)
Power requirements	60 A @ 28 VDC
Operating temperature	5°C to -40°C
Storage temperature	-20°C to +60°C
Humidity	0-95% non-condensing
Aircraft speed	125-175 knots (for specified sounding densities)

System dimensions and weights

Sensor	60 H x 70 W x 60 D; 72 kg
Operator rack	62 H x 53 W x 73 D; 55 kg
Chiller rack *	44 H x 53 W x 65 D; 40 kg
Laser rack *	44 H x 53 W x 60 D; 45 kg

** Laser and laser chiller racks are stacked.*

ANNEXE 3

Protocole IDL-Envi *(francis_file.pro)*

3 - 1) Lien dans le protocole qui fait le lien entre les deux types de fichiers (timestamps)

```
;ASSOCIER LES LAT. LONG AVEC LE TIMESTAMP INW CORRESPONDANT

inw_timestamp = ULONG64(result.timestamp)
;TIMESTAMP2GPStime, result.Timestamp, week, gpsSecOfWeek
;print, week, gpsSecOfWeek

search = where (G EQ inw_timestamp)
;print, search
Lat_out[K] = Lat[search]
Lon_out[K] = Lon[search]
Eleva_out[K] = Eleva[search]+20.38 ;(zero / Optech elevations)
print, Lat_out, Lon_out

endif

K=K+1

endwhile

free_lun, lun1

print, SYSTIME()


;Find out the bad lat_out and lon_out values

error = WHERE(lat_out EQ 0.)
print, 'Where lat_out EQ 0.  :',error[0:N_elements(WHERE(lat_out EQ 0.))-1]


For B = 0,N_elements(WHERE(lat_out EQ 0.))-1 Do begin
    badval= 0.
    bad = where(lat_out eq badval,nbad,COMPLEMENT=good,NCOMPLEMENT=ngood)
    if nbad gt 0 && ngood gt 1 then lat_out[bad]=interpol(lat_out[good],good,bad)
Endfor

For B = 0,N_elements(WHERE(lon_out EQ 0.))-1 Do begin
    badval= 0.
    bad = where(lon_out eq badval,nbad,COMPLEMENT=good,NCOMPLEMENT=ngood)
    if nbad gt 0 && ngood gt 1 then lon_out[bad]=interpol(lon_out[good],good,bad)
Endfor
```

3 - 2) Interpolation des données erronées

```
        ;FIND OUT AND REPLACE THE "0" VALUES

    error = WHERE(Statarr.moyenne EQ 0.0, count)
;   print, 'Where Statarr.moyenne EQ 0.  :',error


        ;interpolate bad values in statistics

        For B = 0,N_elements(WHERE(Statarr.moyenne EQ 0.))-1 Do begin
        badval = 0.
        bad = where(statarr.moyenne eq badval,nbad,COMPLEMENT=good,NCOMPLEMENT=ngood)
        if nbad gt 0 && ngood gt 1 then statarr.moyenne[bad]=interpol(statarr.moyenne[good],good,bad)
        Endfor

        For B = 0,N_elements(WHERE(Statarr.var EQ 0.))-1 Do begin
        badval = 0.
        bad = where( statarr.var eq badval,nbad,COMPLEMENT=good,NCOMPLEMENT=ngood)
        if nbad gt 0 && ngood gt 1 then statarr.var[bad]=interpol(statarr.var[good],good,bad)
        Endfor

        For B = 0,N_elements(WHERE(Statarr.skew EQ 0.))-1 Do begin
        badval = 0.
        bad = where( statarr.skew eq badval,nbad,COMPLEMENT=good,NCOMPLEMENT=ngood)
        if nbad gt 0 && ngood gt 1 then statarr.skew[bad]=interpol(statarr.skew[good],good,bad)
        Endfor

        For B = 0,N_elements(WHERE(Statarr.kurto EQ 0.))-1 Do begin
        badval = 0.
        bad = where( statarr.kurto eq badval,nbad,COMPLEMENT=good,NCOMPLEMENT=ngood)
        if nbad gt 0 && ngood gt 1 then statarr.kurto[bad]=interpol(statarr.kurto[good],good,bad)
        Endfor


;   ;interpolate bad values in statistics
;   If (count GT 0.) Then Begin
;   For B = 0.,N_ELEMENTS(error)-1. Do begin
;
;       vector = statarr.moyenne[error[B]-10:error[B]]
;       badval = 0.
;       bad = where( vector eq badval,nbad,COMPLEMENT=good,NCOMPLEMENT=ngood)
;       if nbad gt 0 && ngood gt 1 then vector[bad]=interpol(vector[good],good,bad)
;       statarr.moyenne[error[B]-10:error[B]] = vector
;
;       vector = statarr.var[error[B]-10:error[B]]
;       badval = 0.
;       bad = where( vector eq badval,nbad,COMPLEMENT=good,NCOMPLEMENT=ngood)
;       if nbad gt 0 && ngood gt 1 then vector[bad]=interpol(vector[good],good,bad)
;       statarr.var[error[B]-10:error[B]] = vector
;
;       vector = statarr.skew[error[B]-10:error[B]]
;       badval = 0.
;       bad = where( vector eq badval,nbad,COMPLEMENT=good,NCOMPLEMENT=ngood)
;       if nbad gt 0 && ngood gt 1 then vector[bad]=interpol(vector[good],good,bad)
;       statarr.skew[error[B]-10:error[B]] = vector
;
;       vector = statarr.kurto[error[B]-10:error[B]]
;       badval = 0.
;       bad = where( vector eq badval,nbad,COMPLEMENT=good,NCOMPLEMENT=ngood)
;       if nbad gt 0 && ngood gt 1 then vector[bad]=interpol(vector[good],good,bad)
;       statarr.kurto[error[B]-10:error[B]] = vector
```

3 - 3) Ajustement de l'atténuation bathymétrique

```
;NON_LINEAR REGRESSION ON PMT DEPTH

deep = where(eleva_out LT 0.0, deepcount, COMPLEMENT=B_C, NCOMPLEMENT=count_c)
print, B_C, count_c

x = eleva_out[deep]
W = statarr.moyenne[deep] ;- mean(statarrS.moyenne)
  ; Fit the data to the function, storing coefficients in
  ; coeff:

yfit = gaussfit(x, W, coeff, CHISQ=chi)
print, 'Result:    ', coeff
print, 'Chi_2:    ', chi
    ;plot, eleva_out[deep],W
;oplot, eleva_out[deep], yfit, color =255

;WINDOW, 0, XSIZE=1400, YSIZE=800, TITLE='Scatterplots Non Regressed versus Regressed'
;!P.MULTI = [0, 2, 6]
    ;Plot the original data and the fitted curve:
    ;PLOT, x, w
;OPLOT, x, yfit, THICK=2


;print, statarr.moyenne[0:10]
;residuals of the depth-regression
statarr.moyenne[deep] = W-yfit ;abs(W-yfit)*cos(atan(abs(yfit[(N_ELEMENTS(yfit))-1]-yfit[0])/(N_ELEMENTS(yfit))))
print, atan(abs(yfit[(N_ELEMENTS(yfit))-1]-yfit[0])/(N_ELEMENTS(yfit)))
;PLOT, x, W-yfit, PSYM=3
PRINT,'Raw vs Residuals:    ', CORRELATE(w, W-yfit)
PRINT, 'Depth vs Residuals:    ',CORRELATE(x, W-yfit)
print, statarr.moyenne[0:10]


W = statarr.var[deep] ;- mean(statarrS.var)
yfit = gaussfit(x, W, coeff, CHISQ=chi)
statarr.var[deep] = W-yfit ;abs(W-yfit)*cos(atan(abs(yfit[(N_ELEMENTS(yfit))-1]-yfit[0])/(N_ELEMENTS(yfit))))
;print, atan(abs(yfit[(N_ELEMENTS(yfit))-1]-yfit[0])/(N_ELEMENTS(yfit)))
print, 'Result:    ', coeff
print, 'Chi_2:    ', chi
;PLOT, x, W-yfit, PSYM=3
PRINT, 'Raw vs Residuals:    ', CORRELATE(w, W-yfit)
PRINT, 'Depth vs Residuals:    ',CORRELATE(x, W-yfit)
print, statarr.var[0:10]


W = statarr.skew[deep] ;- mean(statarrS.skew)
yfit = gaussfit(x, W, coeff, CHISQ=chi)
statarr.skew[deep] = W-yfit ;abs(W-yfit)*cos(atan(abs(yfit[(N_ELEMENTS(yfit))-1]-yfit[0])/(N_ELEMENTS(yfit))))
;print, atan(abs(yfit[(N_ELEMENTS(yfit))-1]-yfit[0])/(N_ELEMENTS(yfit)))
print, 'Result:    ', coeff
print, 'Chi_2:    ', chi
PLOT, x, W-yfit, PSYM=3
PRINT, 'Raw vs Residuals:    ', CORRELATE(w, W-yfit)
PRINT, 'Depth vs Residuals:    ',CORRELATE(x, W-yfit)
print, statarr.skew[0:10]


W = statarr.kurto[deep] ;- mean(statarrS.kurto)
yfit = gaussfit(x, W, coeff, CHISQ=chi)
statarr.kurto[deep] = W-yfit ;abs(W-yfit)*cos(atan(abs(yfit[(N_ELEMENTS(yfit))-1]-yfit[0])/(N_ELEMENTS(yfit))))
;print, atan(abs(yfit[(N_ELEMENTS(yfit))-1]-yfit[0])/(N_ELEMENTS(yfit)))
print, 'Result:    ', coeff
print, 'Chi_2:    ', chi
;PLOT, x, W-yfit, PSYM=3
PRINT, 'Raw vs Residuals:    ', CORRELATE(w, W-yfit)
PRINT, 'Depth vs Residuals:    ',CORRELATE(x, W-yfit)
print, statarr.kurto[0:10]


;Time of the start of the rasterizations
print, SYSTIME()
```

ANNEXE 4

Tableaux des résultats des figures sédimentaires

Zone 1

Bathymetry and statistic values according to the offshore-bar of Paspébiac

ROIs		Bathymetry	AverageNC	R_average_Dis	SDNC	R_SD	SkewnessNC	R_Skewness	KurtosisNC	R_Kurtosis
1	Average	**-1,45**	131,36	**143,51**	510	**905**	-0,45	**-0,45**	-1,14	**-1,14**
	SD	*0,12*	*17,54*	*11,51*	*610*	*1004*	*0,25*	*0,50*	*0,23*	*0,47*
2	Average	**-1,33**	127,02	**145,62**	783	**1432**	-0,38	**-0,38**	-1,20	**-1,20**
	SD	*0,16*	*22,28*	*15,99*	*803*	*1164*	*0,29*	*0,59*	*0,18*	*0,35*
3	Average	**-2,47**	122,04	**125,88**	307	**392**	-0,40	**-0,39**	-1,10	**-1,10**
	SD	*0,22*	*7,93*	*7,72*	*182*	*296*	*0,13*	*0,25*	*0,22*	*0,37*
4	Average	**-3,10**	108,26	**113,54**	490	**659**	-0,48	**-0,48**	-1,02	**-1,02**
	SD	*0,15*	*7,63*	*6,69*	*250*	*393*	*0,09*	*0,18*	*0,13*	*0,27*

