

Université du Québec
INRS (Eau, Terre et Environnement)

**ÉVALUATION DU POTENTIEL DES TECHNIQUES
AÉROPORTÉES VIDÉOGRAPHIQUE ET LIDAR APPLIQUÉES
À L'ÉTUDE DES RISQUES NATURELS EN MILIEU CÔTIER**

THÈSE DE DOCTORAT

Présentée pour l'obtention
du grade de Philosophiae doctor (Ph.D.)
en Sciences de la Terre

Par

Régis Xhardé

Jury d'évaluation

Président du jury et
examineur interne

Monique Bernier
INRS – Eau, Terre et Environnement

Examineur externe

Benoît St-Onge
Département de Géographie
Université du Québec à Montréal (UQAM)

Examineur externe

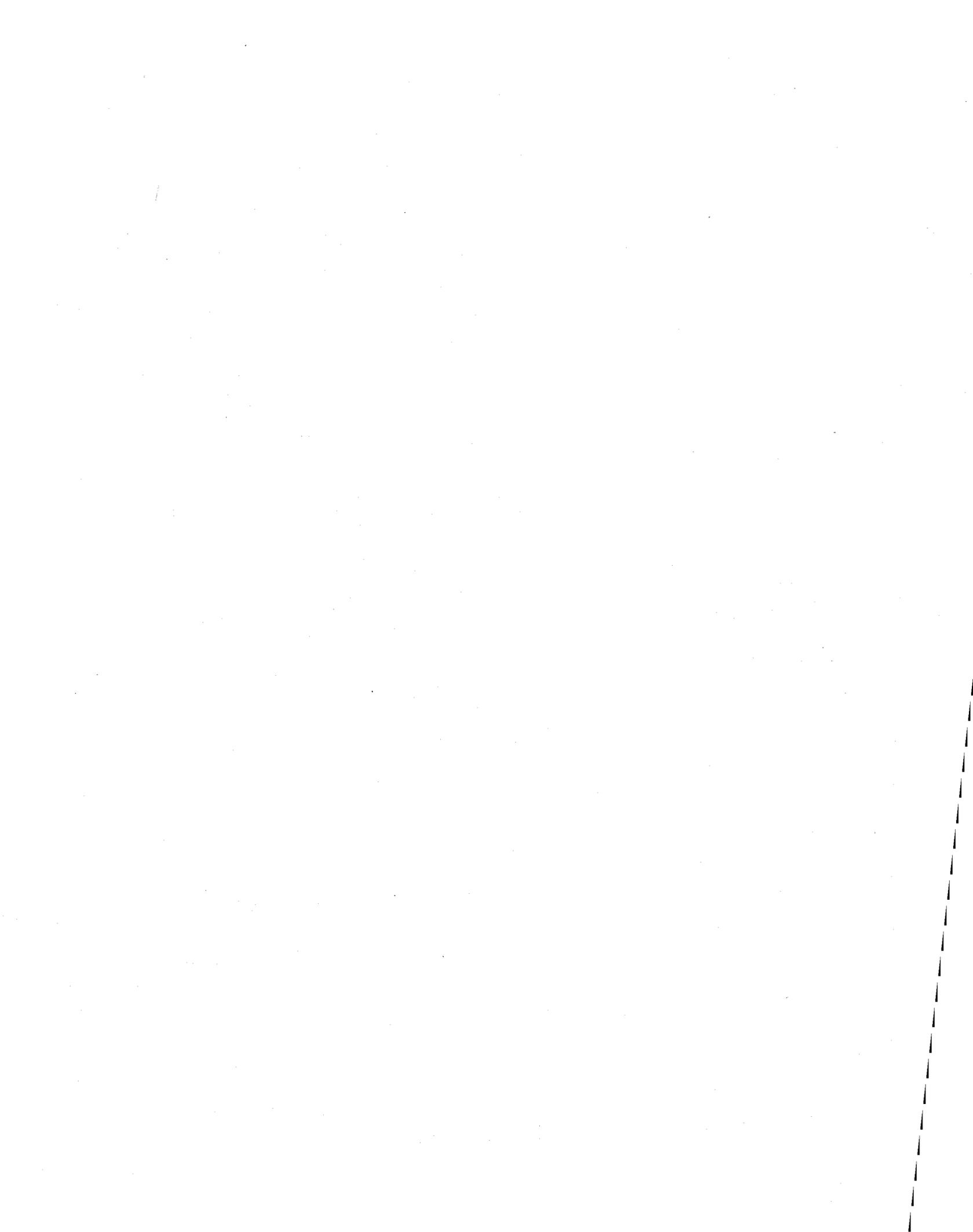
Jordi Serra-Raventós
Département de Stratigraphie, Géosciences
marines et de Paléontologie
Université de Barcelone

Directeur de recherche

Bernard Long
INRS – Eau, Terre et Environnement

Codirecteur de recherche

Donald L. Forbes
Commission géologique du Canada
Bedford Institute of Oceanography, Dartmouth



Résumé

Les problèmes liés à l'érosion côtière sont une source de préoccupation croissante et les prédictions concernant le réchauffement climatique mondial et la hausse du niveau marin ne font qu'accroître les inquiétudes à ce sujet. Les techniques de relevés par télédétection aériennes, grâce à leur capacité à collecter rapidement de grandes quantités de données de façon relativement précise et fiable sur de grandes portions de côtes, apparaissent comme des outils de mesure intéressants. C'est dans ce contexte que s'inscrit cette recherche doctorale. Ses objectifs sont d'évaluer deux nouvelles techniques de relevés aériens, le LiDAR et la vidéogrammétrie à haute résolution, de déterminer leurs apports respectifs à l'étude de l'érosion côtière et de développer un indice de vulnérabilité côtière intégrant ces nouvelles données afin d'aider à la gestion des risques naturels côtiers.

L'analyse des données collectées lors de deux campagnes aériennes de mesure réalisées en Gaspésie a permis de mettre en évidence d'importantes différences entre ces deux systèmes, tant au niveau de la précision des mesures que des applications potentielles. Ainsi, le système vidéogrammétrique utilisé ici se caractérise par des erreurs planimétriques de 1 à 2 m et des erreurs verticales de 2,5 à 11 m, le rendant peu adapté aux relevés topographiques et limitant son usage à des applications de cartographie 2D. Le LiDAR, pour sa part, présente une erreur moyenne de positionnement horizontal de 9 cm et un RMS de 13 cm, tandis qu'une erreur verticale systématique de 5 à 6 cm a été mise en évidence. À celle-ci s'ajoute d'autres erreurs qui résultent des erreurs horizontales du système ainsi que des caractéristiques physiques du terrain. Une relation linéaire entre l'erreur verticale et la pente du terrain a ainsi été mise en évidence. Les LiDAR aéroportés apparaissent donc particulièrement intéressants pour collecter rapidement de grandes quantités de données topographiques sur de larges portions de territoire avec des exactitudes de l'ordre de 5 cm à 60 cm et une densité de couverture de 4 à 10 mesures par 10 m². L'existence d'encoches d'érosion basales ou de surplombs dans les falaises marines constitue cependant une limitation importante aux relevés aériens LiDAR. Cette étude a permis de préciser les cas où la profondeur des encoches ou des surplombs peuvent être obtenus à partir des données LiDAR.

Sur la base de ces spécificités, une méthode de calcul permettant d'évaluer la vulnérabilité côtière à court et moyen termes et à grande échelle a été proposée. Cette méthode intègre les données provenant de ces deux sources d'information et vise à tirer avantage de leur complémentarité. Un indice de vulnérabilité côtière (IVC) prenant en considération les risques liés à l'érosion côtière, les risques d'inondation et les risques d'éboulements et de glissements de terrain a ainsi été développé en fonction de certains paramètres pouvant être obtenus au moyen de ces deux techniques. Parmi les 11 variables quantitatives et semi-quantitatives choisies, 9 se rapportent à des caractéristiques terrestres (géologiques, géomorphologiques ou géographiques) et 2 concernent des paramètres marins (hydrodynamiques). Les IVC ont été ensuite déterminés pour 9 sites d'étude répartis le long de la côte méridionale de la Gaspésie. Tous les IVC des littoraux des sites étudiés se répartissent entre 2 classes seulement, à savoir les côtes de faible vulnérabilité qui représentent 18,4 % des littoraux étudiés, et les côtes de vulnérabilité modérée qui en constituent 81,6 %, indiquant ainsi que les nombreux problèmes liés à l'érosion observés sur ces sites, sont dus essentiellement par la grande proximité des infrastructures humaines et non pas à une vulnérabilité particulièrement élevée du littoral à l'érosion.

Enfin, un certain nombre de limitations à cette recherche doctorale sont soulevées dans la discussion finale et de futurs développements sont abordés en vue de progresser vers un indice de vulnérabilité côtière global, multidisciplinaire et multi-sources, qui permettrait des pré-dictions de risque fiables et une gestion efficace, intelligente et harmonisée du littoral par tous les intervenants impliqués.

Étudiant

Directeur de recherche

Codirecteur de recherche

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier mon directeur de recherche le professeur Bernard Long pour m'avoir accueilli dans son laboratoire et m'avoir permis de réaliser cette thèse dans les meilleures conditions. Sans son soutien, son enthousiasme et sa confiance, cette recherche doctorale n'aurait pu être menée à bien.

Un grand merci également à mon codirecteur, le docteur Don Forbes, qui, malgré un emploi du temps particulièrement chargé, n'a jamais manqué de m'aider et de me prodiguer conseils et encouragements chaque fois qu'il le pouvait.

Cette thèse n'aurait pas vu le jour sans le soutien financier des divers participants à ce projet. J'aimerais donc remercier également le réseau GEOIDE, le ministère des transports du Québec et les compagnies Lasermap Image Plus et GÉO-3D Inc. pour leur participation. Un merci tout particulier à messieurs Michel Michaud, Pierre Rousseau et Christian Larouche pour leur disponibilité et leur amabilité à me répondre chaque fois que j'avais besoin d'informations.

Je tiens aussi à remercier les étudiants, assistants et stagiaires de tout poil qui m'ont apporté leur aide à un moment donné de cette recherche doctorale. Merci donc à Jeff, Francis, Suzanne, Valérie, ainsi qu'aux nombreuses Caroline, qui sont venus griller ou geler avec moi sur les plages de Gaspésie, ont affronté les carottes de Bernard ou m'ont aidé dans le traitement des données. Un merci tout particulier à mes condisciples d'aventure Maude, Karine, Maud, Mathieu et Antoine, ainsi qu'à Jacques pour son assistance informatique sans faille. Enfin, mais non des moindres, un immense merci à Déborah pour son soutien indéfectible et son aide précieuse lorsque les méandres d'Arcview devenaient trop obscurs.

Pour finir, je souhaite exprimer toute ma gratitude à ma famille pour son soutien inconditionnel quels qu'aient été mes choix et en dépit des milliers de kilomètres en plus entre nous et des (trop) nombreux degrés en moins.

Table des matières

Résumé	v
Remerciements	vii
Table des matières	ix
Liste des figures	xiii
Liste des tableaux	xix
Liste des abréviations et symboles	xxi
Introduction.....	1
Chapitre 1. Description des sites d'étude	11
1.1 Contexte géologique	11
1.1.1 <i>L'ensemble taconien</i>	12
1.1.2 <i>L'assemblage acadien</i>	12
1.1.3 <i>L'ensemble carbonifère</i>	14
1.1.4 <i>Les dépôts du Quaternaire</i>	16
1.1.5 <i>Le système côtier actuel</i>	18
1.2 Contexte hydrodynamique.....	22
1.2.1 <i>Physiographie de la baie des Chaleurs</i>	22
1.2.2 <i>Les marées</i>	25
1.2.3 <i>Les houles</i>	26
1.2.4 <i>Les courants de surface</i>	27
1.3 Contexte climatique et météorologique	28
1.3.1 <i>Température, pluviométrie et englacement</i>	28
1.3.2 <i>Les vents</i>	29
1.4 Description des secteurs étudiés	30
1.4.1 <i>Le secteur de Maria</i>	32
1.4.1.1 Géomorphologie côtière	32
1.4.1.2 Hydrodynamisme et transport littoral	35
1.4.2 <i>Le secteur de Saint-Siméon</i>	36
1.4.2.1 Géomorphologie côtière	36
1.4.2.2 Hydrodynamisme et transport littoral	39
1.4.3 <i>Le secteur de Bonaventure</i>	40
1.4.3.1 Géomorphologie côtière	40
1.4.3.2 Hydrodynamisme et transport littoral	42
1.4.4 <i>Le secteur de Paspébiac</i>	43
1.4.4.1 Géomorphologie côtière	43
1.4.4.2 Hydrodynamisme et transport littoral	46
1.4.5 <i>Le secteur de Saint Godefroi – Shigawake</i>	47
1.4.5.1 Géomorphologie côtière	47
1.4.5.2 Hydrodynamisme et transport littoral	50
1.4.6 <i>Le secteur de Pabos</i>	50
1.4.6.1 Géomorphologie côtière	50
1.4.6.2 Hydrodynamisme et transport littoral	52

1.4.7	<i>Le secteur de l'Anse-à-Beaufils</i>	53
1.4.7.1	Géomorphologie côtière	53
1.4.7.2	Hydrodynamisme et transport littoral.....	55
1.4.8	<i>Le secteur de la Malbaie</i>	55
1.4.8.1	Géomorphologie côtière	55
1.4.8.2	Hydrodynamisme et transport littoral.....	57
1.4.9	<i>Le secteur de Percé-Pointe-Saint-Pierre</i>	58
1.4.9.1	Géomorphologie côtière	58
1.4.9.2	Hydrodynamisme et transport littoral.....	59
Chapitre 2. Matériel et méthodes.....		61
2.1	Le LiDAR.....	61
2.1.1	<i>Principe général</i>	61
2.1.2	<i>Erreurs systématiques et calibrages</i>	64
2.1.3	<i>Précision des données</i>	66
2.1.4	<i>Résolution spatiale</i>	68
2.1.5	<i>Applications</i>	68
2.2	La vidéogrammétrie aérienne à haute résolution.....	71
2.2.1	<i>Principe général de photogrammétrie</i>	71
2.2.2	<i>Principe général de vidéogrammétrie</i>	74
2.2.3	<i>Précision des données</i>	76
2.2.4	<i>Applications</i>	77
2.3	Les campagnes aériennes.....	78
2.3.1	<i>Périodes de relevés</i>	78
2.3.2	<i>Matériel utilisé pour les relevés aériens</i>	79
2.3.2.1	Le système LiDAR.....	79
2.3.2.2	La plate-forme et les systèmes de positionnement	80
2.3.2.3	Les paramètres de vol	80
2.3.2.4	Système vidéographique à très haute résolution.....	81
2.4	Les campagnes de terrain	83
2.5	Méthodologie de travail.....	85
2.5.1	<i>Traitement et analyse des données LiDAR</i>	85
2.5.1.1	Prétraitement des données	85
2.5.1.2	Traitement des données	86
2.5.1.3	Analyse des données.....	87
2.5.2	<i>Traitement et analyse des données vidéographiques</i>	94
2.5.2.1	Traitement des données	94
2.5.2.2	Analyse des données.....	97
2.5.3	<i>Détermination des risques naturels liés à l'érosion côtière</i>	98
Chapitre 3. Évaluation de la technique vidéogrammétrique appliquée à l'étude de l'érosion côtière.....		101
3.1	Résultats.....	101
3.1.1	<i>Précision des mesures</i>	101
3.1.2	<i>Le géoréférencement automatique</i>	103
3.1.3	<i>L'orientation relative manuelle</i>	104
3.1.4	<i>L'orientation absolue manuelle</i>	107
3.1.5	<i>La base stéréoscopique</i>	109

3.1.6	<i>La correction stéréoscopique</i>	112
3.1.7	<i>Le couple stéréoscopique</i>	113
3.2	Discussion	114
3.3	Les mosaïques	120
3.4	Conclusions	123
Chapitre 4.	Évaluation de la technique LiDAR et de ses applications à l'étude de l'érosion côtière	125
4.1	Résultats	125
4.1.1	<i>Exactitude horizontale</i>	125
4.1.2	<i>Exactitude verticale</i>	128
4.1.2.1	Exactitude verticale relative	128
4.1.2.2	Exactitude verticale absolue	128
4.1.3	<i>Couverture des falaises</i>	132
4.2	Discussion	135
4.2.1	<i>Exactitude horizontale</i>	135
4.2.2	<i>Exactitude verticale</i>	137
4.2.3	<i>Précision des positionnements de limites</i>	148
4.2.4	<i>Représentation des environnements côtiers rocheux</i>	152
4.3	Conclusions	167
Chapitre 5.	Développement d'une approche multi-sources des risques naturels côtiers	171
5.1	Les risques naturels côtiers	171
5.2	Les indices existants	173
5.3	Les apports du LiDAR à la gestion des risques naturels côtiers	181
5.3.1	<i>Cellules littorales</i>	182
5.3.2	<i>Structures géologiques</i>	187
5.4	Développement d'une approche multi-sources des risques côtiers	190
5.4.1	<i>La géologie</i>	190
5.4.2	<i>La géomorphologie</i>	192
5.4.3	<i>La variation annuelle moyenne du trait de côte</i>	193
5.4.4	<i>Le marnage</i>	194
5.4.5	<i>La hauteur significative maximale des vagues</i>	194
5.4.6	<i>L'élévation du terrain</i>	195
5.4.7	<i>L'élévation du pied de dune, de talus ou de falaise</i>	196
5.4.8	<i>La stabilité des pentes</i>	197
5.4.9	<i>La stabilité d'un chenal de marée</i>	199
5.4.10	<i>L'existence de faiblesses structurales</i>	200
5.4.11	<i>La présence d'ouvrages de protection</i>	201
5.4.12	<i>Calcul de l'indice de vulnérabilité côtière</i>	203
Chapitre 6.	Applications de l'Indice de Vulnérabilité Côtière	205
6.1	Secteur de Maria	206
6.2	Secteur de Saint-Siméon	208
6.3	Secteur de Bonaventure	209
6.4	Secteur de Paspébiac	211
6.5	Secteur de Saint-Godefroi – Shigawake	212
6.6	Secteur de Pabos	214

6.7	Secteur de l'Anse-à-Beaufils.....	216
6.8	Secteur de la Malbaie	219
6.9	Secteur de Percé-Pointe-Saint-Pierre.....	220
6.10	Discussion.....	222
Chapitre 7.	Discussion générale	227
7.1	Limites et applications des techniques LiDAR et vidéogrammétrie	227
7.2	Complémentarité des techniques LiDAR et vidéogrammétrie.....	229
7.3	Vers une intégration de données multi-sources	235
Conclusions	241
Références	249

Liste des figures

Figure 1.1 – Provinces géologiques du sud-est du Québec.....	11
Figure 1.2 – Carte géologique de la Péninsule de la Gaspésie.....	13
Figure 1.3 – Alternance typique de conglomérats et de grès rouges de la formation de Bonaventure.....	15
Figure 1.4 – Exemple de talus fluvio-glaciaire (secteur de Maria).....	19
Figure 1.5 – Exemple de barachois se développant le long du littoral gaspésien (secteur de Saint-Siméon).....	19
Figure 1.6 – Barachois de Paspébiac.....	20
Figure 1.7 – Exemple de plage graveleuse typique de la Gaspésie (secteur de Saint-Siméon).....	21
Figure 1.8 – Exemple de plage au pied d’une falaise (secteur de l’Anse-à-Beaufils).....	21
Figure 1.9 – Herbier de zostère marine (<i>Zostera marina</i>) sur l’avant-plage de Saint-Siméon.....	22
Figure 1.10 – Atténuation des vagues due à la présence d’un herbier sous-marin (secteur du marais de Saint-Siméon).....	22
Figure 1.11 – Carte générale de la péninsule de Gaspésie.....	23
Figure 1.12 – Carte hydrologique de la Gaspésie.....	24
Figure 1.13 – Carte des principaux ports de la baie des Chaleurs.....	25
Figure 1.14 – Carte des courants de surface dans l’estuaire du golfe du Saint-Laurent.....	28
Figure 1.15 – Localisation géographique des neuf secteurs d’étude choisis le long de la baie des Chaleurs.....	31
Figure 1.16 – Localisation du secteur de Maria.....	32
Figure 1.17 – Exemples de talus en érosion dans le secteur de Maria.....	34
Figure 1.18 – Exemple de plage sablo-graveleuse dans le secteur de Maria.....	34
Figure 1.19 – Vue aérienne de la barre d’avant-côte, secteur de Maria.....	35
Figure 1.20 – Vue aérienne de l’embouchure des rivières Verte et Cascapédia (1981).....	35
Figure 1.21 – Localisation du secteur de Saint-Siméon.....	37
Figure 1.22 – Exemple de falaise, secteur de Saint-Siméon (vue aérienne).....	37
Figure 1.23 – Vue aérienne du vieux port du ruisseau Leblanc.....	37
Figure 1.24 – Exemple de talus en érosion, secteur de Saint-Siméon.....	39
Figure 1.25 – Vestiges d’un ancien quai démantelé, secteur de Saint-Siméon.....	39
Figure 1.26 – Localisation du secteur de Bonaventure.....	41
Figure 1.27 – Exemple de talus empierrés, secteur de Bonaventure.....	41

Figure 1.28 – Vue aérienne du barchois de Bonaventure (mai 2003).....	42
Figure 1.29 – Localisation du secteur de Paspébiac.....	43
Figure 1.30 – Relevés bathymétriques laser de la zone du barchois de Paspébiac.	44
Figure 1.31 – Vue aérienne de l'épi de la plage à Norbert.....	45
Figure 1.32 – Exemple de falaises dans le secteur de Paspébiac.	46
Figure 1.33 – Localisation du secteur de Saint-Godefroi – Shigawake.....	48
Figure 1.34 – Vue aérienne du barchois de Saint-Godefroi.	48
Figure 1.35 – Exemple de talus en érosion dans le secteur de Saint-Godefroi.....	50
Figure 1.36 – Exemple de falaise dans le secteur de Saint-Godefroi.	50
Figure 1.37 – Localisation du secteur de Pabos.....	51
Figure 1.38 – Vue verticale du secteur de Pabos.	52
Figure 1.39 – Localisation du secteur de l'Anse-à-Beaufils.	54
Figure 1.40 – Falaises de calcaire du cap Blanc.	54
Figure 1.41 – Localisation du secteur de la Malbaie.....	56
Figure 1.42 – Vue aérienne du chenal de marée du barchois de la Malbaie (2003).....	57
Figure 1.43 – Localisation du secteur de Percé-Pointe-Saint-Pierre.....	58
Figure 1.44 – Vue aérienne du secteur de Percé-Pointe-Saint-Pierre (2003).....	59
Figure 2.1 – Principe de télémétrie par RADAR et LiDAR.....	62
Figure 2.2 – Le système aéroporté LiDAR.	62
Figure 2.3 – Erreur de mesure verticale résultant d'une erreur de positionnement horizontale e_x de l'empreinte laser sur un sol incliné.	67
Figure 2.4 – Principe de la stéréoscopie.	72
Figure 2.5 – Paramètres intervenant dans la procédure d'orientation externe.....	73
Figure 2.6 – Déplacement radial $\Delta\rho$ de points à l'extérieur du plan de vue supposé (PP) en raison d'une variation d'élévation Δz	73
Figure 2.7 – Système vidéogrammétrique.	75
Figure 2.8 – Cube de calibrage utilisé pour la détermination des paramètres d'orientation interne des caméras vidéographiques.	75
Figure 2.9 – Système de restitution stéréoscopique par ordinateur.....	75
Figure 2.10 – Exemple de prises de vue vidéographiques (secteur de l'Anse-à-Beaufils).....	77
Figure 2.11 – Avion bimoteur Navajo ayant été utilisé pour les relevés aériens.....	80
Figure 2.12 – Lignes de vol pour le secteur de Pabos.	81
Figure 2.13 – Interface du logiciel d'acquisition de données vidéographiques Kronos®.....	82

Figure 2.14 – Exemples de repères colorés utilisés comme points de contrôle lors des relevés vidéographiques.....	85
Figure 2.15 – Exemple de TIN généré à partir de données LiDAR (secteur de Percé-Pointe-Saint-Pierre).....	88
Figure 2.16 – Méthode d’interpolation de Delaunay utilisée pour la réalisation des TIN.	88
Figure 2.17 – Exemple de MNT généré à partir de données LiDAR (secteur de Percé-Pointe-Saint-Pierre).	88
Figure 2.18 – Exemple de MNI généré à partir de données codées d’intensité LiDAR (secteur de Percé-Pointe-Saint-Pierre).....	88
Figure 2.19 – Exemple de comparaison entre profils de terrain obtenus par arpentage et par relevés laser.	89
Figure 2.20 – MNI du secteur de Pabos montrant certaines infrastructures humaines.....	91
Figure 2.21 – Exemple de numérisation à partir d’un MNI.	91
Figure 2.22 – Exemple de profil LiDAR d’une falaise (secteur de Paspébiac).	92
Figure 2.23 – Baisse de résolution des TIN dans les sections les plus abruptes des falaises (secteur de l’Anse-à-Beaufils).	93
Figure 2.24 – Zones utilisées pour étudier les problèmes de couverture et de densité de mesures dans les environnements rocheux côtiers (secteur de l’Anse-à-Beaufils).	93
Figure 2.25 – Interface du logiciel d’analyse vidéogrammétrique Cyclop-3D Analyst®.	94
Figure 3.1 – Exemple de mosaïque obtenue à partir des données vidéographiques (secteur de Pabos).	120
Figure 3.2 – Détails de mosaïques montrant les décalages pouvant subsister entre certaines images.	121
Figure 3.3 – Exemple de mosaïque géoréférencée (secteur de Pabos).	122
Figure 3.4 – Section de mosaïque géoréférencée (secteur de Saint-Godefroi – Shigawake).	122
Figure 4.1 – Portion de route où les marquages au sol peuvent être source d’ambiguïtés lors de la numérisation à partir de MNI (secteur de Saint-Godefroi – Shigawake).....	127
Figure 4.2 – Corrélation entre les élévations de terrain réelles et les mesures fournies par le LiDAR.	129
Figure 4.3 – Exemple de profil où les erreurs verticales sont plus importantes dans les pentes (secteur de Maria).	130
Figure 4.4 – Relation entre l’erreur quadratique moyenne verticale (RMS) et la pente du terrain, exprimée en radian.	131
Figure 4.5 – Densité moyenne de mesures LiDAR en fonction de la pente du terrain.	133
Figure 4.6 – Variation de la densité de mesures en fonction de l’éloignement du LiDAR à la côte.	134
Figure 4.7 – Comparaison entre les erreurs quadratiques moyennes verticales observées par Kraus et Pfeifer (1998) et les erreurs obtenues dans cette étude.....	141