Zone 2

Bathymetry and statistic values according to the east bottom dunes of Paspébiac

ROIs		Bathymetry	AverageNC	R_average	SDNC	R_SD	SkewnessNC	R_Skewness	KurtosisNC	R_Kurtosis
20	*Average*	**-6,51**	72,42	**77,85**	501	**692**	-0,46	**-0,46**	-1,09	**-1,09**
	SD	0,26	7,68	9,15	214	256	0,08	0,17	0,14	0,27
21	*Average*	**-7,32**	61,48	**67,40**	436	**597**	-0,54	**-0,54**	-1,00	**-1,00**
	SD	0,17	8,19	10,36	191	218	0,17	0,34	0,29	0,56
22	*Average*	**-6,91**	68,84	**74,16**	494	**669**	-0,46	**-0,46**	-1,10	**-1,10**
	SD	0,26	7,44	9,18	199	223	0,09	0,18	0,14	0,28
23	*Average*	**-7,38**	63,18	**69,27**	457	**626**	-0,51	**-0,51**	-1,05	**-1,05**
	SD	0,26	9,33	13,02	194	212	0,15	0,31	0,25	0,49
24	*Average*	**-8,04**	58,92	**63,96**	434	**560**	-0,49	**-0,49**	-1,07	**-1,07**
	SD	0,33	9,52	15,18	155	167	0,13	0,25	0,20	0,39
25	*Average*	**-8,03**	57,80	**61,87**	502	**620**	-0,47	**-0,50**	-1,09	**-1,06**
	SD	0,43	8,55	13,90	140	160	0,12	0,20	0,24	0,30
26	*Average*	**-8,37**	56,12	**59,99**	405	**514**	-0,48	**-0,48**	-1,07	**-1,06**
	SD	0,56	7,51	8,71	149	168	0,11	0,21	0,17	0,33
27	*Average*	**-8,26**	55,48	**59,87**	406	**504**	-0,51	**-0,51**	-1,04	**-1,04**
	SD	0,57	10,45	15,77	139,81	166,16	0,11	0,22	0,18	0,35

Zone 3

Bathymetry and statistic values according to the sand peak of Paspébiac

ROIs		Bathymetry	AverageNC	R_average	R_average_dis_abs	SDNC	R_SD	SkewnessNC	R_Skewness	KurtosisNC	R_Kurtosis
1	*Average*	-5,90	76,52	81,74	136,57	505	687	-0,44	-0,45	-1,08	-1,08
	SD	0,19	6,82	7,50		226	317	0,09	0,19	0,13	0,27
2	*Average*	-5,53	84,14	88,54	139,91	548	699	-0,40	-0,40	-1,10	-1,10
	SD	0,10	6,52	7,38		221	357	0,08	0,17	0,11	0,22
3	*Average*	-5,28	87,76	92,45	141,52	560	702	-0,39	-0,39	-1,12	-1,12
	SD	0,30	7,89	6,57		226	368	0,09	0,17	0,12	0,23
4	*Average*	-6,60	75,45	81,08	142,43	459	640	-0,46	-0,46	-1,08	-1,08
	SD	0,17	7,99	10,67		224	312	0,11	0,23	0,16	0,32
5	*Average*	-5,53	83,01	87,55	138,92	496	643	-0,46	-0,46	-1,04	-1,04
	SD	0,17	6,47	7,50		203	313	0,09	0,17	0,13	0,26
6	*Average*	-4,99	86,93	90,13	136,52	465	554	-0,52	-0,52	-0,97	-0,97
	SD	0,20	4,46	4,94		133	200	0,06	0,11	0,11	0,21
7	*Average*	-5,60	80,11	83,93	135,97	376	500	-0,61	-0,61	-0,88	-0,88
	SD	0,28	5,59	5,45		169	259	0,07	0,13	0,15	0,31

Zone 4

Bathymetry and statistic values associated to the shallow sand dunes of Paspébiac

ROIs		Bathymetry	AverageNC	R_average_dis	SDNC	R_SD	SkewnessNC	R_Skewness	KurtosisNC	R_Kurtosis
1	*Average*	**-5,05**	84,78	**91,9**	64,4	**118,21**	-0,65	**-0,65**	-0,44	**-0,41**
	SD	0,24	6,37	7,77	64,85	90,7	0,44	0,87	0,88	1,76
2	*Average*	**-4,8**	97,66	**101,22**	207,85	**229,35**	-0,3	**-0,3**	-1,22	**-1,22**
	SD	0,23	2,44	2,56	29,01	37,4	0,07	0,13	0,13	0,25
3	*Average*	**-5,02**	101,2	**104,87**	244,65	**268,53**	-0,31	**-0,31**	-1,24	**-1,25**
	SD	0,39	3,02	3,18	32,96	42,07	0,06	0,11	0,11	0,22
4	*Average*	**-5,40**	92,31	**101,12**	145,00	**181,07**	-0,39	**-0,39**	-1,03	**-1,03**
	SD	0,23	5,08	4,23	53,09	48,65	0,16	0,30	0,31	0,58
5	*Average*	**-5,35**	100,75	**104,39**	233,97	**256,26**	-0,31	**-0,31**	-1,24	**-1,24**
	SD	0,12	2,04	2,29	30,23	35,28	0,06	0,11	0,11	0,21
6	*Average*	**-5,70**	95,20	**99,83**	163,86	**203,83**	-0,36	**-0,36**	-1,10	**-1,10**
	SD	0,16	3,51	3,55	51,45	50,42	0,11	0,22	0,21	0,39
7	*Average*	**-6,01**	94,38	**98,35**	177,18	**204,29**	-0,33	**-0,33**	-1,14	**-1,14**
	SD	0,26	3,35	3,08	42,82	44,45	0,1	0,2	0,2	0,24
8	*Average*	**-5,62**	97,68	**101,01**	210,59	**231,13**	-0,3	**-0,3**	-1,22	**-1,22**
	SD	0,28	2,64	2,76	27,04	34,45	0,06	0,13	0,12	0,24
9	*Average*	**-5,65**	97,86	**101,26**	207,08	**226,98**	-0,3	**-0,3**	-1,22	**-1,22**
	SD	0,28	2,8	2,97	31,61	38,2	0,86	0,13	0,13	0,25
10	*Average*	**-5,96**	93,02	**96,87**	177,85	**199,67**	-0,34	**-0,34**	-1,13	**-1,13**
	SD	0,12	2,29	2,41	30,36	38,02	0,08	0,16	0,14	0,28
11	*Average*	**-6,17**	92,22	**95,56**	160,53	**180,28**	-0,34	**-0,33**	-1,12	**-1,12**
	SD	0,08	1,99	2,10	27,77	34,34	0,09	0,18	0,16	0,31
12	*Average*	**-5,85**	93,46	**96,72**	188,50	**207,93**	-0,33	**-0,33**	-1,15	**-1,15**
	SD	0,06	1,70	1,93	25,49	32,83	0,07	0,14	0,13	0,26
13	*Average*	**-5,90**	94,75	**98,08**	198,94	**223,00**	-0,33	**-0,32**	-1,17	**-1,17**
	SD	0,04	1,69	1,88	30,45	39,51	0,08	0,16	0,15	0,30
14	*Average*	**-6,25**	94,22	**97,94**	188,64	**210,81**	-0,32	**-0,32**	-1,17	**-1,16**
	SD	0,07	2,05	2,59	29,68	38,67	0,08	0,15	0,15	0,30
15	*Average*	**-6,48**	85,56	**91,5**	122,21	**167,53**	-0,44	**-0,44**	-0,96	**-0,96**
	SD	0,26	5,29	5,52	56,49	57,85	0,2	0,39	0,39	0,76
16	*Average*	**-6,3**	90,78	**94,51**	185,83	**209,27**	-0,34	**-0,34**	-1,13	**-1,13**
	SD	0,2	3,14	3,34	30,83	42,43	0,09	0,17	0,16	0,31
17	*Average*	**-6,05**	90,95	**94,31**	178,63	**199,25**	-0,35	**-0,35**	-1,12	**-1,12**
	SD	0,28	3,78	3,93	27,42	34,76	0,09	0,16	0,15	0,29
18	*Average*	**-6,45**	81,04	**86,71**	112,09	**153,02**	-0,51	**-0,51**	-0,88	**-0,88**
	SD	0,16	4,42	4,56	51,45	52,79	0,15	0,28	0,28	0,53
19	*Average*	**-6,74**	83,89	**87,48**	170,49	**195,73**	-0,43	**-0,44**	-1,01	**-1,02**
	SD	0,10	2,40	2,70	35,65	42,82	0,09	0,18	0,16	0,30

Zone 5

Bathymetry and statistic values according to the east bottom dunes of Paspébiac

ROIs		Bathymetry	AverageNC	R_average	SDNC	R_SD	SkewnessNC	R_Skewness	KurtosisNC	R_Kurtosis
20	*Average*	**-6,51**	72,42	**77,85**	501	**692**	-0,46	**-0,46**	-1,09	**-1,09**
	SD	0,26	7,68	9,15	214	256	0,08	0,17	0,14	0,27
21	*Average*	**-7,32**	61,48	**67,40**	436	**597**	-0,54	**-0,54**	-1,00	**-1,00**
	SD	0,17	8,19	10,36	191	218	0,17	0,34	0,29	0,56
22	*Average*	**-6,91**	68,84	**74,16**	494	**669**	-0,46	**-0,46**	-1,10	**-1,10**
	SD	0,26	7,44	9,18	199	223	0,09	0,18	0,14	0,28
23	*Average*	**-7,38**	63,18	**69,27**	457	**626**	-0,51	**-0,51**	-1,05	**-1,05**
	SD	0,26	9,33	13,02	194	212	0,15	0,31	0,25	0,49
24	*Average*	**-8,04**	58,92	**63,96**	434	**560**	-0,49	**-0,49**	-1,07	**-1,07**
	SD	0,33	9,52	15,18	155	167	0,13	0,25	0,20	0,39
25	*Average*	**-8,03**	57,80	**61,87**	502	**620**	-0,47	**-0,50**	-1,09	**-1,06**
	SD	0,43	8,55	13,90	140	160	0,12	0,20	0,24	0,30
26	*Average*	**-8,37**	56,12	**59,99**	405	**514**	-0,48	**-0,48**	-1,07	**-1,06**
	SD	0,56	7,51	8,71	149	168	0,11	0,21	0,17	0,33
27	*Average*	**-8,26**	55,48	**59,87**	406	**504**	-0,51	**-0,51**	-1,04	**-1,04**
	SD	0,57	10,45	15,77	139,81	166,16	0,11	0,22	0,18	0,35

Zone 6

Bathymetry and statistic values associated to the erosion zone of the jetty of Paspébiac

ROIs		Bathymetry	AverageNC	R_average	SDNC	R_SD	SkewnessNC	R_Skewness	KurtosisNC	R_Kurtosis
12	Average	**-0,44**	85,87	**133,38**	465	**649**	-0,38	**-0,37**	-1,39	**-1,39**
	SD	0,13	49,80	58,28	292	454	0,19	0,37	0,26	0,47
13	Average	**-0,95**	98,84	**132,10**	706	**1176**	-0,30	**-0,30**	-1,33	**-1,32**
	SD	0,28	41,26	35,97	691	1015	0,29	0,56	0,27	0,51
14	Average	**-1,37**	118,22	**139,38**	247	**476**	-0,40	**-0,42**	-1,09	**-1,09**
	SD	0,26	35,89	20,74	424	737	0,43	0,85	0,50	0,95
15	Average	**-2,04**	125,15	**129,00**	149	**227**	-0,32	**-0,32**	-1,20	**-1,20**
	SD	0,32	7,38	7,13	182	292	0,34	0,58	0,44	0,80
16	Average	**-2,46**	113,64	**119,12**	344	**507**	-0,58	**-0,58**	-0,87	**-0,87**
	SD	0,08	10,13	6,55	360	596	0,13	0,23	0,19	0,35
17	Average	**-2,64**	114,15	**115,74**	263	**295**	-0,64	**-0,64**	-0,84	**-0,85**
	SD	0,08	2,58	3,34	49	53	0,02	0,05	0,08	0,16

Zone 7

Zone 7 - Bathymetry and statistic values associated to the accumulation zone of the jetty of Paspébiac

ROIs		Bathymetry	AverageNC	R_average	SDNC	R_SD	SkewnessNC	R_Skewness	KurtosisNC	R_Kurtosis
18	Average	**-1,60**	120,07	**143,04**	767	**1371**	-0,40	**-0,40**	-1,20	**-1,19**
	SD	0,24	31,57	23,73	821	1236	0,27	0,54	0,24	0,47
19	Average	**-2,00**	139,60	**143,56**	69	**87**	-0,28	**-0,28**	-1,56	**-1,55**
	SD	0,10	5,47	6,71	41	71	0,16	0,32	0,27	0,53
20	Average	**-2,40**	123,85	**126,33**	231	**302**	-0,57	**-0,59**	-0,87	**-0,87**
	SD	0,10	5,27	5,81	112	134	0,19	0,36	0,24	0,49
21	Average	**-2,98**	104,62	**111,46**	469	**682**	-0,53	**-0,53**	-1,00	**-1,00**
	SD	0,07	9,29	8,65	295	378	0,11	0,17	0,20	0,32
22	Average	**-3,55**	102,18	**107,31**	433	**611**	-0,51	**-0,51**	-0,96	**-1,01**
	SD	0,05	8,21	6,74	289	438	0,13	0,24	0,19	0,38

Zone 8

Bathymetry and statistic values associated to the east bottom dunes of Paspébiac

ROIs		Bathymetry	AverageNC	R_average	SDNC	R_SD	SkewnessNC	R_Skewness	KurtosisNC	R_Kurtosis
1	Average	**-4,50**	88,73	**92,86**	263	**350**	-0,74	**-0,74**	-0,69	**-0,69**
	SD	0,06	5,19	5,61	115	139	0,13	0,23	0,27	0,51
2	Average	**-4,08**	93,68	**98,60**	342	**398**	-0,57	**-0,57**	-0,84	**-0,84**
	SD	0,11	8,10	6,96	242	243	0,15	0,26	0,23	0,37
3	Average	**-3,90**	99,49	**103,56**	393	**509**	-0,51	**-0,51**	-0,96	**-0,96**
	SD	0,04	6,06	6,86	168	240	0,07	0,15	0,14	0,24
4	Average	**-3,95**	105,47	**109,26**	342	**423**	-0,50	**-0,50**	-0,93	**-0,93**
	SD	0,08	5,13	5,31	115	164	0,07	0,13	0,13	0,24
5	Average	**-4,00**	107,07	**110,43**	342	**436**	-0,50	**-0,51**	-0,96	**-0,96**
	SD	0,11	4,91	5,06	134	168	0,08	0,17	0,14	0,27
6	Average	**-4,10**	103,54	**108,30**	372	**470**	-0,48	**-0,48**	-0,98	**-0,98**
	SD	0,14	6,53	7,36	139	188	0,09	0,18	0,17	0,30
7	Average	**-3,90**	99,60	**103,91**	374	**472**	-0,56	**-0,56**	-0,87	**-0,87**
	SD	0,14	5,56	5,61	127	166	0,07	0,13	0,14	0,28
8	Average	**-3,83**	100,17	**104,19**	305	**450**	-0,68	**-0,68**	-0,63	**-0,63**
	SD	0,10	5,44	6,12	188	213	0,26	0,46	0,44	0,78
9	Average	**-3,90**	105,75	**109,14**	396	**484**	-0,48	**-0,48**	-0,98	**-0,98**
	SD	0,07	4,49	5,06	117	117	0,08	0,16	0,11	0,21
10	Average	**-4,14**	97,05	**101,65**	264	**384**	-0,74	**-0,74**	-0,52	**-0,52**
	SD	0,16	6,13	6,56	173	208	0,28	0,54	0,51	1,00

Zone 9

Bathymetry and statistic values associated to the relic channel

ROIs		Bathymetry	AverageNC	R_average	SDNC	R_SD	SkewnessNC	R_Skewness	KurtosisNC	R_Kurtosis
1	Average	**-3,05**	99,02	**102,74**	506	**660**	-0,52	**-0,52**	-0,94	**-0,94**
	SD	0,15	5,26	6,55	191	196	0,14	0,28	0,24	0,48
2	Average	**-3,50**	93,43	**96,76**	666	**788**	-0,42	**-0,42**	-1,11	**-1,11**
	SD	0,06	5,13	6,48	175	194	0,07	0,13	0,11	0,22
3	Average	**-3,84**	87,92	**90,85**	590	**690**	-0,45	**-0,45**	-1,06	**-1,06**
	SD	0,25	4,45	4,73	144	189	0,05	0,10	0,10	0,19
4	Average	**-5,02**	73,33	**78,58**	479	**649**	-0,51	**-0,51**	-1,02	**-1,01**
	SD	0,21	7,06	6,95	201	262	0,11	0,22	0,18	0,35
5	Average	**-6,14**	61,15	**65,44**	396	**533**	-0,61	**-0,61**	-0,90	**-0,90**
	SD	0,08	5,53	6,74	169	205	0,15	0,30	0,28	0,57
6	Average	**-6,75**	68,41	**73,02**	488	**650**	-0,48	**-0,48**	-1,08	**-1,08**
	SD	0,17	5,69	6,78	188	204	0,09	0,19	0,15	0,30
7	Average	**-6,70**	70,66	**75,58**	510	**686**	-0,46	**-0,46**	-1,09	**-1,09**
	SD	0,21	6,15	6,66	201	233	0,09	0,18	0,15	0,29
8	Average	**-7,30**	61,32	**65,44**	540	**675**	-0,43	**-0,43**	-1,15	**-1,16**
	SD	0,22	5,33	7,23	172	184	0,08	0,16	0,11	0,22
9	Average	**-8,81**	47,17	**50,10**	326	**391**	-0,34	**-0,34**	-1,25	**-1,25**
	SD	0,25	6,99	7,33	84	102	0,10	0,20	0,15	0,28

Zone 10

Bathymetry and statistic values associated to the active channel

ROIs		Bathymetry	AverageNC	R_average	SDNC	R_SD	SkewnessNC	R_Skewness	KurtosisNC	R_Kurtosis
13	Average	**-0,80**	126,13	**130,99**	111	**192**	-0,43	**-0,43**	-1,00	**-1,00**
	SD	0,24	9,15	7,88	196	341	0,41	0,77	0,64	1,21
14	Average	**-1,98**	105,92	**109,50**	190	**296**	-0,82	**-0,81**	-0,54	**-0,54**
	SD	0,21	5,25	5,35	191	261	0,23	0,43	0,52	0,97
15	Average	**-2,11**	110,50	**114,91**	435	**552**	-0,48	**-0,48**	-0,99	**-0,99**
	SD	0,14	6,04	6,55	170	252	0,08	0,16	0,13	0,26
16	Average	**-2,93**	101,21	**106,77**	608	**760**	-0,46	**-0,46**	-1,04	**-1,04**
	SD	0,10	7,11	8,90	217	300	0,10	0,20	0,17	0,34
17	Average	**-5,24**	76,85	**82,60**	587	**779**	-0,53	**-0,54**	-1,00	**-1,00**
	SD	0,39	8,10	8,73	239	324	0,11	0,21	0,17	0,33
18	Average	**-6,85**	64,17	**70,08**	564	**745**	-0,45	**-0,46**	-1,11	**-1,11**
	SD	0,41	8,67	9,66	235	302	0,15	0,30	0,19	0,37
19	Average	**-8,19**	54,87	**60,39**	380	**461**	-0,46	**-0,46**	-1,08	**-1,08**
	SD	0,30	14,24	26,55	117	131	0,14	0,27	0,22	0,43

Zone 11

Bathymetry and statistic values associated to the transversal profile of both channels

ROIs		Bathymetry	AverageNC	R_average	SDNC	R_SD	SkewnessNC	R_Skewness	KurtosisNC	R_Kurtosis
21	Average	**-5,55**	78,24	**82,64**	526	**676**	-0,39	**-0,39**	-1,13	**-1,13**
	SD	0,33	6,74	6,66	184	250	0,08	0,15	0,11	0,22
6	Average	**-6,14**	61,15	**65,44**	396	**533**	-0,61	**-0,61**	-0,90	**-0,90**
	SD	0,08	5,53	6,74	169	205	0,15	0,30	0,28	0,57
22	Average	**-4,84**	73,54	**77,41**	343	**453**	-0,69	**-0,69**	-0,78	**-0,78**
	SD	0,20	4,90	4,92	167	233	0,13	0,24	0,23	0,45
23	Average	**-3,42**	93,60	**97,69**	594	**724**	-0,47	**-0,48**	-1,03	**-1,03**
	SD	0,43	6,34	6,88	206	300	0,11	0,21	0,15	0,29
24	Average	**-3,97**	93,98	**98,99**	665	**822**	-0,38	**-0,38**	-1,14	**-1,14**
	SD	0,25	7,77	7,36	254	407	0,10	0,20	0,13	0,26
25	Average	**-4,22**	92,86	**97,21**	650	**783**	-0,39	**-0,39**	-1,13	**-1,13**
	SD	0,17	6,57	7,27	206	313	0,08	0,15	0,12	0,23
26	Average	**-5,48**	80,07	**85,62**	648	**865**	-0,42	**-0,42**	-1,11	**-1,11**
	SD	0,63	10,05	10,17	277	369	0,12	0,22	0,14	0,28
27	Average	**-5,42**	78,70	**83,36**	702	**901**	-0,47	**-0,47**	-1,07	**-1,07**
	SD	0,50	9,29	9,63	254	325	0,11	0,22	0,16	0,32
17	Average	**-5,24**	76,85	**82,60**	587	**779**	-0,53	**-0,54**	-1,00	**-1,00**
	SD	0,39	8,10	8,73	239	324	0,11	0,21	0,17	0,33
28	Average	**-3,71**	94,53	**101,38**	696	**930**	-0,44	**-0,43**	-1,07	**-1,06**
	SD	0,43	11,12	10,01	383	595	0,19	0,35	0,26	0,48