Figure 4.8 – Comparaison entre les erreurs verticales prédites par la relation linéaire et par la relation utilisant la tangente.....	145
Figure 4.9 – Erreur verticale dans une falaise dans le cas de mesures effectuées avec un angle d’incidence nul et non nul.....	146
Figure 4.10 – Cas limite à partir duquel l’erreur verticale ne dépend plus de la pente du terrain mais de l’élévation du point de mesure.....	147
Figure 4.11 – Indicateurs de trait de côte les plus courants	150
Figure 4.12 – Schéma illustrant le problème de positionnement du trait de côte.....	151
Figure 4.13 – Relation entre la résolution spatiale du LiDAR et la pente du terrain..	154
Figure 4.14 – Relation entre la densité de mesures LiDAR au sol et la pente du terrain.	155
Figure 4.15 – Exemple de mauvaise classification du pied de falaise (secteur de l’anse-à-Beaufils, 2003).....	156
Figure 4.16 – Exemple de profils avant et après le filtrage des données laser de 2004 (secteur de l’Anse-à-Beaufils).	156
Figure 4.17 – cas limite de cisaillement.....	159
Figure 4.18 – Schéma explicatif du problème de couverture d’une falaise en présence d’un surplomb.	160
Figure 4.19 – Exemple de surplomb ne pouvant pas être mesurés par relevés LiDAR (secteur de l’Anse-à-Beaufils).	162
Figure 4.20 – Exemple de surplomb ne pouvant pas être mesurés par relevés LiDAR (secteur de l’Anse-à-Beaufils).	162
Figure 4.21 – Exemple de zones non couvertes par les relevés LiDAR dans les falaises (secteur de l’Anse-à-Beaufils).	163
Figure 4.22 – Schéma illustrant les problèmes d’interpolation apparaissant lors de la réalisation d’un MNT d’une falaise présentant un surplomb.	165
Figure 4.23 – Exemple d’erreurs entachant les MNT des environnements rocheux.....	165
Figure 4.24 – Exemple d’erreurs dues à de mauvaises interpolations entre points.....	166
Figure 5.1 – Décomposition du cordon oriental de Paspébiac en trois sous-systèmes, ou cellules, selon leur dynamique entre 2003 et 2004.	184
Figure 5.2 – Exemple de zones sensibles sur lesquelles se concentrent l’érosion (secteur des talus de Saint-Siméon).....	186
Figure 5.3 – Affaissement de terrain mis en évidence par le LiDAR le long de la route nationale 132, au niveau d’un talus du secteur de Maria.	188
Figure 5.4 – Faiblesse structurale mise en évidence par le LiDAR (secteur de Paspébiac).....	189
Figure 5.5 – Migration latérale du chenal de marée du barachois de Paspébiac.	199
Figure 6.1 – Histogramme des fréquences des IVC (tout sites).	205
Figure 6.2 – Histogramme des fréquences des IVC (secteur de Maria).	206

Figure 6.3 – Carte de vulnérabilité côtière du secteur de Maria.	207
Figure 6.4 – Histogramme des fréquences des IVC (secteur de Saint-Siméon).	208
Figure 6.5 – Carte de vulnérabilité côtière du secteur de Saint-Siméon.	209
Figure 6.6 – Histogramme des fréquences des IVC (secteur de Bonaventure).	210
Figure 6.7 – Carte de vulnérabilité côtière du secteur de Bonaventure.	210
Figure 6.8 – Histogramme des fréquences des IVC (secteur de Paspébiac).	211
Figure 6.9 – Carte de vulnérabilité côtière du secteur de Paspébiac.	212
Figure 6.10 – Histogramme des fréquences des IVC (secteur de Saint-Godefroi – Shigawake).	213
Figure 6.11 – Carte de vulnérabilité côtière du secteur de Saint-Godefroi – Shigawake.	213
Figure 6.12 – Zone présentant un des IVC les plus élevés du secteur de Saint-Godefroi – Shigawake.	214
Figure 6.13 – Histogramme des fréquences des IVC (secteur de Pabos).	215
Figure 6.14 – Carte de vulnérabilité côtière du secteur de Pabos.	215
Figure 6.15 – Zone présentant l’IVC le plus élevé du secteur de Pabos.	216
Figure 6.16 – Histogramme des fréquences des IVC (secteur de l’Anse-à-Beaufils).	217
Figure 6.17 – Carte de vulnérabilité côtière du secteur de l’Anse-à-Beaufils.	217
Figure 6.18 – Zone présentant l’IVC le plus élevé du secteur de l’Anse-à-Beaufils.	218
Figure 6.19 – Histogramme des fréquences des IVC (secteur de la Malbaie).	219
Figure 6.20 – Carte de vulnérabilité côtière du secteur de la Malbaie.	220
Figure 6.21 – Histogramme des fréquences des IVC (secteur de Percé-Pointe-Saint-Pierre).	221
Figure 6.22 – Carte de vulnérabilité côtière du secteur de Percé-Pointe-Saint-Pierre.	221
Figure 7.1 – Exemple de classification de terrain basée sur les données d’intensité de retour LiDAR.	231
Figure 7.2 – Exemple de fusion de données altimétriques LiDAR et vidéographiques à haute résolution (port de l’Anse-à-Beaufils).	233
Figure 7.3 – Exemple de fusion de données altimétriques LiDAR et vidéographiques à haute résolution (lit de la rivière Shigawake).	234
Figure 7.4 – Exemple de limitation lors de la fusion de données LiDAR et vidéographiques à haute résolution (secteur de l’Anse-à-Beaufils).	234
Figure 7.5 – Relevés bathymétriques SHOALS du secteur du barachois de Paspébiac.	238

Liste des tableaux

Tableau I – débits des principales rivières de Gaspésie se jetant dans la baie des Chaleurs	24
Tableau II – Marnages et courants dans la baie des Chaleurs.....	25
Tableau III – Température et précipitations moyennes mensuelles à Caplan.....	29
Tableau IV – Niveau des marées pour le secteur de Maria.....	36
Tableau V – Niveau des marées pour les secteurs de Saint-Siméon et Bonaventure.	40
Tableau VI – Niveau des marées pour les secteurs de Paspébiac et St-Godefroi – Shigawake.	47
Tableau VII – Niveau des marées pour la région de Newport (secteur de Pabos).....	52
Tableau VIII – Niveau des marées pour les secteurs de l’Anse-à-Beaufils et la Malbaie.	55
Tableau IX – Caractéristiques techniques des relevés aériens LiDAR.....	79
Tableau X – Caractéristiques techniques des relevés aériens vidéographiques.....	83
Tableau XI – Estimation des erreurs de positionnement selon les directions X, Y et Z dues au pointage..	102
Tableau XII – Erreur des positionnements vidéogrammétriques pour les sites de la Malbaie et de Bonaventure.....	103
Tableau XIII – Résumé des erreurs des positionnements après orientation relative..	105
Tableau XIV - Erreurs des positionnements après orientation relative.	106
Tableau XV – Erreurs des positionnements avec orientation absolue, en fonction du nombre de points de contrôle (GCP) utilisés pour cette procédure.....	107
Tableau XVI – Influence de la base stéréoscopique sur l'exactitude des positionnements géographiques.	110
Tableau XVII – Influence de la valeur de la correction stéréoscopique sur l'exactitude des positionnements géographiques. Toutes les valeurs sont exprimées en mètres.	112
Tableau XVIII – Influence du choix du couple stéréoscopique sur l'exactitude des positionnements géographiques..	113
Tableau XIX – Estimation des erreurs planimétriques et altimétriques sans orientation en fonction de l'échelle des images.....	115
Tableau XX – Estimation des erreurs planimétriques et altimétriques avec orientation absolue en fonction de l'échelle des images.	115
Tableau XXI – Exemple d'enregistrement des angles de roulis, de tangage, de cap et d'azimut enregistrés au cours d'une ligne de vol.	119
Tableau XXII – Variations moyennes de cap, de tangage, de roulis et d'azimut pour une ligne de vol subies sur un intervalle de temps de 2 secondes.....	119
Tableau XXIII – Erreurs horizontales moyennes pour chaque site d'étude..	126
Tableau XXIV – Erreurs horizontales moyennes pour chaque site d'étude, excepté Saint- Siméon, Saint-Godefroi et Percé-Pointe-Saint-Pierre.....	127

Tableau XXV – Exactitude verticale du LiDAR pour chacun des deux relevés aériens.....	129
Tableau XXVI – Exactitude verticale du LiDAR en fonction de la pente du terrain β	130
Tableau XXVII – Densité de mesures LiDAR en fonction de la pente du terrain et de la distance séparant la ligne de vol de la falaise.....	132
Tableau XXVIII – Résumé des différentes équations permettant de déterminer l'erreur verticale moyenne à partir des erreurs systématiques du LiDAR et de l'angle de pente du terrain considéré, ainsi que leurs limites d'applications.	148
Tableau XXIX – Erreur de positionnement horizontal du trait de côte en fonction de l'erreur de mesure verticale du LiDAR et de la pente du terrain.	151
Tableau XXX – Classification des risques côtiers sur base de 13 variables climatiques, terrestres et marines développée par Gornitz et al. (1994).....	175
Tableau XXXI – Synthèse des différents indices de risques utilisés en Amérique du nord.....	176
Tableau XXXII – Classification utilisée dans ce travail pour évaluer la vulnérabilité des côtes canadiennes à l'érosion en prenant en considération les nouvelles informations fournies par le LiDAR.....	191
Tableau XXXIII – Synthèse des paramètres utilisés dans ce travail pour évaluer les risques côtiers ainsi que les sources d'acquisitions recommandées pour chaque variable.	197

Liste des abréviations et symboles

B :	longueur de la base stéréoscopique
c :	célérité de la lumière
d :	distance horizontale entre le nadir du LiDAR et la cible
dx, dy, dz :	erreurs de mesures des positionnements vidéo
f_b :	fréquence de balayage du laser
f_L :	fréquence d'émission des impulsions laser
H :	hauteur moyenne de vol
h :	élévation du terrain
i :	angle d'incidence du laser par rapport à la verticale (nadir)
R :	distance parcourue par une impulsion laser dans un milieu donné
t :	temps
v :	vitesse moyenne de déplacement de l'avion
z :	élévation topographique de l'élément réflecteur
X, Y, Z :	axes du référentiel
e_z^{RMS} :	erreur verticale globale du LiDAR
e_z^{LiDAR} :	erreur verticale systématique du LiDAR
e_z^{pente} :	erreur verticale induite par la pente du terrain
e_z^{veg} :	erreur verticale induite par la présence de végétation
$e_x^{terrain}$:	erreur horizontale entachant les mesures de contrôle au sol
e_x^{LiDAR} :	erreur horizontale systématique du LiDAR
e_x^{INS} :	erreur horizontale de la centrale inertielle
e_x^{DGPS} :	erreur horizontale du D-GPS
$e_x^{côte}$:	erreur de positionnement horizontal du trait de côte
e_x^{laser} :	erreur de pointage du laser
(x_0, y_0, z_0) :	coordonnées du centre optique de la caméra
β :	angle de pente d'un terrain mesuré par rapport à l'horizontal
$\Delta x_{transv.}$:	résolution spatiale du LiDAR (distance horizontale entre deux points de mesures)
$\Delta x_{terrain}$:	résolution spatiale réelle du LiDAR (distance entre deux points de mesures LiDAR mesuré parallèlement à la pente)
$(\omega, \varphi, \kappa)$:	angles de rotation autour des axes (X,Y,Z)
σ :	écart-type

Unités

HPa :	Hectopascal
Hz :	Herz
ka :	kilo-ans (1000 ans)
kHz :	kilohertz
nm :	nanomètre
ns :	nanoseconde
rad :	radian
s :	seconde
μJ :	micro-joules

Acronymes

CCD :	Charge-Coupled Device
CGC :	Commission Géologique du Canada
D-GPS :	Differential Global Positioning System
GCP :	Ground Control Point
GPS :	Global Positioning System
GPS-RTK :	Global Positioning System – Real Time Kinematic
IMU :	Inertial Measurement Unit
INS :	Inertial Navigation System
LiDAR :	Light Detection And Ranging
MNI :	Modèle numérique d'intensité
MNP :	Modèle numérique de pente
MNT :	Modèle numérique de terrain
MTQ :	Ministère des Transports du Québec
RADAR :	Radio Detection And Ranging
RMS :	Root Mean Square error ou erreur quadratique moyenne
SHOALS :	Scanning Hydrographic Operational Airborne LiDAR Survey
SIG :	Système d'information géographique
TIM :	Time Interval Meter
TIN :	Triangulated Irregular Network
USACE :	U.S. Army Corps of Engineers

Introduction

Depuis plusieurs années, les changements environnementaux font l'objet d'une attention grandissante de la part des chercheurs et des gouvernements (*IPCC, 2001a*). Les modèles climatiques actuels prédisent d'ici 2100 un accroissement des températures liées aux rejets anthropiques de gaz à effet de serre de 1,4°C à 5,8°C selon les différents scénarios de réchauffement climatiques envisagés (*IPCC, 2001a*), avec comme conséquences une régression importante des calottes polaires de l'hémisphère nord (*Parizek et Alley, 2004*), une augmentation et une intensification des événements extrêmes tels que inondations, sécheresses ou tempêtes (*Forbes et al., 2004 ; Lozano et al., 2004*) ainsi qu'une élévation du niveau marin comprise entre 9 cm et 88 cm (*IPCC, 2001b*).

Bien que les taux d'élévation relative du niveau moyen des mers puissent varier d'une région à l'autre de façon considérable en raison de phénomènes locaux de subsidence ou de rebond glacio-isostatique, cette dernière prévision constitue un sujet de préoccupation important pour les chercheurs impliqués dans l'étude des systèmes côtiers. Une hausse du niveau moyen des mers se traduirait en effet par l'inondation des zones humides et des côtes basses, par un accroissement de la salinité des nappes phréatiques (*Moore, 1999*) ainsi que par une érosion accrue des rivages et un recul du trait de côte (*IPCC, 2001b*).

Or, les régions littorales, situées à l'interface entre les milieux aérien, terrestre et marin, constituent des zones privilégiées pour le développement des activités économiques humaines. Actuellement, 40 % de la population mondiale vit à moins de 100 km de la mer (*IPCC, 2001b*). C'est pourquoi la protection de ces régions contre les risques naturels côtiers revêt une importance majeure.

Le Canada, avec ses 243000 km de côtes, est particulièrement exposé à ce genre de risques. De nombreuses régions littorales sont déjà une source de préoccupation pour les autorités canadiennes en raison des risques élevés qu'elles représentent pour les popu-

lations locales (p.ex. *Shaw et al., 1998 ; Shaw et al., 2001*) et ces risques devraient encore s'accroître au cours des prochaines décennies avec la hausse du niveau marin.

Parmi ces régions présentant des risques importants se trouve la Gaspésie, dans l'est du Québec. Les problèmes liés à l'érosion côtière sont particulièrement marqués dans le sud de la péninsule gaspésienne en raison de la nature fragile des roches qui composent les falaises ainsi que du climat rigoureux (*Daigneault, 2001*) et il inquiète les différents intervenants (municipalités, Ministère des Transports du Québec, Ministère de la Sécurité Publique du Québec). Depuis quelques années, des portions importantes du littoral ont été emportées par la mer au préjudice de la communauté. De plus, l'activité économique de la région, qui est fortement liée à l'industrie du tourisme, est menacée (*Morneau et al., 2001b*), certains lieux touristiques fréquentés pouvant se voir éventuellement interdits en raison des dangers de mouvements sédimentaires et de glissements des falaises. Enfin, le seul lien routier d'importance nationale qui dessert cette région longe la côte. Il est de ce fait particulièrement exposé à l'érosion côtière et a déjà dû être renforcé ou même déplacé en certains endroits (*Morneau et al., 2001a ; Morneau et al., 2001c*).

Une connaissance approfondie de la nature de littoraux et des phénomènes d'érosion dans cette région est par conséquent impérative, et ce, particulièrement en ce qui concerne la prise de mesures de prévention, la mise en place des plans d'aménagements territoriaux et l'élaboration de mesures de protection de la zone supratidale. Mais à l'heure actuelle, les outils disponibles ne permettent pas aux agences engagées dans la gestion et la protection des systèmes côtiers de se renseigner de façon satisfaisante sur les taux de recul de la côte, sur les mécanismes de l'érosion et les risques qui y sont liés. Il y a deux raisons à cela.

Tout d'abord, la dynamique des environnements côtiers varie fortement selon le type de côte considéré et se révèle complexe (*Komar, 1976*). Une distinction est habituellement faite entre les côtes meubles ou sableuses, et les côtes rocheuses. Les côtes sableuses ou graveleuses présentent des morphologies variées telles les plages, les flèches sableuses, les tombolos et les îles-barrières (*Komar, 1976*). Ces environnements résultent de

l'accumulation de sédiments non consolidés qui forment une frange côtière entre la côte et la limite sous-marine d'action des houles. La limite terrestre est habituellement située au niveau d'un changement physiographique qui effectue une transition entre le milieu maritime et le milieu terrestre (falaise, talus, cordon dunaire, végétation implantée de façon permanente) (Komar, 1976).

De nombreuses études ont montré que la dynamique de ces côtes meubles est intimement liée à l'hydrodynamisme local et à l'action des vagues (Komar, 1976 ; Fox et Davis, 1976 ; Clark, 1979). L'angle d'incidence des vagues par rapport à la côte génère un transport sédimentaire le long du rivage qui redistribue des sédiments et modifie le trait de côte jusqu'à ce qu'un profil d'équilibre soit atteint (Komar et Inman, 1970 ; Komar, 1971 ; Komar, 1976). Ce transport littoral est à l'origine des différentes structures observées sur les côtes comme les flèches, les îles-barrières et les tombolos ainsi que de la morphologie des plages et des plages de poche. L'importance de ce transport est étroitement lié à l'angle d'incidence des vagues, leur énergie, la granulométrie des sédiments côtiers et leur disponibilité (Komar et Miller, 1973 ; Komar, 1976 ; Komar, 1977).

Les falaises, qui caractérisent les côtes rocheuses, peuvent être définies, quant à elles, comme des parois abruptes au contact ou à proximité de la mer (Logimer, 1984 ; Daigneault, 2001) présentant une dynamique assez différente de celle des côtes meubles. Bien que l'action des vagues joue un rôle de premier plan dans l'érosion de ces systèmes côtiers (Bradley, 1958 ; Komar, 1976), de nombreux facteurs environnementaux (précipitations, ruissellement, gel/dégel, vent, cycle d'humidification/séchage des roches), macrostructuraux (lithologie de la falaise, diaclases, failles, pendage) et microstructuraux (composition de la roche, porosité, matrice, microfissures) vont influencer les taux de recul (Shepard et Grant, 1947 ; Davies, 1973 ; Komar, 1976 ; Daigneault, 2001). Plusieurs études ont aussi souligné le rôle protecteur important des plages situées au pied des falaises, celles-ci atténuant considérablement l'action érosive des vagues sur la falaise (Sallenger et al., 1999 ; Daigneault, 2001 ; Revell et al., 2002 ; Moore et Griggs, 2002 ; Sallenger et al. 2002).

Ces différents processus érosifs ne contribuent cependant pas tous à l'érosion littorale de la même manière ni à la même vitesse. *Daigneault (2001)* distingue ainsi deux catégories de processus érosifs affectant les environnements rocheux. D'une part, il y a ceux qui agissent en continu et dépendent des caractéristiques microscopiques de la roche. Il s'agit principalement des processus liés à l'haloclastie, la cryoclastie, la dissolution chimique et l'alternance des cycles d'humidification/séchage. Les pertes liées à cette première catégorie de processus sont généralement inférieures à 5 cm/an. D'autre part, il y a ceux qui sont à l'origine de pertes discontinues et dépendent des caractéristiques macroscopiques des falaises. Il s'agit surtout de mouvements gravitaires, ceux-ci pouvant prendre des formes variées comme les glissements banc sur banc, les ruptures de surplombs ou les chutes de blocs, ou de retraits par arrachement et abrasion par les glaces du pied des falaises. Cette dernière catégorie de pertes est particulièrement difficile à évaluer en raison du caractère variable, localisé et discontinu de ces processus et les pertes annuelles moyennes peuvent varier de quelques centimètres/an à plusieurs mètres/an (*Daigneault, 2001*).

Outre la diversité et la complexité des processus érosifs côtiers, les méthodes utilisées pour mesurer et quantifier l'érosion et les risques qui y sont associés reposent le plus souvent sur des données fragmentaires, peu précises ou non actualisées ne permettant pas de rendre compte des variations subies par le trait de côte sur de courtes périodes (annuelles). Actuellement, la méthode la plus utilisée reste l'analyse photogrammétrique de données aériennes (*Baily et Nowell, 1996 ; Baltsavias, 1999a ; Livingstone et al., 1999 ; Kaminsky et al., 1999 ; Moore et Griggs, 2002*). La photogrammétrie peut être définie comme « *la science ou la technique permettant d'obtenir des informations fiables sur l'espace naturel ou sur des objets physiques par l'enregistrement, la mesure et l'interprétation d'images photographiques ou produites par rayonnements électromagnétiques ou autres phénomènes* » (*Slama et al., 1980*). Il s'agit donc d'une technique qui permet d'obtenir les coordonnées géographiques d'objets et d'effectuer des mesures tridimensionnelles à partir d'images photographiques. Ses principes seront décrits de façon un peu plus détaillée par la suite.

Les photographies aériennes ont en général une résolution spatiale sub-métrique et une précision planimétrique de 1 à 3 mètres (*Kaminsky et al., 1999 ; Moore et Griggs, 2002*) bien que celle-ci dépende surtout de la qualité des points de contrôle utilisés lors de la procédure d'orthorectification et de l'altitude de vol (*Baltsavias, 1999a*). Mais la quantité et la qualité de clichés disponibles ainsi que leurs dates d'acquisition varient fortement selon la région étudiée, les régions peu peuplées faisant l'objet d'un suivi moins fréquent et moins important que les régions à forte densité de population (*Baily et Nowell, 1996*). Ce type de données convient donc pour des calculs d'érosion à long terme et la détermination de taux de recul moyens mais elle se révèle bien souvent inadaptée pour l'étude régulière et détaillée de l'évolution de l'érosion côtière.

Si les données satellitaires de faible résolution sont maintenant gratuites et tout à fait adaptées au suivi à long terme de l'érosion côtière, elles apparaissent inadaptées à l'étude détaillée de la dynamique côtière à court terme, celle-ci requérant une résolution plus fine. Seules les images satellitaires à haute résolution (0,64 m – 3 m) offrent actuellement une résolution spatiale et une fréquence d'acquisition suffisantes pour mettre en évidence de tels processus côtiers. Mais ces données restent assez onéreuses (3000 – 5000\$), bien que leur coût reste moindre qu'un survol aéroporté.

Les cartes (topographiques, hydrographiques, géologiques) ne sont pas non plus adaptées à l'étude à court terme des systèmes côtiers et des régions intertidales, ces dernières faisant rarement l'objet de relevés cartographiques précis et réguliers (*Baily et Nowell, 1996*). L'utilisation de plans cadastraux permet, quant à elle, des mesures très précises de l'érosion (de l'ordre de 0,5 m) mais reste limitée aux régions habitées de certaines municipalités, les zones inhabitées n'étant pas cadastrées.

Enfin, les relevés topographiques sont, pour leur part, coûteux et très longs à mener pour une équipe d'arpenteurs. Le Ministère des Transports du Québec estime ainsi qu'il faut en moyenne 4 jours de travail pour effectuer 1000 m de relevés au coût d'environ 1500 CAN\$/jour (*MTQ, com. pers.*). De plus, les arpenteurs sont bien souvent incapables de couvrir certaines sections difficiles d'accès comme les falaises abruptes.

Les agences gouvernementales ont donc un besoin crucial de données à haute résolution et de très grande précision, pouvant être acquises rapidement sur de grandes surfaces et permettant une reproduction fidèle de l'état de l'érosion et de son évolution le long de la baie de Chaleurs.

C'est dans ce contexte que le projet GEOIDE "Applications Géomatiques Adaptées pour l'Exploration des Ressources et des Risques Naturels" a été développé. Ce projet s'insère dans une approche appliquée et intégrée de la géomatique environnementale et repose sur la convergence de deux technologies de pointe : les relevés aéroportés LiDAR (Light Detection And Ranging) et la vidéogrammétrie aérienne à haute résolution.

Cette recherche doctorale s'inscrit dans le cadre de ce projet et a pour objectif de développer une approche multi-sources des risques naturels côtiers qui intègre les informations provenant des données LiDAR, vidéographiques et de toute autre source d'information existante. Un tel objectif peut sembler, à première vue, manquer d'originalité étant donné qu'un certain nombre d'indices de risques côtiers ont déjà été développés en Amérique du Nord (*Gornitz et al., 1991, 1994, 1997 ; Shaw et al., 1998 ; Thieler et Hammar-Klose, 1999, 2000*). Cependant, les indices existants actuellement s'attachent surtout à décrire les risques côtiers liés à une hausse du niveau marin à long terme (10 à 10² ans) et à une échelle régionale, la taille des cellules littorales utilisées pour modéliser les risques variant habituellement entre 5 km et 30 km (*Gornitz et al., 1997*). Or, il est assez rare que la dynamique littorale et les processus érosifs restent constants sur de telles distances. Cela est particulièrement vrai pour les côtes canadiennes, celles-ci se caractérisant le plus souvent par juxtaposition ou une alternance rapide d'environnements côtiers très contrastés (*Shaw et al., 1998*), chacun d'entre eux pouvant présenter une réponse aux forçages hydrodynamiques très différente, et donc des taux d'érosion ou d'accrétion fort variables, sur des distances de seulement quelques centaines de mètres. En outre, l'échelle de temps considérée par les indices existants ne permet pas une description satisfaisante de certains risques naturels côtiers, comme les risques de glissement de terrain ou d'éboulements par exemple, qui peuvent nécessiter des mesures de gestion à plus court terme (1 à 10 ans).

Par conséquent, si les indices de risques existants permettent une description et une gestion des risques côtiers à une échelle nationale ou régionale, ils apparaissent inadaptés à une description précise et à une gestion efficace des risques côtiers au niveau local.

C'est pourquoi, au vu de ce qui précède, cette recherche doctorale se fixe comme principal objectif de développer un indice de vulnérabilité côtière qui permette une description fiable des risques côtiers à court et moyen termes (1 à 10 ans) et à une échelle locale (0,1 à 1 km), celle-ci étant plus conforme à la réalité, en tirant avantage de la haute résolution et de la précision de mesure que devraient offrir les données LiDAR et vidéographiques.

Pour parvenir à cet objectif, un certain nombre d'étapes intermédiaires sont cependant nécessaires. Il faut tout d'abord déterminer la fiabilité (précision, erreurs, limites d'application) des données obtenues avec chacun des deux systèmes d'acquisition utilisés dans cette étude afin de pouvoir intégrer au mieux par la suite ces données. En ce qui concerne la vidéogrammétrie, quasiment aucune étude n'a encore été réalisée sur ce sujet, en dehors de quelques travaux réalisés par le constructeur en collaboration avec Hydro-Québec (*Larouche et al., 2002 ; Hydro-Québec, com. pers.*). La présente étude constituera donc un travail de référence qui devrait permettre de préciser la fiabilité de cette technique face aux autres méthodes d'acquisition. En ce qui concerne le LiDAR, de nombreuses recherches ont déjà été faites sur sa fiabilité pour des environnements côtiers relativement plats et homogènes comme les plages et les estrans (p.ex. *Stockdon et al., 2002 ; Sallenger et al., 2003b*). Très peu, cependant, ont essayé d'évaluer ses performances sur des terrains de plus forte pente (*Kraus et Pfeiffer, 1998*) ou dans des environnements côtiers plus accidentés et présentant une topographie très variable, telles les falaises rocheuses (*Revell et al., 2002 ; Sallenger et al., 2002*). Cette étude apportera donc une contribution significative à la connaissance des erreurs et des limitations des relevés aériens par LiDAR pour ce type d'environnements côtiers.

Une fois cette partie plus technique de l'étude réalisée et les limites d'application de chaque méthode connue, un indice de risques côtiers intégrant au mieux les informations provenant de ces deux techniques et permettant une meilleure description de la vulnérabilité des littoraux canadiens à court et moyen termes et à échelle locale sera proposé afin de compléter les indices de risques existants. Enfin, cet indice sera appliqué à la côte sud de la péninsule gaspésienne afin d'offrir une meilleure représentation de la vulnérabilité de ces littoraux, de permettre une meilleure compréhension de la dynamique côtière locale et régionale ainsi qu'une gestion plus éclairée de la zone côtière par les agences gouvernementales concernées (Ministère des transports du Québec, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Pêches et Océans Canada, municipalités, etc.).