Zone 12

Bathymetry and statistic values associated to the inlet of Bonaventure

ROIs		Bathymetry	AverageNC	R_average	SDNC	R_SD	SkewnessNC	R_Skewness	KurtosisNC	R_Kurtosis
1	Average	**-0,85**	131,35	**150,01**	291	**502**	-0,46	**-0,46**	-1,12	**-1,12**
	SD	0,49	30,71	20,76	425	707	0,46	0,81	0,58	1,05
2	Average	**-1,72**	143,26	**145,40**	34	**51**	-0,33	**-0,32**	-0,99	**-1,01**
	SD	0,40	7,31	7,34	66	103	0,57	0,98	0,73	1,37
3	Average	**-1,94**	136,53	**138,43**	27	**41**	-0,58	**-0,58**	-0,62	**-0,62**
	SD	0,31	6,00	6,21	32	43	0,54	0,94	0,79	1,55
4	Average	**-4,06**	111,44	**113,80**	62	**98**	-0,99	**-0,99**	-0,39	**-0,39**
	SD	0,28	4,04	3,92	50	73	0,22	0,42	0,45	0,86
5	Average	**-2,15**	133,08	**134,92**	62	**90**	-0,78	**-0,78**	-0,55	**-0,55**
	SD	0,66	9,26	9,42	88	149	0,47	0,85	0,60	1,14
6	Average	**-3,40**	117,81	**120,67**	38	**64**	-1,01	**-1,01**	-0,15	**-0,16**
	SD	0,24	4,09	4,64	39	59	0,33	0,66	0,48	0,95
7	Average	**-2,41**	134,29	**136,69**	80	**120**	-0,65	**-0,65**	-0,76	**-0,76**
	SD	0,35	7,63	6,86	128	241	0,25	0,39	0,43	0,69
8	Average	**-1,33**	141,67	**149,66**	219	**415**	-0,40	**-0,40**	-1,11	**-1,11**
	SD	0,32	16,32	10,26	490	824	0,46	0,84	0,60	1,11

Zone 13

Bathymetry and statistic values associated to the offshore bars localised on the east side of the inlet

ROIs		Bathymetry	AverageNC	R_average	SDNC	R_SD	SkewnessNC	R_Skewness	KurtosisNC	R_Kurtosis
1	Average	0,13	144,11	175,04	182	341	-0,31	-0,31	-1,47	-1,48
	SD	0,07	41,87	19,22	218	348	0,12	0,23	0,17	0,32
2	Average	-0,41	127,35	164,13	230	437	-0,46	-0,44	-1,20	-1,20
	SD	0,09	40,84	30,09	336	581	0,27	0,54	0,24	0,47
3	Average	-0,11	106,26	139,55	304	515	-0,40	-0,40	-1,26	-1,26
	SD	0,15	48,69	55,93	256	352	0,13	0,24	0,18	0,34
5	Average	-0,51	124,69	154,98	716	1304	-0,36	-0,37	-1,28	-1,28
	SD	0,10	34,19	25,13	824	1217	0,25	0,49	0,18	0,32

Zone 14

Bathymetry and statistic values associated to the offshore bars near the extremity of the east spit of the inlet

ROIs		Bathymetry	AverageNC	R_average	SDNC	R_SD	SkewnessNC	R_Skewness	KurtosisNC	R_Kurtosis
6	Average	**-0,21**	103,64	**148,88**	428	**685**	-0,40	**-0,40**	-1,28	**-1,28**
	SD	0,17	47,27	53,69	331	466	0,15	0,30	0,17	0,33
7	Average	**-0,23**	109,21	**153,06**	342	**575**	-0,36	**-0,36**	-1,29	**-1,29**
	SD	0,16	46,06	51,90	335	527	0,17	0,32	0,20	0,37
8	Average	**-0,43**	118,95	**156,45**	484	**871**	-0,39	**-0,39**	-1,24	**-1,24**
	SD	0,18	41,43	40,39	558	893	0,27	0,53	0,24	0,49
9	Average	**-0,63**	131,84	**158,70**	683	**1341**	-0,40	**-0,40**	-1,20	**-1,20**
	SD	0,13	30,89	24,83	809	1215	0,33	0,67	0,26	0,50
10	Average	**-0,45**	109,07	**151,34**	466	**747**	-0,40	**-0,40**	-1,25	**-1,26**
	SD	0,09	44,37	46,77	463	787	0,18	0,35	0,17	0,34
11	Average	**-0,70**	131,73	**155,61**	633	**1200**	-0,44	**-0,46**	-1,21	**-1,21**
	SD	0,14	30,84	25,24	719	1116	0,30	0,60	0,26	0,51
12	Average	**-0,86**	138,12	**157,66**	645	**1252**	-0,52	**-0,52**	-1,06	**-1,06**
	SD	0,08	23,49	18,00	755	1106	0,40	0,78	0,45	0,86

Zone 15

Bathymetry and statistic values associated to the shallow sand dunes on the eastside of the inlet

ROIs		Bathymetry	AverageNC	R_average	SDNC	R_SD	SkewnessNC	R_Skewness	KurtosisNC	R_Kurtosis
13	Average	**-2,01**	136,01	**139,14**	112	**159**	-0,81	**-0,81**	-0,81	**-0,81**
	SD	0,07	4,42	4,97	69	99	0,19	0,35	0,42	0,78
14	Average	**-1,81**	140,88	**143,23**	69	**95**	-0,99	**-0,99**	-0,40	**-0,41**
	SD	0,09	3,43	3,85	37	46	0,20	0,37	0,56	1,06
15	Average	**-1,58**	147,44	**149,47**	18	**30**	-0,78	**-0,78**	-0,31	**-0,32**
	SD	0,07	2,71	3,05	17	25	0,42	0,83	0,78	1,56
16	Average	**-2,08**	134,33	**137,73**	129	**182**	-0,82	**-0,82**	-0,79	**-0,79**
	SD	0,08	7,18	4,69	77	118	0,14	0,27	0,25	0,50
17	Average	**-1,91**	141,66	**144,41**	47	**80**	-0,73	**-0,73**	-0,53	**-0,53**
	SD	0,33	8,03	7,49	71	110	0,42	0,79	0,75	1,46
18	Average	**-1,82**	142,38	**144,75**	68	**98**	-0,72	**-0,72**	-0,58	**-0,56**
	SD	0,18	6,65	6,55	77	105	0,37	0,71	0,71	1,41
19	Average	**-2,57**	118,14	**123,70**	464	**663**	-0,64	**-0,64**	-1,02	**-1,02**
	SD	0,18	9,30	7,64	323	520	0,14	0,27	0,20	0,39

ANNEXE 5

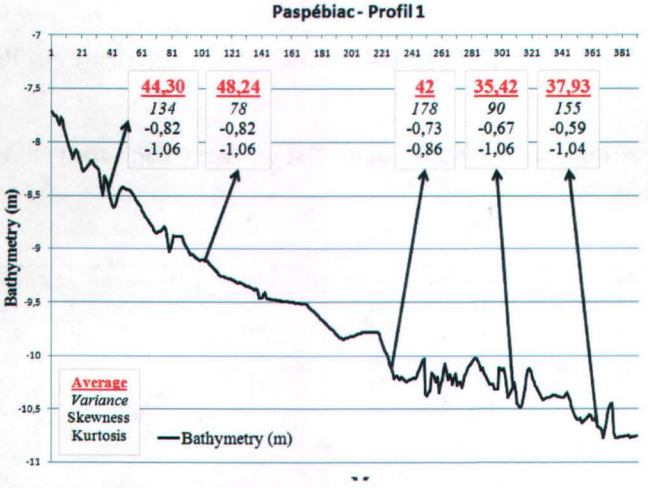
Tableaux et profils bathymétriques des résultats - Limites de l'action des houles

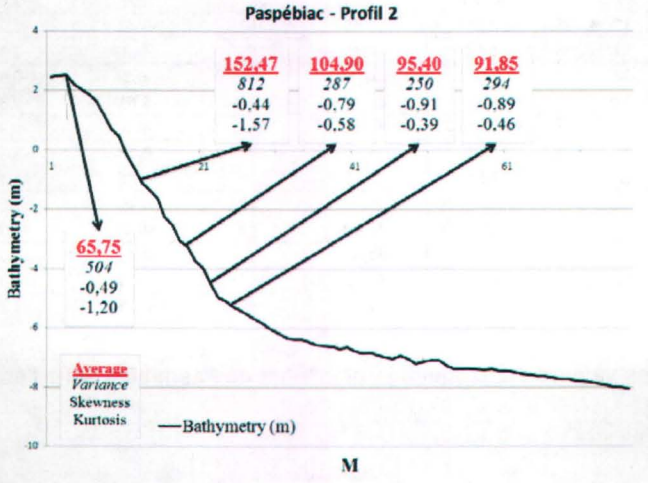
Tableau 7.1 : Résultats des valeurs statistiques pour l'Est de Paspébiac dans l'étude de la limite de l'action de la houle.