Cette recherche doctorale se présente donc sous la forme de sept chapitres. Le premier chapitre présente la région étudiée et ses principales caractéristiques géologiques, géographiques, hydrodynamiques et climatiques. Les différents secteurs sur lesquels se sont concentrés nos mesures sont également présentés et leurs spécificités géomorphologiques et hydrodynamiques sont détaillées.

Dans le second chapitre, les deux techniques aéroportées utilisées dans ce projet sont tout d'abord décrites. Les procédures utilisées lors des campagnes de mesure et la façon dont les données laser, vidéographiques et de terrain ont été collectées sont ensuite présentées. La méthode de travail suivie pour traiter et analyser ces données est enfin précisée dans la dernière partie de ce chapitre.

Les troisième et quatrième chapitres présentent respectivement les résultats concernant les apports et les limitations du système vidéogrammétrique à haute résolution et du système LiDAR à l'étude des environnements côtiers et de l'érosion littorale. Ces résultats sont suivis, dans chaque chapitre, d'une discussion détaillée portant sur le sujet du chapitre.

Dans le cinquième chapitre, la problématique des risques naturels côtiers et les méthodes existantes pour les évaluer sont abordés. Les principaux indices de vulnérabilité côtière employés en Amérique du nord sont ainsi présentés et un certain nombre de modifications sont proposées afin de prendre en compte les informations fournies par le LiDAR et, dans une moindre mesure, par la vidéogrammétrie aérienne. Un indice de vulnérabilité côtière modifié (IVC) est proposé en fin de chapitre et mis en application dans le chapitre suivant. Celui-ci présente la vulnérabilité déterminée pour chacun de nos secteurs d'étude.

Enfin, le dernier chapitre est consacré à une discussion générale visant à remettre les résultats présentés au fil de cette étude dans un contexte plus global. Les apports et les limitations de cette recherche doctorale sont ainsi précisés et discutés, et de nouveaux développements sont suggérés afin d'améliorer encore la prédiction des risques côtiers et de se diriger vers un indice de vulnérabilité côtière global et multi-sources.

Chapitre 1. Description des sites d'étude

1.1 Contexte géologique

La péninsule gaspésienne fait partie de la province structurale des Appalaches et en constitue la partie septentrionale (figure 1.1). Trois phases orogéniques ont contribué à son érection au cours du Paléozoïque : l'orogénèse gaspésienne au pré-Ordovicien moyen, l'orogénèse taconienne lors de l'Ordovicien moyen et supérieur et l'orogénèse acadienne qui se déroula au Dévonien supérieur (Bail, 1983). Elle est constituée de trois assemblages chronologiques distincts, comprenant principalement des roches sédimentaires et accessoirement des roches métamorphiques et ignées (Daigneault, 2001). Ces trois assemblages géochronologiques sont (Malo, 1994) : l'ensemble taconien (Cambrien – Ordovicien), l'ensemble acadien (Silurien – Dévonien) et l'ensemble du Carbonifère.

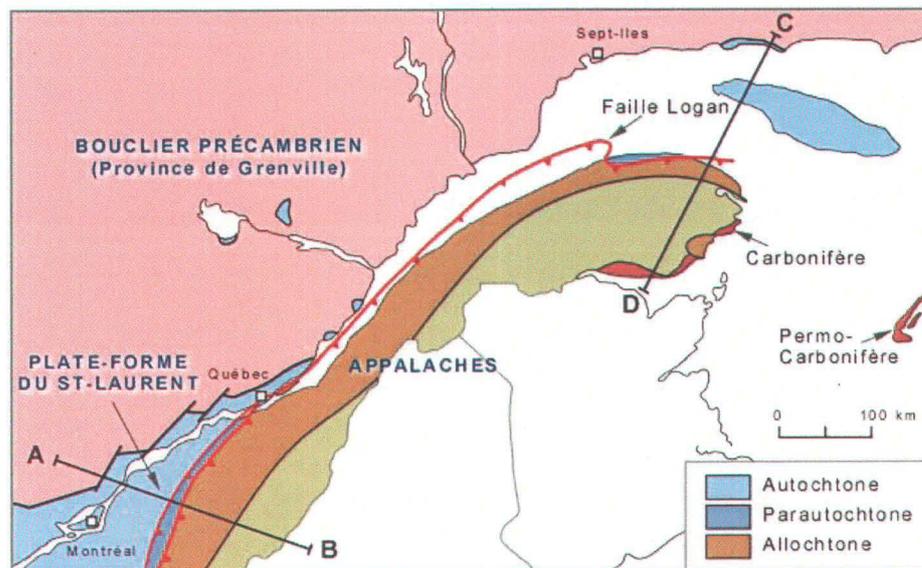


Figure 1.1 – Provinces géologiques du sud-est du Québec. (Source : carte simplifiée de Bourque, 2005 d'après celle de Brisebois et Brun, 1994).

1.1.1 L'ensemble taconien

Cet ensemble est formé de roches datant de la période pré-Cambrienne et Cambro-Ordovicienne (zones de Humber et de Dunnage) et qui ont été déformées et métamorphisées par l'orogénèse taconienne (*Daigneault, 2001*). Ces séquences sont souvent fortement redressées et sont composées de sédiments mis en place dès l'ouverture du rift jusqu'au développement de la marge passive à la fin du Protérozoïque et au début du Cambrien.

Cet ensemble est surtout représentatif de la côte nord de la péninsule gaspésienne où il constitue l'essentiel des rivages (figure 1.2). Par contre, il n'affleure qu'en de rares endroits le long de la côte méridionale gaspésienne. C'est notamment le cas, dans la région qui s'étend de Gascon à Chandler. Ces affleurements sont constitués généralement de roches volcaniques et sédimentaires, plissées et métamorphisées (faciès des schistes verts) des Groupes de Mictaw et de Maquereau. Des orthogneiss et des amphibolites forment la bordure du Groupe de Maquereau tandis que les roches sédimentaires sont composées de mudstones, siltstones, grès, arkoses et conglomérats (*Long, 2006*).

1.1.2 L'assemblage acadien

Cet ensemble est composé de sédiments de plate-forme d'âge Silurien et Dévonien déformés mais non métamorphisés lors de l'orogénèse acadienne (*Daigneault, 2001*) et est représenté par le Groupe des Chaleurs (Silurien – Dévonien), le Groupe de Matapédia (Ordovicien – Silurien) ainsi que par les grès de Gaspé (Dévonien). Pour l'ensemble, ces formations reposent en discordance sur les séquences précédentes (*Tremblay et Bourque, 1991*). Elles incluent des grès fins et grossiers, des calcaires stratifiés et de silts calcaireux, le plus souvent en alternance avec des calcaires (*Daigneault, 2001*).

Géologie de la région de la Gaspésie

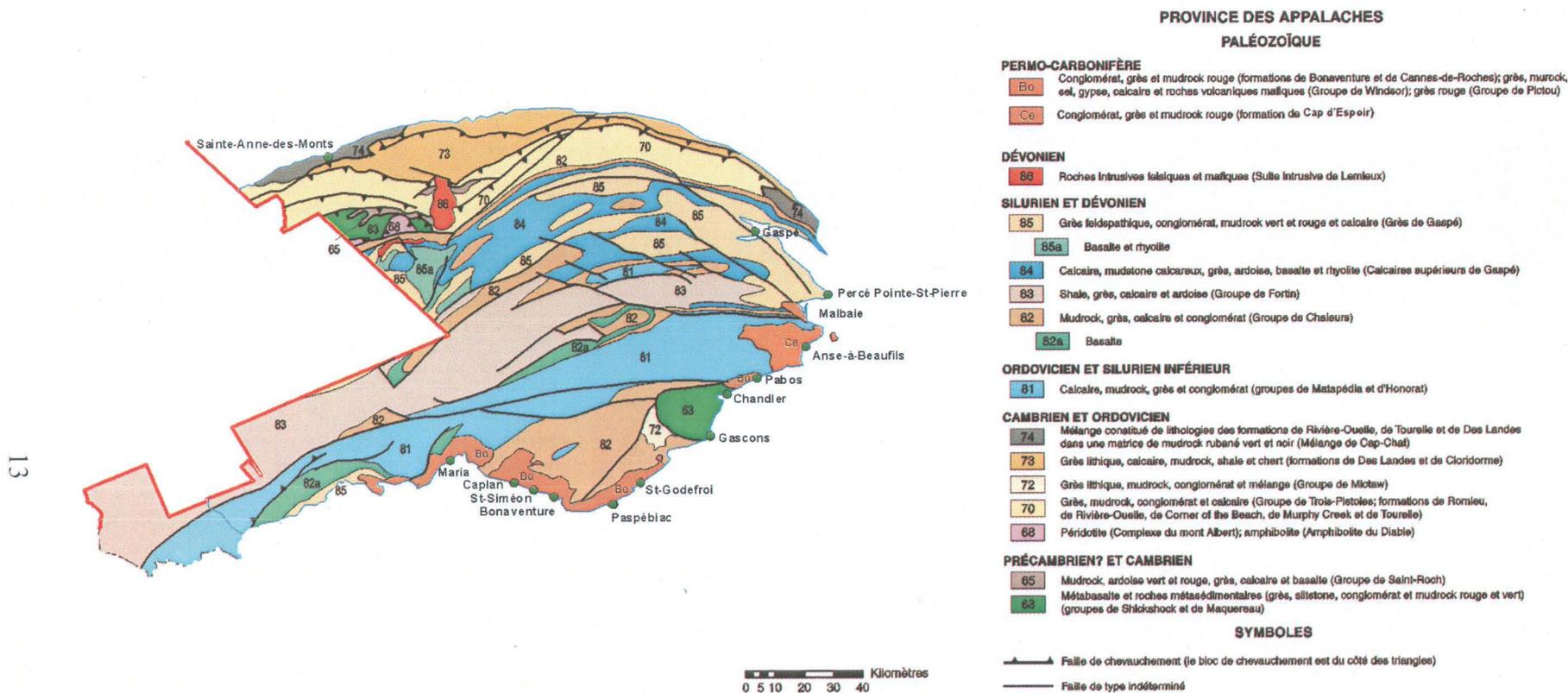


Figure 1.2 – Carte géologique de la Péninsule de la Gaspésie. (source : *Ressources Naturelles, Faunes et Parcs. Modifiée d'après Brisebois et al. (1991) et Jutras et Prichonnet (2005).*)

Cet ensemble ne se rencontre dans les zones étudiées ici que de façon extrêmement localisée au niveau des Caps Noirs de Caplan qui se situent à proximité du secteur de Saint-Siméon, au niveau du Cap Blanc dans le secteur de l'Anse-à-Beaufils, ainsi que sous la forme de petits affleurements près de l'anse à Sullivan, dans le secteur de Saint-Godefroi – Shigawake (figure 1.2).

1.1.3 L'ensemble carbonifère

Il est essentiellement représenté par les sédiments clastiques terrigènes de la **formation de Bonaventure**. Cette séquence correspond à la marge nord du bassin sédimentaire des Maritimes (*Jutras et al. 2002*) et est composée de grès et de conglomérats polygéniques à matrice carbonatée et ferrugineuse, ce qui lui donne une couleur rouge très caractéristique (*Daigneault, 2001*). La formation de Bonaventure se présente sous la forme de bancs horizontaux de grès et de conglomérats d'épaisseur variable avec de faibles pendages vers la mer (figure 1.3). Ils reposent en discordance sur les formations précédentes. Bien que cet ensemble soit peu représentatif de la géologie générale de la péninsule gaspésienne, la formation de Bonaventure est particulièrement bien représentée le long de la côte méridionale de la Gaspésie (figure 1.2).

De plus, les grès de cette formation sont particulièrement sensibles aux processus érosifs marins et climatiques et l'érosion y est plus importante que sur d'autres formations. C'est pourquoi ils constituent la source principale de sédiments actifs sur la majorité des sites étudiés. Il faut cependant noter que plusieurs autres formations géologiques, datant elles aussi de la période du Carbonifère, sont présentes dans la région. Ces successions présentent souvent des faciès sédimentaires très similaires aux clastites continentales rouges de la formation de Bonaventure et c'est pourquoi certaines d'entre elles ont longtemps été confondues avec cette dernière.

Il s'agit principalement de :

- la **formation de Cannes-de-Roches**, qui n'est visible que dans le secteur de la Malbaie, au nord de Percé (*Brisebois et al., 1991*). Elle a été décrite par Alcock dès 1935 et se compose de brèches conglomératiques de couleur rouge (membre inférieur), d'argilites (mudstones) rouges (membre moyen), et de grès arénitiques (sandstones) gris accompagnés de conglomérats contenant des débris végétaux (membre supérieur). Cette formation est la seule à avoir pu être datée avec plus ou moins d'exactitude, grâce aux spores contenus dans le membre supérieur. Son âge se situe entre le Viséen tardif et le Serpukhovien (début du Namurien, d'après la nomenclature révisée de la Commission internationale de stratigraphie dans *Gradstein et al., 2004*). Cependant, Jutras et al. (2001) remet en question l'existence même de cette formation dans une étude récente et propose d'en rattacher les membres inférieur et moyen à la formation de Bonaventure et de faire du membre supérieur une formation à part entière qu'il renomme formation de Pointe Sawyer.