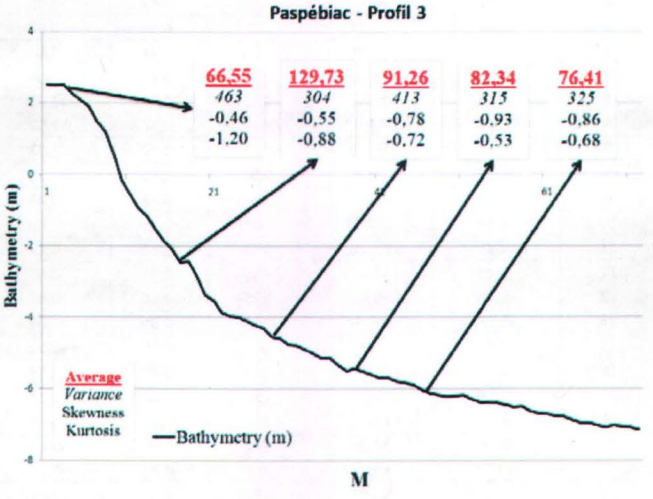
Paspébiac Est					
ROIs	Bathymétrie (m)	Moyennes (AU)	Variances	Asymétries	Aplatissements
1	-5,97	81,79	159	-0,49	-1,02
2	-6,87	75,57	656	-0,48	-1,07
3	-8,23	57,69	536	-0,5	-1,07
4	-8,9	53,15	420	-0,55	-0,98
5	-10,42	40,12	231	-0,38	-1,22
6	-3,95	102,34	626	-0,47	-1,04
7	-4,61	94,67	596	-0,51	-0,98
8	-3,38	107,51	651	-0,51	-1,03
9	-4,17	97,23	657	-0,5	-1,01
10	-10,17	43,85	262	-0,43	-1,15
11	-11,49	34,43	168	-0,2	-1,39
12	-3,76	107,76	503	-0,5	-0,96
13	-5,88	82,75	511	-0,61	-0,87
14	-7,65	65,07	555	-0,6	-0,96
15	-12,19	38,19	136	-0,18	-1,39
16	-12,89	38,26	104	-0,14	-1,36
17	-3,89	103,83	703	-0,46	-1,05
18	-6,39	81,89	597	-0,5	-1,01
19	-7,89	63,89	116	-0,49	-1,07
20	-12,57	55,55	137	-0,16	-1,35
21	-13,05	51,55	235	-0,15	-1,29

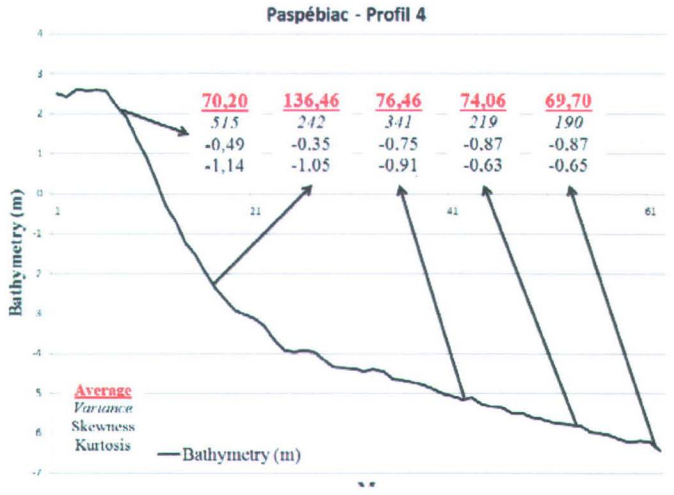
Tableau 7.2 : Résultats des valeurs statistiques pour l'Ouest de Paspébiac dans l'étude de la limite de l'action de la houle.

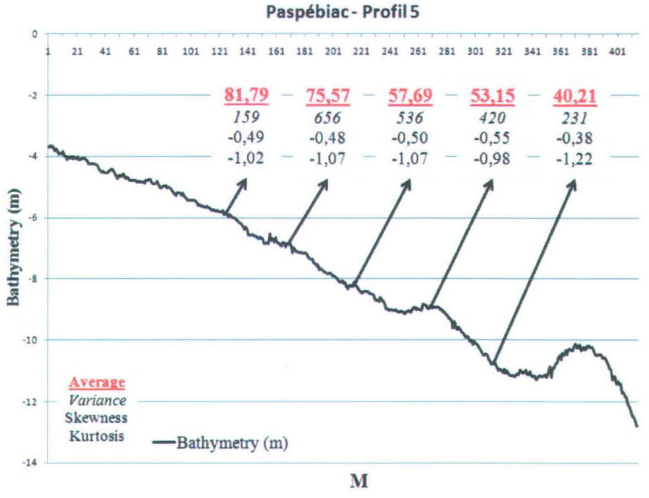
Paspébiac Ouest					
ROIs	Bathymétrie (m)	Moyennes (AU)	Variances	Asymétries	Aplatissements
1	-8,42	44,3	134	-0,82	-1,06
2	-9,11	48,24	78	-0,98	-0,32
3	-10,23	42,06	178	-0,74	-0,86
4	-10,23	35,42	90	-0,67	-1,06
5	-10,66	37,93	155	-0,59	-1,04
6	-1,04	152,47	812	-0,44	-1,57
7	-3,38	104,9	287	-0,79	-1,58
8	-4,38	95,4	250	-0,91	-0,39
9	-5,03	91,85	294	-0,89	-0,46
10	-2,15	129,73	304	-0,55	-0,88
11	-4,35	91,26	413	-0,78	-0,72
12	-5,39	82,34	315	-0,93	-0,53
13	-6,02	76,41	325	-0,86	-0,68
14	-2,32	136,46	242	-0,35	-1,05
15	-5,1	76,46	341	-0,75	-0,91
16	-5,8	74,06	219	-0,87	-0,63
17	-6,54	69,7	190	-0,87	-0,65
18	-3,37	103,3	387	-0,65	-0,78
19	-5,26	82,25	348	-0,85	-0,65
20	-10,21	30,76	94	-0,81	-0,76
21	-4,05	93,52	281	-0,83	-0,47
22	-5,08	81,71	425	-0,81	-0,69
23	-8,95	54,49	223	-0,85	-0,57

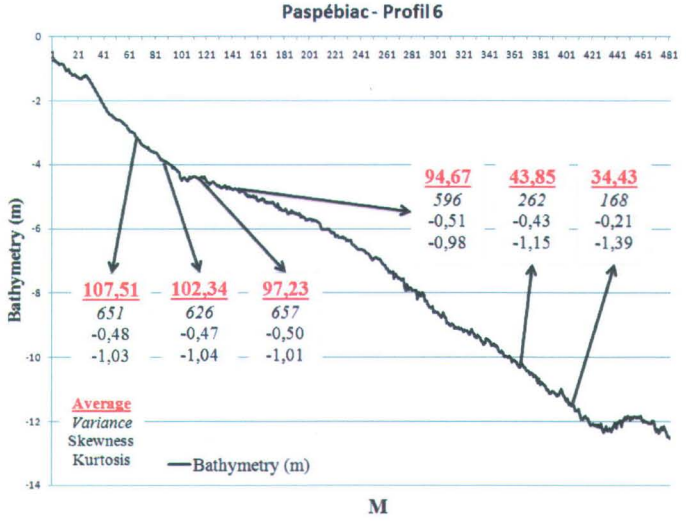

Paspébiac - Profil 1
44,30
134
-0,82
-1,06
48,24
78
-0,82
-1,06
42
178
-0,73
-0,86
35,42
90
-0,67
-1,06
37,93
155
-0,59
-1,04
Average
Variance
Skewness
Kurtosis
Bathymetry (m)
Bathymetry (m)

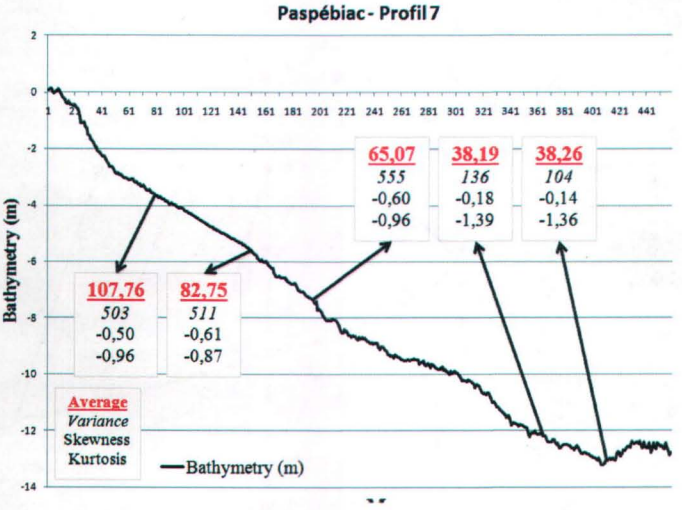

Paspébiac - Profil 2
152,47
812
-0,44
-1,57
104,90
287
-0,79
-0,58
95,40
250
-0,91
-0,39
91,85
294
-0,89
-0,46
65,75
504
-0,49
-1,20
Average
Variance
Skewness
Kurtosis
Bathymetry (m)
Bathymetry (m)
M


Paspébiac - Profil 3
66,55
463
-0,46
-1,20
129,73
304
-0,55
-0,88
91,26
413
-0,78
-0,72
82,34
315
-0,93
-0,53
76,41
325
-0,86
-0,68
Average
Variance
Skewness
Kurtosis
Bathymetry (m)
Bathymetry (m)
M


Paspébiac - Profil 4
70,20
515
-0,49
-1,14
136,46
242
-0.35
-1.05
76,46
341
-0.75
-0.91
74,06
219
-0.87
-0.63
69,70
190
-0.87
-0.65
Bathymetry (m)
Average
Variance
Skewness
Kurtosis
Bathymetry (m)


Paspébiac - Profil 5
81,79
159
-0,49
-1,02
75,57
656
-0,48
-1,07
57,69
536
-0,50
-1,07
53,15
420
-0,55
-0,98
40,21
231
-0,38
-1,22
Bathymetry (m)
Average
Variance
Skewness
Kurtosis
Bathymetry (m)
M


Paspébiac - Profil 6
94,67
596
-0,51
-0,98
43,85
262
-0,43
-1,15
34,43
168
-0,21
-1,39
107,51
651
-0,48
-1,03
102,34
626
-0,47
-1,04
97,23
657
-0,50
-1,01
Bathymetry (m)
Average
Variance
Skewness
Kurtosis
Bathymetry (m)
M


Paspébiac - Profil 7
Bathymetry (m)
65,07
555
-0,60
-0,96
38,19
136
-0,18
-1,39
38,26
104
-0,14
-1,36
107,76
503
-0,50
-0,96
82,75
511
-0,61
-0,87
Average
Variance
Skewness
Kurtosis
Bathymetry (m)

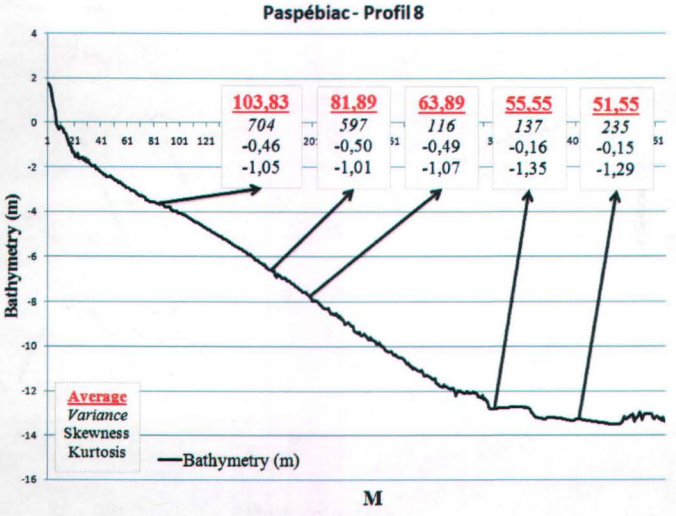
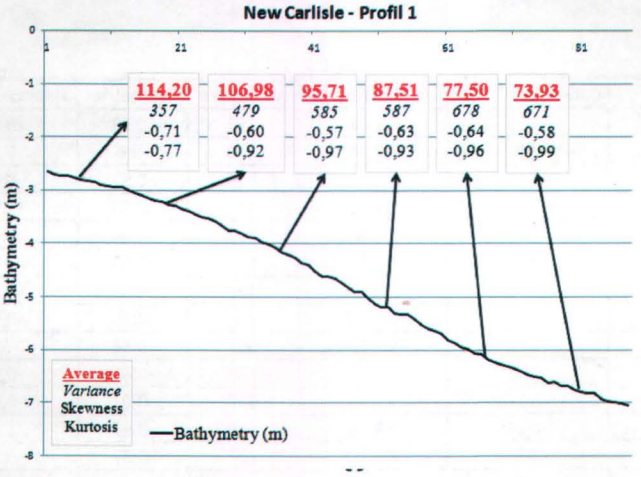
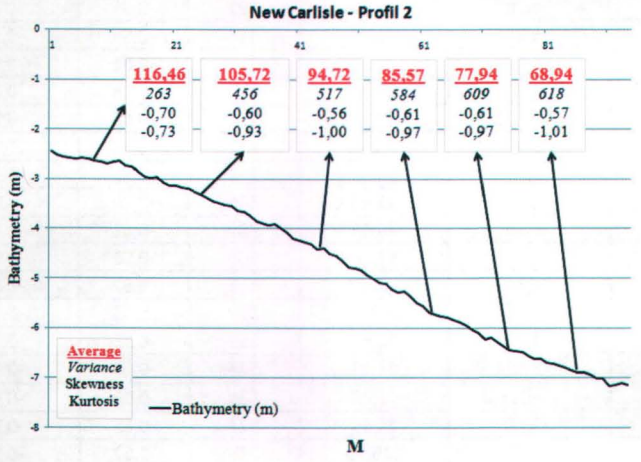

Paspébiac - Profil 8
Bathymetry (m)
103,83
704
-0,46
-1,05
81,89
597
-0,50
-1,01
63,89
116
-0,49
-1,07
55,55
137
-0,16
-1,35
51,55
235
-0,15
-1,29
Average
Variance
Skewness
Kurtosis
Bathymetry (m)
M

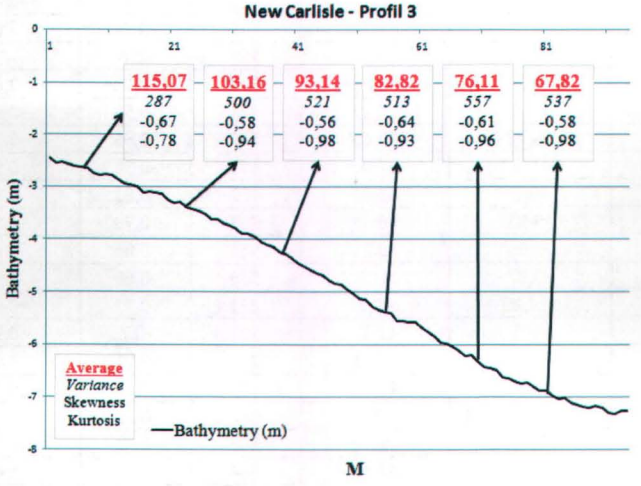
Tableau 7.3 : Résultats des valeurs statistiques pour la région de New-Carlisle dans l'étude de la limite de l'action de la houle.

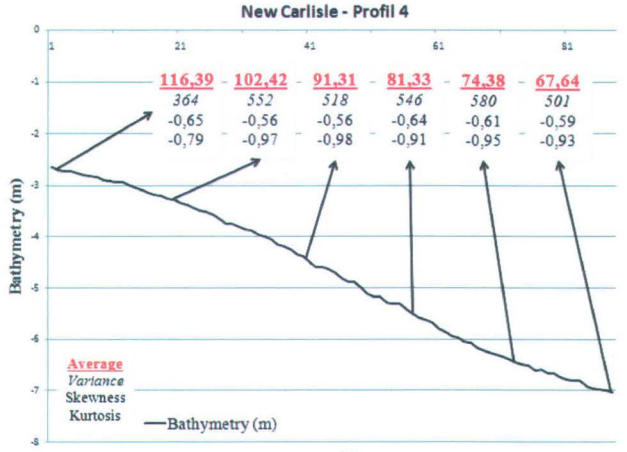
New-Carlisle

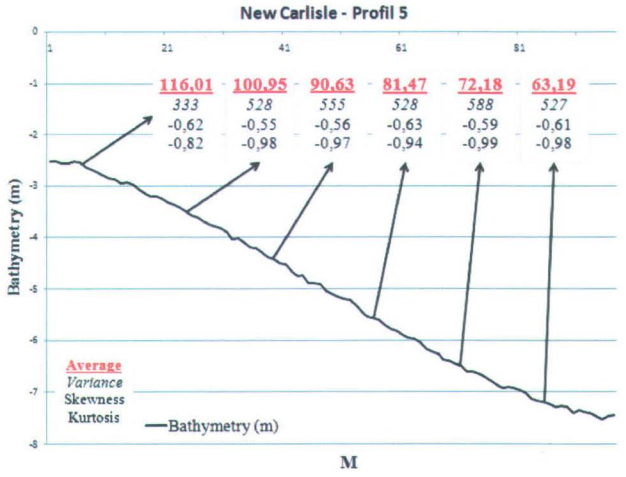
ROIs	Bathymétries (m)	Moyennes (AU)	Variances	Asymétries	Aplatissements
1	-2,71	114,2	357	-0,71	-0,77
2	-3,27	106,98	479	-0,6	-0,92
3	-4,14	95,71	585	-0,57	-0,97
4	-5,23	87,51	587	-0,63	-0,93
5	-6,12	77,5	678	-0,64	-0,96
6	-6,8	73,93	671	-0,58	-0,99
7	-2,55	116,16	263	-0,7	-0,73
8	-3,31	105,72	456	-0,6	-0,93
9	-4,28	94,72	517	-0,56	-1
10	-5,33	85,57	584	-0,61	-0,97
11	-6,19	77,94	609	-0,61	-0,96
12	-6,84	68,94	618	-0,57	-1,01
13	-2,61	115,07	287	-0,67	-0,78
14	-3,38	103,16	500	-0,58	-0,94
15	-4,26	93,14	521	-0,56	-0,98
16	-5,38	82,82	513	-0,64	-0,93
17	-6,29	76,11	557	-0,61	-0,96
18	-6,94	67,82	537	-0,58	-0,98
19	-2,59	116,39	364	-0,65	-0,79
20	-3,39	102,42	552	-0,56	-0,97
21	-4,43	91,31	518	-0,56	-0,98
22	-5,5	81,33	546	-0,64	-0,91
23	-6,46	74,38	580	-0,61	-0,95
24	-7,08	67,64	501	-0,59	-0,93
25	-2,54	116,01	333	-0,62	-0,82
26	-3,53	100,95	528	-0,55	-0,98
27	-4,46	90,63	555	-0,56	-0,97
28	-5,55	81,47	528	-0,63	-0,94
29	-6,5	72,18	588	-0,59	-0,99
30	-7,21	63,19	527	-0,61	-0,98
31	-2,47	116,55	285	-0,57	-0,86
32	-3,48	100,99	534	-0,54	-0,96
33	-4,51	89,5	498	-0,56	-0,97
34	-6,5	72,71	619	-0,59	-1
35	-7,24	63,32	559	-0,6	-1
36	-9,02	61,13	508	-0,53	-1,06
37	-9,25	56,22	444	-0,58	-0,98
38	-9,75	51,03	360	-0,65	-0,92
39	-9,3	57,01	425	-0,58	-0,99
40	-9,7	53,73	402	-0,61	-0,98
41	-9,85	46,06	263	-0,73	-0,84
42	-9,63	53,21	365	-0,66	-0,93
43	-9,97	51,4	338	-0,66	-0,93
44	-10,25	42,8	231	-0,71	-0,92
45	-9,8	49,79	307	-0,7	-0,95
46	-10,35	46,11	270	-0,71	-0,94
47	-10,56	43,12	193	-0,7	-0,91
48	-3,32	103,73	532	-0,53	-0,98
49	-5,72	81,18	566	-0,62	-0,94
50	-7,5	61,84	549	-0,59	-1,02
51	-8,39	56,52	420	-0,67	-0,86
52	-9,71	39,4	180	-0,71	-0,94

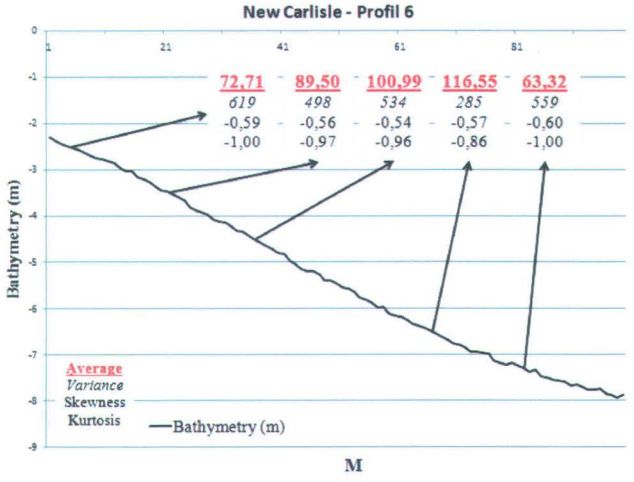

New Carlisle - Profil 1
114,20
357
-0,71
-0,77
106,98
479
-0,60
-0,92
95,71
585
-0,57
-0,97
87,51
587
-0,63
-0,93
77,50
678
-0,64
-0,96
73,93
671
-0,58
-0,99
Average
Variance
Skewness
Kurtosis
Bathymetry (m)
Bathymetry (m)