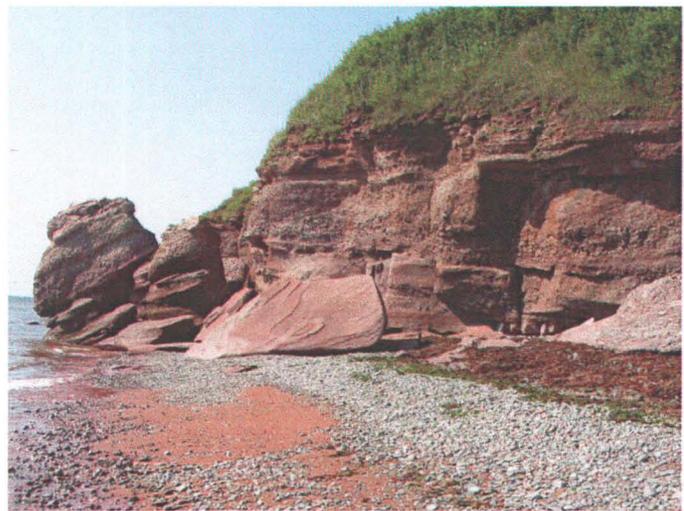


Figure 1.3 – Alternance typique de conglomérats et de grès rouges de la formation de Bonaventure (secteur de Paspébiac à gauche et secteur de Saint-Godéfrois à droite). *Photos de M. Boucher.*

- la **formation de Pointe Sawyer**, visible un peu à l'est du secteur de Bonaventure, au niveau de la Pointe Sawyer d'où elle tire son nom. Elle est composée de sédiments clastiques gris se présentant sous la forme de bancs de conglomérats et de grès et reposant en discordance sur la formation de Bonaventure. La présence de cette formation est suspectée au niveau de l'embouchure de la rivière Bonaventure bien qu'elle soit inobservable en raison des épais dépôts alluviaux quaternaires et modernes qui recouvrent entièrement le socle rocheux à cet endroit (*Jutras et al., 2001*).
- la **formation de Cap d'Espoir**, visible dans le secteur de l'Anse-à-Beaufils où elle constitue l'essentiel des falaises. Elle se caractérise par une succession de rythmites de grès arénitiques (sandstones) et d'argilites (mudstones) rouges qui contrastent avec les dépôts terrigènes plus grossiers de la formation de Bonaventure qui la recouvre (*Jutras et Prichonnet, 2005*).

1.1.4 Les dépôts du Quaternaire

Au Quaternaire, la topographie de la péninsule gaspésienne a été grandement remodelée par plusieurs calottes glaciaires continentales qui ont recouvert la région au fil des glaciations et ont érodé, charrié et déposé d'importantes quantités de matériaux meubles (*Hocq et Martineau, 1994*).

En Gaspésie, la dernière calotte semble avoir entamé son retrait il y a environ 14 ka. Il a été accompagné par une transgression marine qui aurait débuté il y a environ 13 ka et qui a permis aux eaux de la mer de Goldthwait de pénétrer dans la baie (*Syvitski, 1992*). Le niveau de la mer aurait atteint son plus haut point à + 100 m dans la partie interne de la baie vers 13,2 ka, + 67 m dans la partie orientale vers 12,3 ka (*Rampton et al., 1984*) et + 46 m dans le secteur de Bonaventure (*Gray, 1987*). Le retrait des glaces était terminé il y a 10 ka (*Lebuis et David, 1977*).

Les sédiments déposés lors de la période post-glaciaire consistent en trois sortes (*Long, 2006*) : des dépôts grossiers proximaux, des dépôts deltaïques sableux mis en place durant les périodes de régressions marines, des dépôts prodeltaïques distaux mis en place lors des périodes de transgressions marines et composés de sédiments fins tels que des silts et des argiles.

Lors de la première phase transgressive qui a accompagné la déglaciation de la région, des dépôts sédimentaires silto-argileux se mirent en place sur des épaisseurs moyennes de 5 à 10 mètres (15 m localement), recouvrant les formations antérieures et lissant la morphologie préexistante. Ces sédiments fins se retrouvent sur l'arrière-plage de la majeure partie des littoraux gaspésiens non rocheux actuels. C'est notamment le cas dans les secteurs de Maria, Saint-Siméon, Bonaventure et Paspébiac.

A cette première transgression marine succéda une période de régression marine forcée causée par le rebond glacio-isostatique rapide qui suivit le retrait des glaces dans cette région. Lors de cette phase régressive, qui se déroula il y a entre 8 et 10 ka, *Syvitski et Praeg (1989)* estiment que le niveau marin descendit jusqu'à environ 70 m sous son niveau actuel. De récentes études contredisent toutefois cette estimation et semblent indiquer que le niveau marin ne serait pas descendu en dessous de -15 m le long de la côte nord du Nouveau-Brunswick (*Forbes et al., 2004*) et de -10 m dans les secteurs de Maria, Saint-Siméon et Bonaventure (*Long, 2006*). Les dépôts prodeltaïques fins composant le cortège transgressif furent alors érodés et incisés par des vallées fluviales. Les sédiments mis en place lors de cette régression marine sont plus grossiers et correspondent en général à la progradation de dépôts deltaïques sableux.

A la fin du rebond glacio-isostatique, la remontée marine mondiale reprit le pas sur la remontée eustatique et une seconde phase transgressive débuta dans la région, il y a environ 8 ka (*Syvitski, 1992*). Des sédiments fins transgressifs remplirent petit à petit les vallées incisées qui s'étaient formées durant l'épisode de régression forcée.

Au fur et à mesure de la remontée marine, la mer submergea les formations existantes et la partie sommitale des dépôts régressifs commença à être érodée par les houles provoquant l'apparition d'une couche sédimentaire typique de remaniement constituée de matériaux grossiers (Long, 2006). Les dépôts de cette seconde phase transgressive sont moins épais que ceux de la première phase, généralement inférieurs à 2 mètres, et ne se rencontrent que sur la partie sous-marine des côtes actuelles.

1.1.5 Le système côtier actuel

Le système côtier actuel de la baie des Chaleurs est donc formé d'un assemblage de dépôts de haut niveau marin provenant de la première invasion marine qui a suivi l'épisode glaciaire du Wisconsin, de dépôts de bas niveau marin mis en place lors de la dernière régression marine ainsi que d'affleurements rocheux datant du Paléozoïque.

Le littoral gaspésien méridional est dominé par des côtes rocheuses représentées par la séquence Carbonifère. Les dépôts meubles, pour leur part, sont surtout visibles dans les plaines côtières et au niveau des estuaires des grands cours d'eau de la région. Ils se présentent sous la forme de talus fluvio-glaciaires de hauteur variable occupant l'arrière-plage (figure 1.4).

Ces dépôts sont généralement composés de matériel transgressif et régressif très friable et sont soumis dans la plupart des cas à une érosion marine intense. Le matériel érodé contribue pour une part importante au transport sédimentaire littoral et participe à l'alimentation des nombreuses flèches sablo-graveleuses que l'on rencontre dans cette région (figure 1.5).

La majorité de ces flèches sédimentaires se développent à l'embouchure des rivières et délimitent souvent des lagunes côtières peu profondes et plus ou moins vastes. Ces systèmes lagunaires sont désignés dans la région sous le terme de «barachois».



Figure 1.4 – Exemple de talus fluvio-glaciaire (secteur de Maria). *Photo de R. Xhardé.*



Figure 1.5 – Exemple de flèche littorale se développant le long du littoral gaspésien (secteur de Saint-Siméon, embouchure de la rivière Petite-Bonaventure). *Dans la partie droite de cette image, le marais de Saint-Siméon est visible ainsi que la barrière de gravier transgressive qui le délimite. Mosaïque réalisée à partir de vues vidéographiques (source: GÉO-3D Inc.).*

Il existe également, le long de la côte gaspésienne, de rares exemples de barachois sans rivière. Ce type de structure géomorphologique se présente généralement sous la forme d'un saillant triangulaire, ou cuspidé, dont la base est constituée par la côte et les deux côtés par des barrières littorales. C'est notamment le cas à Paspébiac (figure 1.6). Son ouverture sur la mer se fait par une passe très instable qui peut se fermer pendant des périodes de temps assez longues (Logimer, 1984). L'eau de la lagune y est nettement plus salée que dans le cas des barachois de rivière.

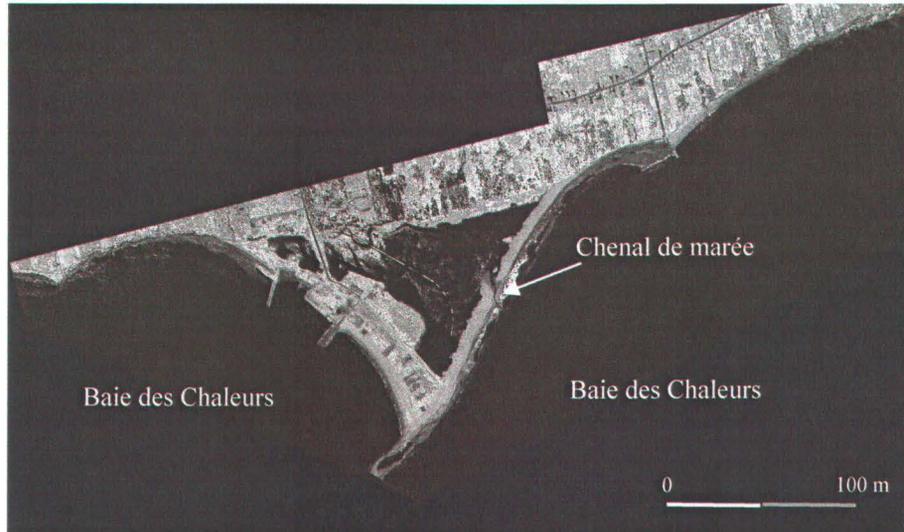


Figure 1.6 – Barachois de Paspébiac. Il s'agit d'une image de synthèse réalisée à partir des intensités laser du LiDAR. La mer et la lagune apparaissent plus sombres en raison de la plus forte absorption des rayonnements infrarouges du laser par l'eau.

Malgré l'érosion des dépôts transgressifs qui occupent ponctuellement l'arrière-plage, la proportion de sédiments fins présents sur les plages reste en général très faible et aucun système dunaire d'importance ne forme l'arrière-plage le long de ce littoral. Au mieux, des embryons de dunes peuvent être observés le long des talus ou des ouvrages de protections. Les plages sont généralement étroites et composées d'un mélange de sédiments grossiers et très grossiers, tels que du sable, des graviers et des galets (figure 1.7).

Le haut de plage est la plupart du temps inexistant sauf au niveau des flèches littorales ou en amont des obstacles à la dérive littorale où les plages sont plus larges et plus développées. La couverture sableuse est généralement discontinue et dépasse rarement une dizaine de centimètres d'épaisseur. Dans les secteurs où l'arrière-plage est dominé par les falaises, les plages consistent le plus souvent en un simple placage de sable de quelques centimètres d'épaisseur jonché de débris provenant de l'érosion des falaises (figure 1.8).

L'avant-plage, ou plage sous-marine, est constituée généralement par des affleurements rocheux et des surfaces d'érosion formant des platiers. Ceux-ci peuvent parfois être recouvert d'un fin placage de sable et de galets provenant de l'érosion du littoral, de la couche sédimentaire de remaniement mise en place lors de la remontée marine ou de petits cônes deltaïques (Long, 2006).

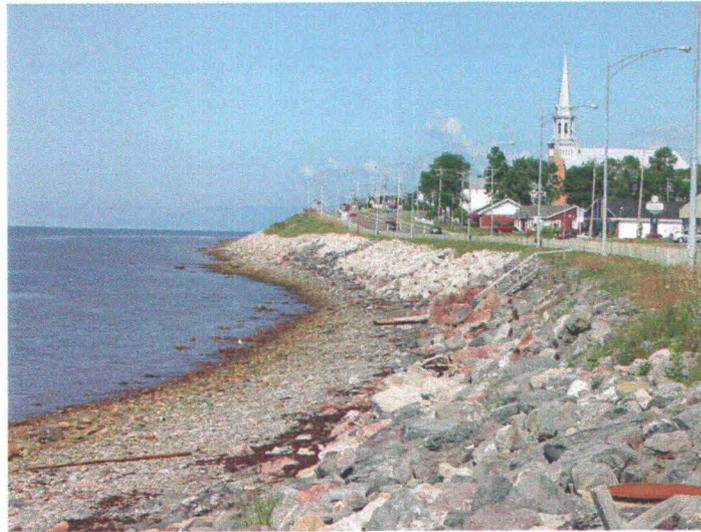


Figure 1.7 – Exemple de plage graveleuse typique de la Gaspésie (secteur de Saint-Siméon). Cette photo montre non seulement l'étroitesse des plages de ce secteur, mais aussi la proximité des infrastructures humaines et les mesures de protection mises en œuvre qui dénaturent le littoral. Photo de R. Xhardé.

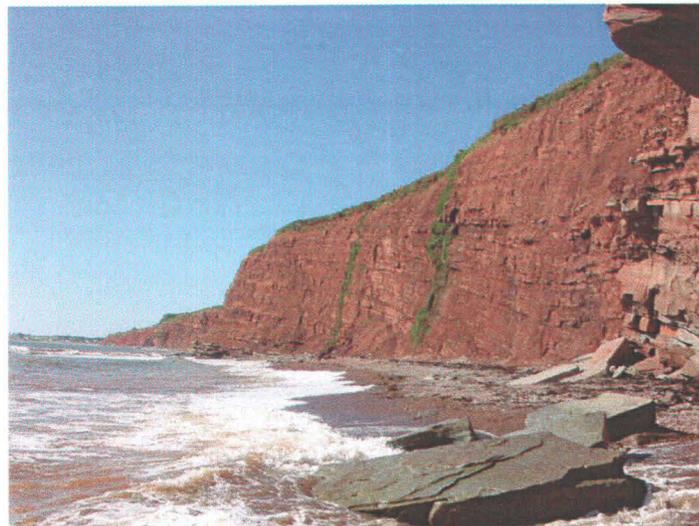


Figure 1.8 – Exemple de plage au pied d'une falaise (secteur de l'Anse-à-Beaufils). Plusieurs blocs de grès provenant de la chute de surplombs sont visibles au premier plan. Photo de M. Boucher.

L'avant-plage est souvent colonisée, près de la côte, par des herbiers de zostère marine (*Zostera marina*) se développant dans les sédiments sableux et graveleux (figure 1.9). En plus grande profondeur, ce sont des champs de laminaires qui se développent sur les faciès grossiers et sur le substratum rocheux. Les échanges sédimentaires entre la côte et le large sont ainsi limités par la présence de ces herbiers et champs d'algues sur la plage sous-marine qui atténuent les houles et favorisent la sédimentation (Long, 2006) (figure 1.10).