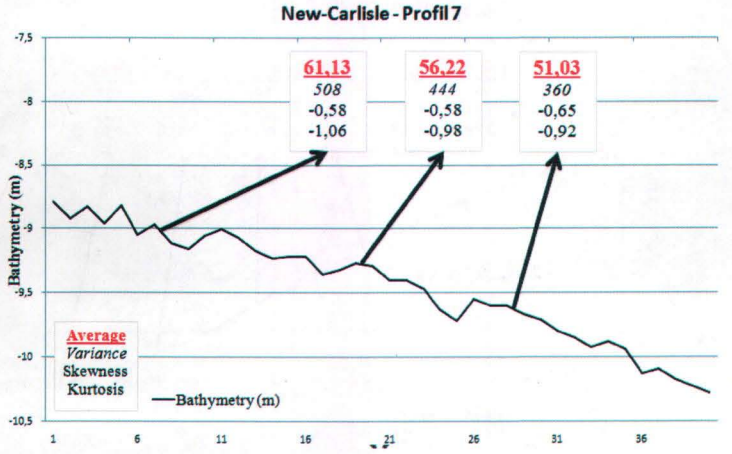

New Carlisle - Profil 2
116,46
263
-0,70
-0,73
105,72
456
-0,60
-0,93
94,72
517
-0,56
-1,00
85,57
584
-0,61
-0,97
77,94
609
-0,61
-0,97
68,94
618
-0,57
-1,01
Average
Variance
Skewness
Kurtosis
Bathymetry (m)
Bathymetry (m)
M

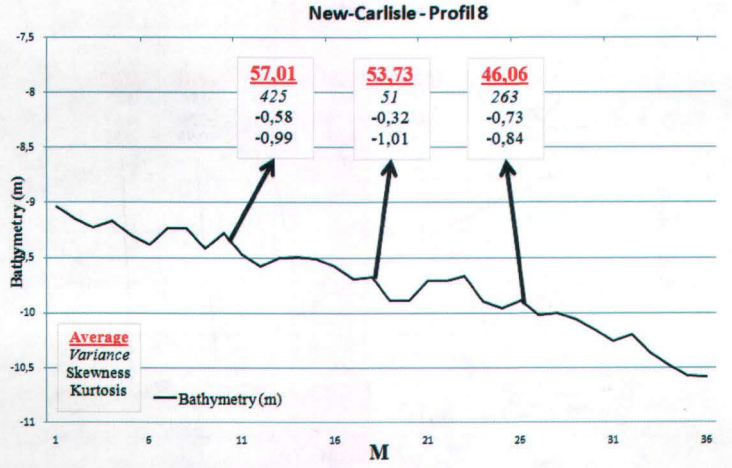

New Carlisle - Profil 3
115,07
287
-0,67
-0,78
103,16
500
-0,58
-0,94
93,14
521
-0,56
-0,98
82,82
513
-0,64
-0,93
76,11
557
-0,61
-0,96
67,82
537
-0,58
-0,98
Average
Variance
Skewness
Kurtosis
Bathymetry (m)
Bathymetry (m)
M

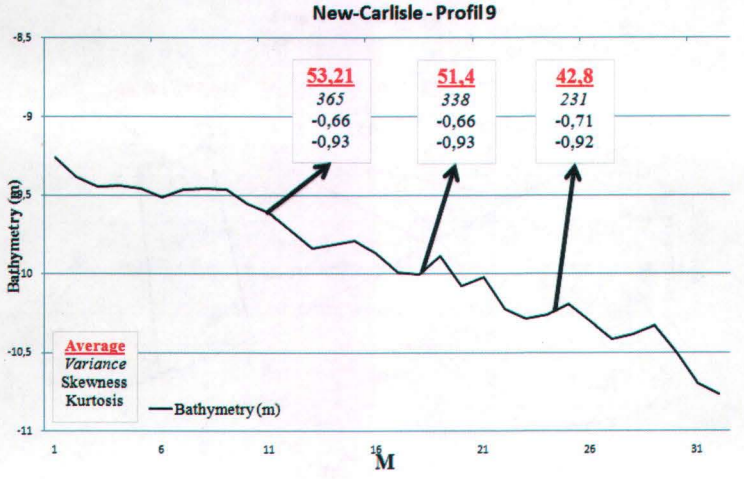

New Carlisle - Profil 4
116,39 - 102,42 - 91,31 - 81,33 - 74,38 - 67,64
364 552 518 546 580 501
-0,65 -0,56 -0,56 -0,64 -0,61 -0,59
-0,79 -0,97 -0,98 -0,91 -0,95 -0,93
Bathymetry (m)
Average
Variance
Skewness
Kurtosis
Bathymetry (m)

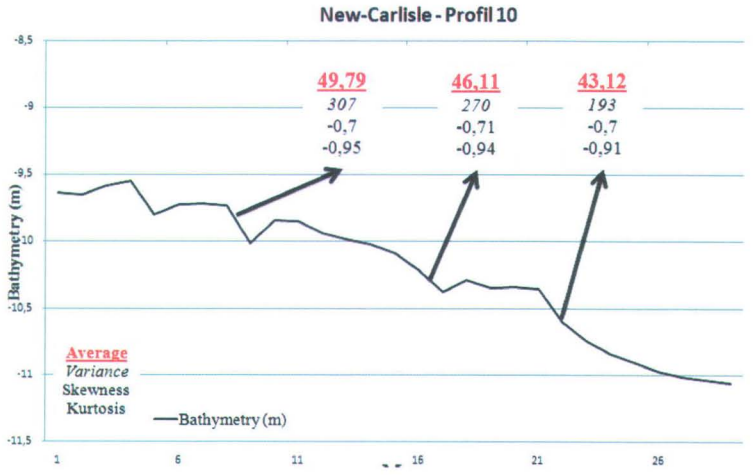

New Carlisle - Profil 5
116,01 - 100,95 - 90,63 - 81,47 - 72,18 - 63,19
333 528 555 528 588 527
-0,62 -0,55 -0,56 -0,63 -0,59 -0,61
-0,82 -0,98 -0,97 -0,94 -0,99 -0,98
Bathymetry (m)
Average
Variance
Skewness
Kurtosis
Bathymetry (m)
M


New Carlisle - Profil 6
72,71 - 89,50 - 100,99 - 116,55 - 63,32
619 498 534 285 559
-0,59 -0,56 -0,54 -0,57 -0,60
-1,00 -0,97 -0,96 -0,86 -1,00
Bathymetry (m)
Average
Variance
Skewness
Kurtosis
Bathymetry (m)
M


New-Carlisle - Profil 7
61,13
508
-0,58
-1,06
56,22
444
-0,58
-0,98
51,03
360
-0,65
-0,92
Average
Variance
Skewness
Kurtosis
Bathymetry (m)
Bathymetry (m)


New-Carlisle - Profil 8
57,01
425
-0,58
-0,99
53,73
51
-0,32
-1,01
46,06
263
-0,73
-0,84
Average
Variance
Skewness
Kurtosis
Bathymetry (m)
Bathymetry (m)
M


New-Carlisle - Profil 9
53,21
365
-0,66
-0,93
51,4
338
-0,66
-0,93
42,8
231
-0,71
-0,92
Average
Variance
Skewness
Kurtosis
Bathymetry (m)
Bathymetry (m)
M


New-Carlisle - Profil 10
49,79
307
-0,7
-0,95
46,11
270
-0,71
-0,94
43,12
193
-0,7
-0,91
Average
Variance
Skewness
Kurtosis
Bathymetry (m)
Bathymetry (m)
-8,5
-9
-9,5
-10
-10,5
-11
-11,5
1
6
11
16
21
26

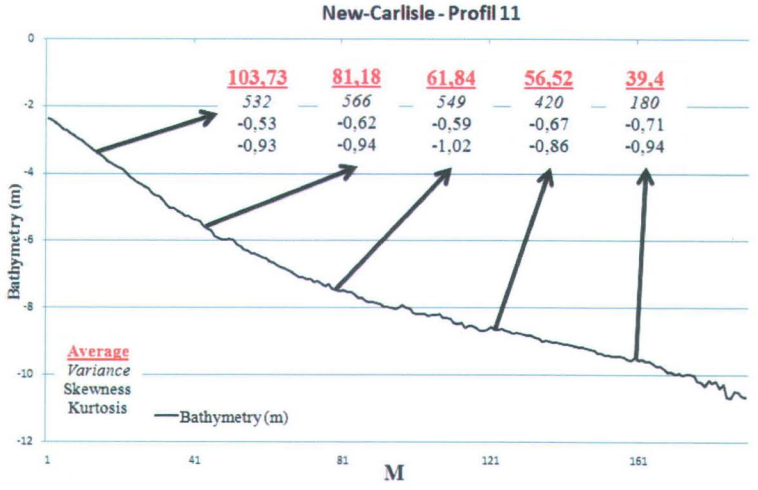
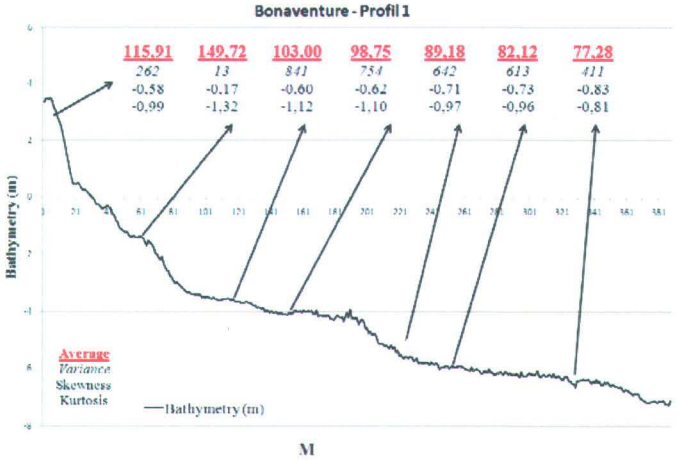
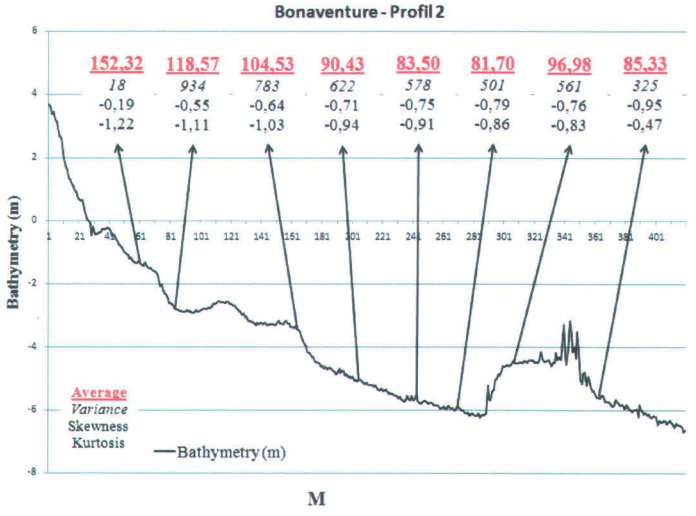
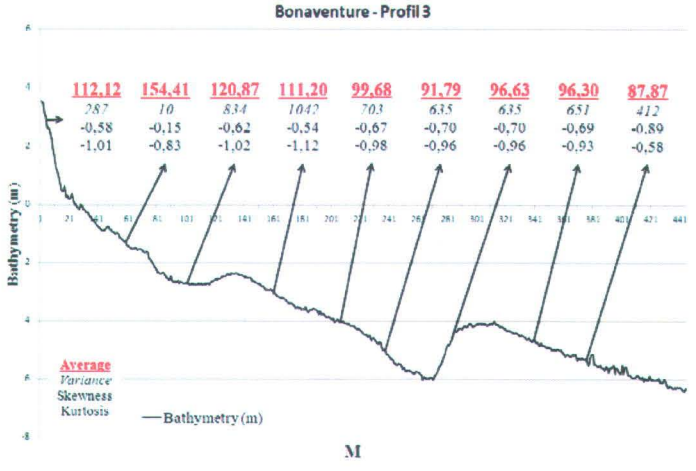