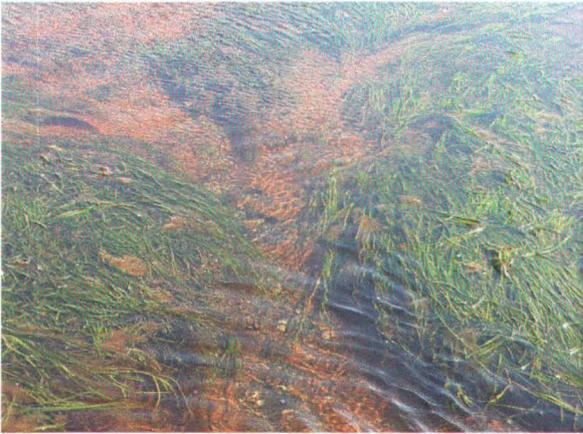


Figure 1.9 – Herbier de zostère marine (*Zostera marina*) sur l'avant-plage de Saint-Siméon. Photo de R. Xhardé.



Figure 1.10 – Atténuation des vagues due à la présence d'un herbier sous-marin (secteur du marais de Saint-Siméon). Photo de R. Xhardé.

1.2 Contexte hydrodynamique

1.2.1 Physiographie de la baie des Chaleurs

La péninsule gaspésienne constitue la limite septentrionale de la baie des Chaleurs, la limite méridionale étant formée par les côtes du Nouveau-Brunswick (figure 1.11). Cette baie est située dans le sud du golfe du Saint-Laurent et se présente sous la forme d'un large bassin peu profond rempli de sédiments non consolidés. Elle s'étend sur une longueur d'environ 180 km selon une direction approximativement est-ouest et affiche une largeur moyenne de 38 km (Syvitski, 1992).

Malgré une taille relativement modeste, la baie des Chaleurs est le 4^e estuaire en importance dans l'est du Canada après ceux du Saint-Laurent, de la baie de Fundy et de l'inlet Hamilton. En raison des interactions importantes entre les courants de marée, les déversements d'eau douce et le brassage des vagues, cet estuaire est de type partiellement mélangé. Son bassin de drainage s'étend sur 25800 km² et il reçoit 26 km³ d'eau douce par an (Syvitski, 1992).



Figure 1.11 – Carte générale de la péninsule de Gaspésie. (source : Ministère des transports du Québec)

De nombreux petits cours d'eau et rivières débouchent dans la baie des Chaleurs et contribuent à l'apport en eau douce et en sédiments (figure 1.12). Les principales rivières sont la Restigouche qui, avec un débit de 7,2 km³/a, contribue à environ 50 % des apports en eau douce de la baie, la Matapédia, la Cascapédia, la Petite Cascapédia et la Bonaventure (tableau I).

Les apports sédimentaires des cours d'eau, bien qu'encore très mal connus dans cette région, semblent représenter une composante non négligeable du bilan sédimentaire côtier local.

La plupart de ces rivières se déversent en effet dans de petits bassins semi fermés qui empêchent les sédiments charriés par les rivières et les ruisseaux de migrer vers le centre de la baie. Les sédiments sont ainsi piégés à proximité des côtes où ils pourront ensuite être remobilisés par les vagues lors des tempêtes et alimenter les plages adjacentes.

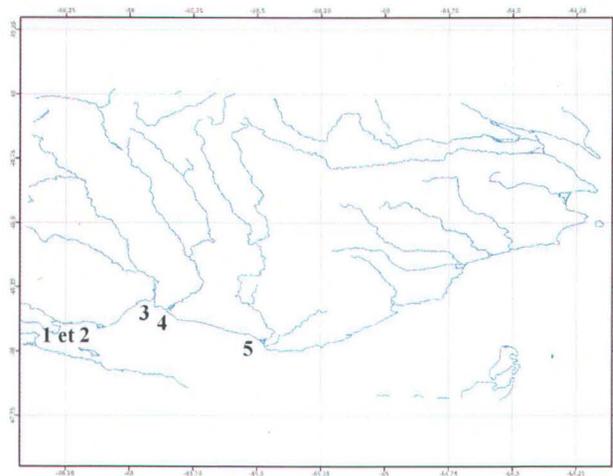


Figure 1.12 – Carte hydrologique de la Gaspésie. Les principales rivières sont indiquées par des chiffres. 1 = la Restigouche ; 2 = la Matapédia ; 3 = la Cascapédia ; 4 = la Petite Cascapédia ; 5 = la Bonaventure.

Tableau I – Débits des principales rivières de Gaspésie se jetant dans la baie des Chaleurs.

Rivière	Débit moyen (m^3/s)	Débit max. (m^3/s)	Débit min. (m^3/s)
Restigouche	163	3140	11,2
Matapédia	57,2	940	4,9
Bonaventure	46	765	3,5
Cascapédia	41	831	2,9
Petit Cascapédia	29,9	493	3,2

D'un point de vue bathymétrique, le bassin de la baie des Chaleurs présente deux seuils, l'un à -22 m et l'autre à -90 m, ainsi que deux bassins. Le bassin intérieur est situé juste à l'embouchure de la rivière Restigouche et n'excède pas -33 mètres de profondeur tandis que le bassin extérieur est plus étendu et plus profond, atteignant -135 m au large du Cap d'Espoir. A proximité des côtes, la profondeur oscille en général entre 0 et -3,5 m pour les premiers 500 m (Daigneault, 2001).

1.2.2 Les marées

La baie des Chaleurs est caractérisée par des marées mixtes semi diurnes. En raison de sa forme échancrée, l'amplitude des marées, bien que faible, varie fortement d'un endroit à l'autre, les plus grands marnages étant observés à l'extrémité ouest de la baie, près de l'embouchure de la Restigouche (figure 1.13). Ainsi, le marnage moyen observé à Carleton est de 1,9 m (2,7 m lors des grandes marées d'équinoxe) alors qu'il n'est que de 1,1 m (1,7 m) au port de référence de Pointe-Saint-Pierre (tableau II).



Figure 1.13 – Carte des principaux ports de la baie des Chaleurs. *Le port principal est en blanc et les ports secondaires en noir (source : Service hydrographique du Canada).*

Tableau II – Marnages et courants dans la baie des Chaleurs.

Ports	Marnage moyen (m)	Marnage max. (m)	Courant de flot (nœud)	Courant de jusant (nœud)
Pointe-Saint-Pierre	1,1	1,7	1,1	0,7
Grande-Rivière	1,1	1,8	1,0	1,0
Port-Daniel	1,3	2,0	1,0	1,0
Paspébiac	1,5	2,2	1,0	1,0
Pointe Howatson	1,7	2,5	1,0	1,0
Carleton	1,9	2,7	2,0	2,0

Ces fluctuations du niveau marin sont responsables de courants de marée. Selon Syvitski (1992), les courants de flot tendent à être plus forts le long de la rive nord de la baie que de la rive sud. La situation serait inversée pour les courants de jusant, ceux-ci étant plus intenses le long de la rive sud.

Cependant ces informations ne sont pas corroborées par le Service hydrographique du Canada qui considère les courants de marées comme étant réguliers dans toute la baie, leur vitesse excédant rarement 1 noeud (~ 51 cm/s), sauf dans la partie ouest de la baie où des courants de 2 noeuds (~ 1 m/s) sont observés. De telles vitesses sont également observées localement au niveau des passes et des chenaux de marées.

Il faut remarquer cependant que ces vitesses restent exceptionnelles et que les courants présentent habituellement des vitesses plus faibles oscillant entre 15 et 40 cm/s (Renaud, 2000). Ces vitesses restent néanmoins suffisantes pour permettre le transport des argiles et des sables (Komar, 1976).

1.2.3 Les houles

À l'entrée de la baie des Chaleurs, le régime dominant des houles est le même que celui qui contrôle le golfe du Saint-Laurent. Il est caractérisé par des houles pouvant atteindre 6,9 m de hauteur significative et des périodes de 9 secondes ou plus. Occasionnellement, ces houles pénètrent plus loin à l'intérieur de la baie des Chaleurs, remaniant les fonds marins jusqu'à une profondeur de 68 m (Syvitski, 1992). Cependant, de telles houles restent exceptionnelles et celles observées dans la baie ont généralement des hauteurs moyennes de 2,1 m et des périodes de 9 secondes (Schafar, 1977). Les houles de tempête peuvent quant à elles atteindre des hauteurs de 4,9 m pour des périodes de 7 à 8 secondes.

Une autre conséquence des tempêtes est la formation de surcotes. Une étude exhaustive effectuée par Forbes et al. (2004) et portant sur les variations du niveau marin relatif depuis le début du siècle le long de la côte nord de l'Île-du-Prince-Édouard, révèle que 5 surcotes par an s'y produisent en moyenne depuis 1950.

La hauteur moyenne de ces surcotes est généralement comprise entre 0,6 et 0,9 m mais elles peuvent exceptionnellement dépasser 1,3 m. Ce fut par exemple le cas lors du passage de trois tempêtes majeures le long des provinces Atlantiques en janvier 2000 (951 hPa), octobre 2000 (979 hPa) et novembre 2001 (958 hPa). Les données marégraphiques de la ville de Charlottetown montrent que les surcotes générées par ces trois tempêtes étaient respectivement de 2,0 m, 1,5 m et 2,2 m. De plus, des houles significatives de 7 mètres et de 13,3 secondes de période accompagnaient la surcote lors de la tempête d'octobre 2000 (*Forbes et al., 2004*).

1.2.4 Les courants de surface

La circulation des eaux de surface dans la baie des Chaleurs est alimentée par l'entrée des eaux froides du courant de Gaspésie le long de la côte gaspésienne ainsi que par des courants produits par la décharge des rivières et orientés d'ouest en est le long de la côte du Nouveau-Brunswick (*Syvitski, 1992*). Ces deux courants opposés sont à l'origine d'une circulation cyclonique dans la baie (figure 1.14). Cependant ces courants sont très faibles, leur vitesse moyenne étant généralement comprise entre 4 et 10 cm/s (*Gan et al., 2004*). Ils peuvent néanmoins varier fortement en intensité et en direction au cours de l'année.

En plus de la formation des vagues, les vents sont également responsables de l'apparition, dans la couche de surface, de courants dus aux forces de cisaillement au niveau de l'interface océan – atmosphère. La vitesse des courants ainsi produits peut être estimée empiriquement au moyen d'abaques. Elle est d'environ 3 % de la vitesse du vent au large et jusqu'à 5 % en zone littorale (*Komar, 1976*). Ainsi, un vent qui atteint une vitesse supérieure à 15 km/h peut créer un courant susceptible d'entraîner des sédiments sableux.

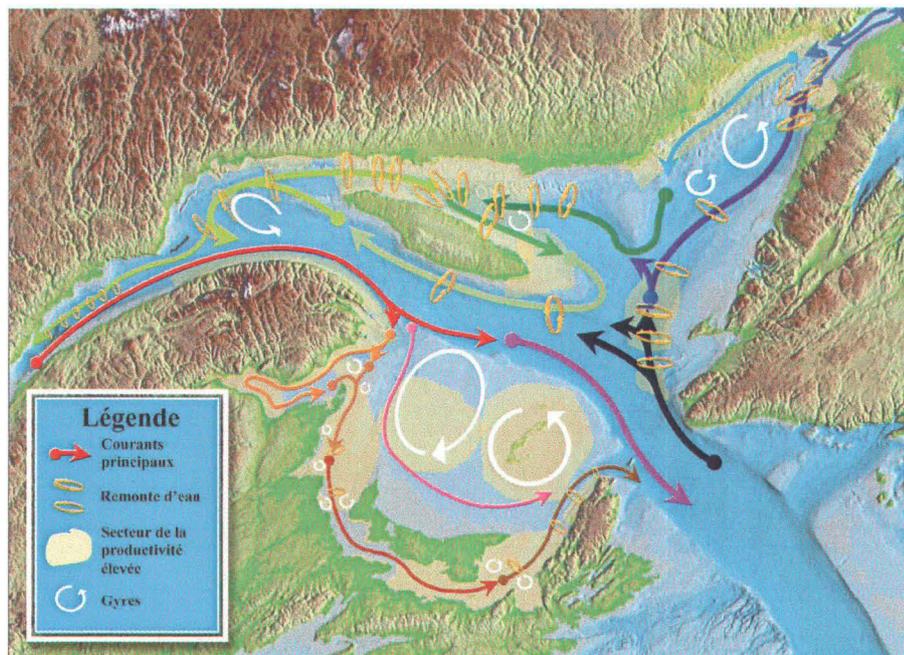


Figure 1.14 – Carte des courants de surface dans l'estuaire du golfe du Saint-Laurent. *Le courant de Gaspésie apparaît en rouge. La circulation cyclonique dans la baie des Chaleurs y est visible (source : Pêches et Océans Canada).*

1.3 Contexte climatique et météorologique

1.3.1 Température, pluviométrie et englacement

La baie des Chaleurs, comme l'ensemble de la péninsule gaspésienne, appartient à la zone tempérée froide (zone sub-polaire et sub-humide intermédiaire selon la classification de Litynski (1984, 1986)). Les hivers dans cette région sont relativement froids et les étés relativement chauds. Les données climatiques indiquent que les températures mensuelles moyennes varient entre -11,2°C en janvier et 17,8°C en juillet à Caplan (tableau III). Les précipitations moyennes, pour leur part, varient peu au cours de l'année avec un minimum de 57 mm en février et un maximum de 95,4 mm en juillet. La moyenne annuelle des précipitations liquides est de 753 mm. Les précipitations neigeuses durant l'hiver sont, elles aussi, assez constantes avec 40 à 60 cm de neige. L'accumulation neigeuse moyenne sur l'année est de 230 cm (tableau III).

Tableau III – Température et précipitations moyennes mensuelles à Caplan.