New-Carlisle - Profil 11
103,73
532
-0,53
-0,93
81,18
566
-0,62
-0,94
61,84
549
-0,59
-1,02
56,52
420
-0,67
-0,86
39,4
180
-0,71
-0,94
Average
Variance
Skewness
Kurtosis
Bathymetry (m)
Bathymetry (m)
0
-2
-4
-6
-8
-10
-12
1
41
81
121
161
M

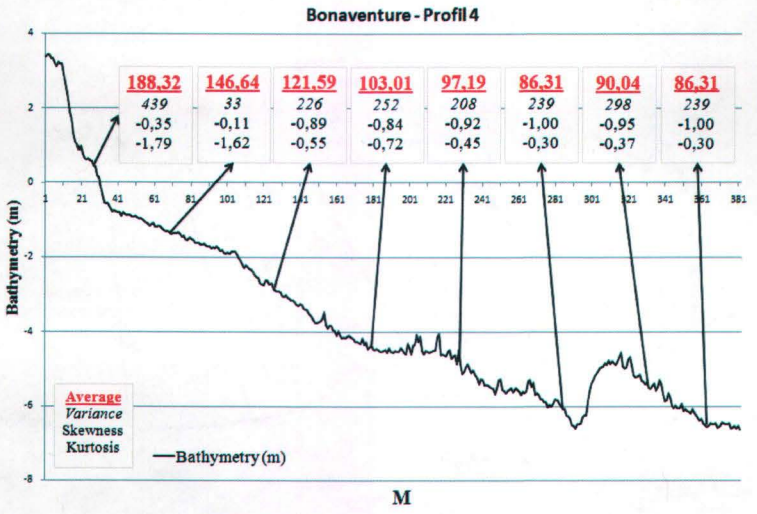
Tableau 7.3 : Résultats des valeurs statistiques pour Bonaventure dans l'étude de la limite de l'action de la houle.

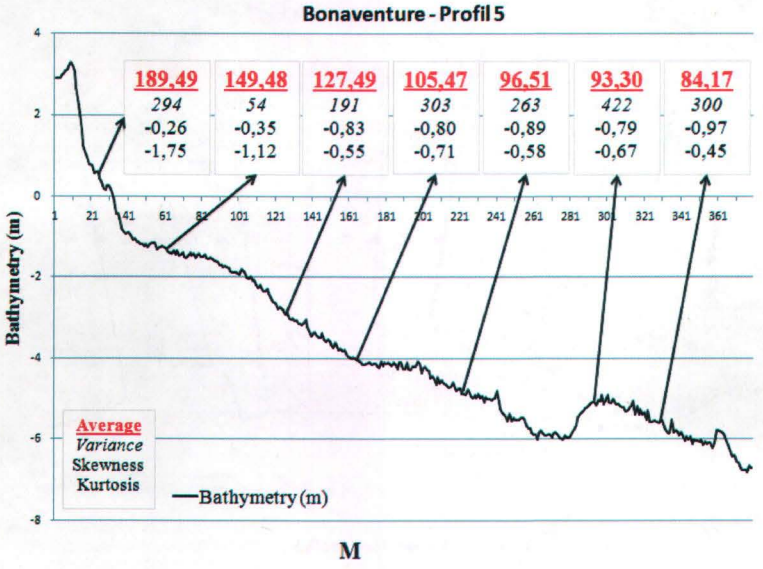
Bonaventure					
ROIs	Bathymétrie (m)	Moyennes (AU)	Variances	Asymétries	Aplatissements
1	-1,68	149,72	13	-0,17	-1,32
2	-3,56	103	841	-0,6	-1,12
3	-3,95	98,75	754	-0,62	-1,1
4	-5	89,18	642	-0,71	-0,97
5	-5,85	82,12	613	-0,73	-0,96
6	-6,28	77,28	411	-0,83	-0,81
7	-5,75	85,47	392	-0,91	-0,57
8	-2,46	154,8	322	-1,05	-0,94
9	-1,49	152,32	18	-0,19	-1,22
10	-2,73	118,57	934	-0,55	-1,11
11	-3,61	104,53	783	-0,64	-1,03
12	-4,99	90,43	622	-0,71	-0,94
13	-5,76	83,5	578	-0,75	-0,91
14	-5,98	81,7	501	-0,79	-0,86
15	-4,53	96,98	561	-0,76	-0,83
16	-5,62	85,33	325	-0,95	-0,47
17	-1,52	154,41	10	-0,15	-0,83
18	-2,8	120,87	834	-0,62	-1,02
19	-3	111,2	1042	-0,54	-1,12
20	-4,04	99,68	703	-0,67	-0,98
21	-5,07	91,79	635	-0,7	-0,96
22	-4,6	96,63	653	-0,68	-0,97
23	-4,39	96,3	651	-0,69	-0,93
24	-5,35	87,87	412	-0,89	-0,58
25	-0,51	189,49	194	-0,26	-1,75
26	-1,37	149,48	54	-0,35	-1,12
27	-2,43	127,49	191	-0,83	-0,55
28	-4,03	105,47	303	-0,8	-0,71
29	-4,94	96,51	263	-0,89	-0,58
30	-5,08	93,3	422	-0,79	-0,67
31	-5,61	84,17	300	-0,97	-0,45
32	-0,52	188,32	439	-0,35	-1,79
33	-1,45	146,64	33	-0,11	-1,62
34	-2,78	121,59	226	-0,89	-0,55
35	-4,33	103,01	252	-0,84	-0,72
36	-4,93	97,19	208	-0,92	-0,45
37	-6,04	86,31	239	-1	-0,3
38	-5,41	90,04	298	-0,95	-0,37
39	-6,31	83,38	265	-1	-0,31
40	-0,64	195,85	617	-0,4	-1,94
41	-1,12	145,86	923	-0,46	-1,13
42	-3,13	117,97	260	-0,88	-0,51
43	-4,42	103,67	251	-0,84	-0,59
44	-5,21	97,77	218	-0,86	-0,46
45	-5,95	88,85	239	-1,02	-0,19
46	-5	95,16	279	-0,87	-0,45
47	-6,16	83,24	207	-1,02	-0,28

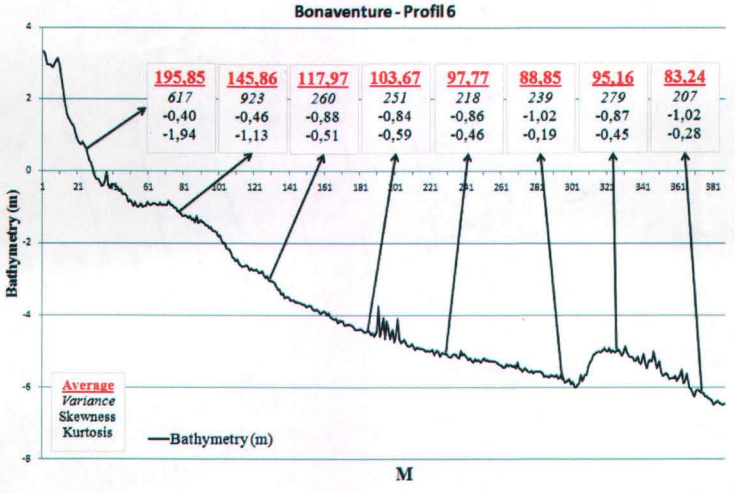

Bonaventure - Profil 1
115,91 149,72 103,00 98,75 89,18 82,12 77,28
262 13 841 754 642 613 411
-0,58 -0,17 -0,60 -0,62 -0,71 -0,73 -0,83
-0,99 -1,32 -1,12 -1,10 -0,97 -0,96 -0,81
Bathymetry (m)
Average
Variance
Skewness
Kurtosis
Bathymetry (m)
M


Bonaventure - Profil 2
152,32 118,57 104,53 90,43 83,50 81,70 96,98 85,33
18 934 783 622 578 501 561 325
-0,19 -0,55 -0,64 -0,71 -0,75 -0,79 -0,76 -0,95
-1,22 -1,11 -1,03 -0,94 -0,91 -0,86 -0,83 -0,47
Bathymetry (m)
Average
Variance
Skewness
Kurtosis
Bathymetry (m)
M


Bonaventure - Profil 3
112,12 154,41 120,87 111,20 99,68 91,79 96,63 96,30 87,87
287 10 834 1042 703 635 635 651 412
-0,58 -0,15 -0,62 -0,54 -0,67 -0,70 -0,70 -0,69 -0,89
-1,01 -0,83 -1,02 -1,12 -0,98 -0,96 -0,96 -0,93 -0,58
Bathymetry (m)
Average
Variance
Skewness
Kurtosis
Bathymetry (m)
M


Bonaventure - Profil 4
188,32 439 -0,35 -1,79
146,64 33 -0,11 -1,62
121,59 226 -0,89 -0,55
103,01 252 -0,84 -0,72
97,19 208 -0,92 -0,45
86,31 239 -1,00 -0,30
90,04 298 -0,95 -0,37
86,31 239 -1,00 -0,30
Average
Variance
Skewness
Kurtosis
Bathymetry (m)
Bathymetry (m)
M


Bonaventure - Profil 5
189,49 294 -0,26 -1,75
149,48 54 -0,35 -1,12
127,49 191 -0,83 -0,55
105,47 303 -0,80 -0,71
96,51 263 -0,89 -0,58
93,30 422 -0,79 -0,67
84,17 300 -0,97 -0,45
Average
Variance
Skewness
Kurtosis
Bathymetry (m)
Bathymetry (m)
M


Bonaventure - Profil 6
195,85 617 -0,40 -1,94
145,86 923 -0,46 -1,13
117,97 260 -0,88 -0,51
103,67 251 -0,84 -0,59
97,77 218 -0,86 -0,46
88,85 239 -1,02 -0,19
95,16 279 -0,87 -0,45
83,24 207 -1,02 -0,28
Average
Variance
Skewness
Kurtosis
Bathymetry (m)
Bathymetry (m)
M