<i>Températures annuelles 1971-2000</i>													
Paramètres	Jan.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Annuel
Max. (°C)	-6,6	-4,9	0,5	6,4	14,1	19,7	22,6	21,8	16,7	10,3	3,4	-3,4	8,4
Min. (°C)	-15,8	-14,5	-8,6	-1,9	4	9,5	13	12,2	7,6	2,5	-3,3	-11,4	-0,6
Moyenne (°C)	-11,2	-9,7	-4,1	2,3	9,1	14,6	17,8	17	12,1	6,4	0	-7,4	3,9
<i>Précipitations annuelles 1971-2000</i>													
Paramètres	Jan.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Annuel
Pluie (mm)	16,7	10,2	28,1	56,2	90,6	90,4	95,4	95,3	82,0	92,2	69,6	26,5	753,1
Neige (cm)	60,3	46,3	41,3	15,2	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	15,3	51,3	230,1

En zone tempérée froide, le gel des eaux marines débute en général à la mi-janvier et s'achève vers la fin du mois de mars (*Cardinal, 1967*). C'est le cas dans la baie des Chaleurs qui se voit ainsi englacée pendant environ 3 mois. L'épaisseur des glaces est assez variable, Renaud (*2000*) ayant mesuré des épaisseurs variant entre 30 cm à Port-Daniel et 120 cm à Percé pour une épaisseur moyenne de 45 cm.

Les glaces marines influencent le littoral de deux façons opposées. D'une part, elle protègent les berges contre l'érosion marine durant l'hiver en atténuant les houles et en réduisant fortement l'action des vagues. D'autre part, elles contribuent à l'érosion des côtes au moment de la fonte en érodant mécaniquement le pied des falaises et en entraînant vers le large des blocs et des sédiments (*Daigneault, 2001*).

1.3.2 *Les vents*

Il existe peu de données sur les conditions de vent dans la baie des Chaleurs. Les plus complètes sont fournies par les stations de Gaspé A (Québec), Charlo A (Nouveau-Brunswick) et des îles Miscou (Nouveau-Brunswick). Toutefois, la géographie des deux premières stations interfère fortement avec les enregistrements, de sorte que les données fournies par ces stations ne sont pas vraiment représentatives de l'ensemble de la baie (*Poirier, 2001*).

Par conséquent, seules les données relevées aux îles Miscou seront utilisées dans cette étude. Ces données couvrent une période allant du 15 avril 1977 au 15 décembre 2001.

L'analyse statistique des vents pour cette période indique que les vents dominants sont principalement des secteurs ouest et sud. Pour plus de 67 % des observations, les vitesses sont relativement modérées et n'excèdent pas 20 km/h. Les vents plus violents, c'est à dire présentant des vitesses moyennes supérieures à 50 km/h, sont nettement moins fréquents et ne représentent que 0,61 % des observations. Ils sont généralement de secteurs nord à nord-est (0,40 %) ou de secteurs ouest-sud-ouest à nord-nord-ouest (0,15 %). Cependant, la configuration particulièrement allongée de la baie est à l'origine d'un "effet de couloir" qui peut sensiblement modifier les directions dominantes ainsi que les vitesses moyennes et les fréquences des coups de vent dans la partie interne de la baie.

1.4 Description des secteurs étudiés

Dans le cadre du projet de recherche "Applications Géomatiques Adaptées pour l'Exploration des Ressources et des Risques Naturels", neuf secteurs ont été sélectionnés le long du littoral gaspésien afin d'évaluer les apports potentiels des nouvelles techniques de télédétection aériennes (LiDAR et vidéogrammétrie) à l'étude de l'érosion côtière et des risques qui y sont associés. Ces neuf secteurs ont été choisis en raison de l'existence de problèmes liés à l'érosion et aux risques naturels côtiers à ces endroits. Ces sites sont d'ailleurs suivis depuis plusieurs années par les services du Ministère des Transport du Québec en raison des risques importants qui menacent la route nationale 132. Divers ouvrages protecteurs (épis, jetées, enrochements, murs en béton ou en palplanches) ont d'ailleurs dû être mis en place en de nombreux endroits afin d'atténuer l'érosion et de réduire les risques, dénaturant ainsi d'importantes portions de côte et perturbant les échanges sédimentaires. Ces secteurs constituent, en outre, un échantillonnage assez représentatif des environnements côtiers de ce secteur (falaises, talus, plages sablo-graveleuses, barachois, marais intertidaux) et de la géologie locale.

Ils s'étendent chacun sur une dizaine de kilomètres et sont répartis sur environ 120 km de côte, le long de la rive nord de la baie des Chaleurs (figure 1.15). La dispersion des secteurs permet d'étudier des côtes soumises à des conditions hydrodynamiques variées, allant de conditions de faible énergie dans la partie interne de la baie à des conditions de forte énergie pour la partie orientale de la baie.



Figure 1.15 – Localisation géographique des neuf secteurs d'étude choisis le long de la baie des Chaleurs. (source de l'image : Google Earth).

1.4.1 Le secteur de Maria

1.4.1.1 Géomorphologie côtière

Ce secteur occupe la rive ouest de la baie de la rivière Cascapédia. Il est limité à l'ouest par les falaises des Caps-de-Maria et à l'est par l'embouchure de la rivière Verte (figure 1.16). Il s'agit d'une portion du littoral relativement rectiligne, d'une longueur de 10 km environ et orientée sud-ouest nord-est.

Les falaises des Caps-de-Maria, situées dans la partie occidentale de ce secteur, sont des falaises vives composées de lits argileux, sableux et graveleux alternés (*Ulmann et Long, 2002*).

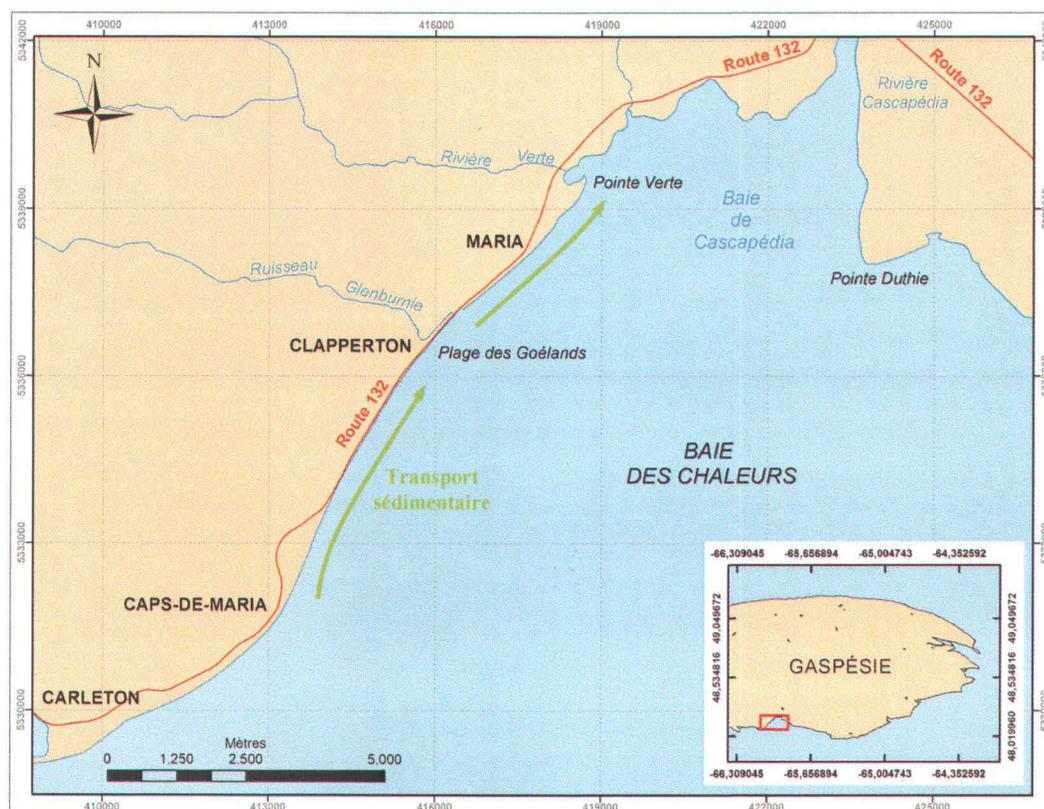


Figure 1.16 – Localisation du secteur de Maria. *Le système de référence de la carte principale est en projection modifiée transverse de Mercator zone 6 (MTM6). Celui de la carte en vignette est en coordonnées géographiques (latitude et longitude).*

Ces falaises peuvent atteindre une hauteur de 10 mètres mais elles diminuent progressivement vers l'est pour être remplacées par des talus de sédiments meubles cohésifs composés principalement d'argile et de sable (*Cloutier, 2003b*) (figure 1.17). Ils s'étendent jusqu'à l'endroit où la route nationale 132 commence à longer la côte. Ces falaises et ces talus sont soumis à l'action des vagues à marée haute et présentent de nombreuses niches d'arrachement et loupes de glissement de matériaux meubles, provoquant un recul marqué du trait de côte au détriment des propriétés installées au sommet.

A partir du remblai de la route 132, la majeure partie du secteur, soit environ 7 km, est constituée d'une plage de sable grossier, de graviers et de galets (figure 1.18) qui s'étend vers l'est jusqu'à l'embouchure de la rivière Verte. De petits cônes deltaïques sont présents sur le bas de plage à l'embouchure des différents cours d'eau mais l'apport sédimentaire reste relativement faible (*Morneau et al., 2001c*). La zone intertidale est particulièrement étendue et une barre d'avant-côte discontinue est présente sur la plage sous-marine (figure 1.19).

Le haut de plage est, quant à lui, inexistant et un mur de protection continu, en bois puis en béton, protège la route nationale 132 de l'action de la mer (*Morneau et al., 2001c*). Des enrochements sont présents à certains endroits plus sensibles pour renforcer le mur de protection mais leurs extensions restent limitées (3 zones de 150-200 mètres et 3 zones de 10-30 mètres pour un total d'environ 610 mètres de côte protégée par enrochement).

Ce secteur est donc particulièrement sensible en raison des risques importants que fait courir l'érosion marine à cette route. La zone d'étude s'achève à l'est par un vaste marais intertidal situé à l'embouchure des rivières Verte et Cascapédia (figure 1.20).



Figure 1.17 – Exemples de talus en érosion dans le secteur de Maria. *Photos de R. Xhardé (à gauche) et M. Ulmann (à droite).*



Figure 1.18 – Exemples de plage sablo-graveleuse dans le secteur de Maria. *Le mur en bois protégeant la route 132 de l'action des vagues est visible en arrière-plan. Photos de M. Ulmann (à gauche) et de M. Boucher (à droite).*



Figure 1.19 – Vue aérienne de la barre d’avant-côte, secteur de Maria. *Mosaïque réalisée à partir de vues vidéographiques (source : GÉO-3D Inc.).*

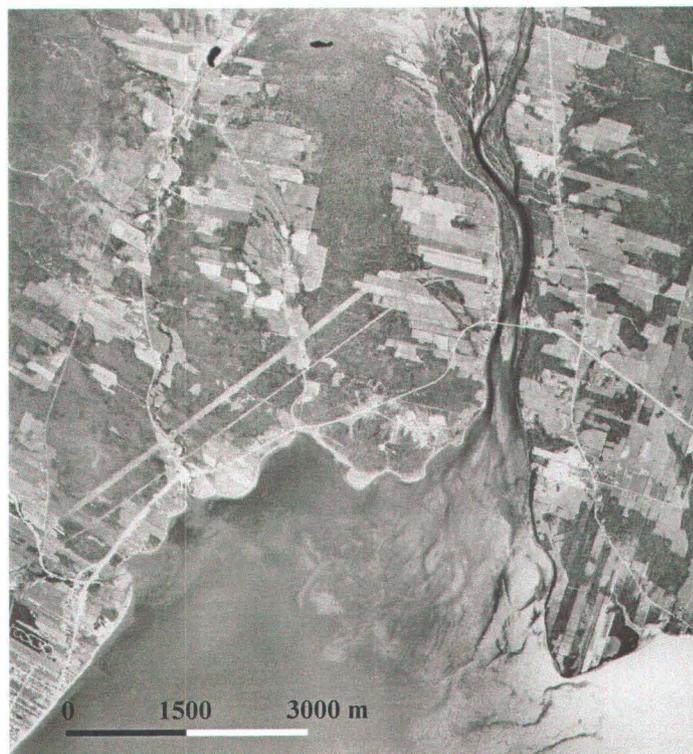


Figure 1.20 – Vue aérienne de l’embouchure des rivières Verte et Cascapédia (1981). *Photographie aérienne (source : Ministère des Ressources naturelles et de la Faune).*

1.4.1.2 Hydrodynamisme et transport littoral

Comme partout dans la baie, les marées y sont de type mixte semi-diurne. L’amplitude moyenne des marées dans ce secteur est de 1,9 m tandis que l’amplitude des grandes marées y est de 2,6 m (tableau IV).

Les vents dominants sont principalement de secteur ouest et les vents de tempêtes de secteur nord-nord-est (*Poirier, 1999b*). Par leur influence sur le régime des vagues, ils sont responsables d'un transport sédimentaire littoral orienté du sud-ouest vers le nord-est, c'est à dire des Caps-de-Maria vers la Pointe Verte (figure 1.15). Ce transport peut cependant s'inverser temporairement en fonction des conditions de vents (*Morneau et al., 2001c*). La disponibilité en sédiments est néanmoins assez faible, les apports provenant essentiellement de l'érosion des falaises des Caps-de-Maria et des petits ruisseaux de ce secteur (*Morneau et al., 2001c*).

Tableau IV – Niveau des marées pour le secteur de Maria. (d'après Poirier, 1999b)

<i>Marées</i>	<i>Coordonnées marégraphiques</i>	<i>Coordonnées géodésiques</i>
Marée haute extrême	3,24 m	2,35 m
Pleine mer supérieure de grande marée	2,64 m	1,75 m
Marée haute moyenne	2,12 m	1,23 m
Niveau moyen des eaux	1,17 m	0,28 m
Marée basse moyenne	0,19 m	-0,70 m
Basse mer inférieure de grande marée	0,03 m	-0,86 m
Marée basse extrême	-0,57 m	-1,46 m

1.4.2 Le secteur de Saint-Siméon

1.4.2.1 Géomorphologie côtière

Ce secteur est situé à 40 km à vol d'oiseau à l'est du secteur de Maria et s'étend sur une distance d'environ 6 km. Il est limité à l'ouest par l'embouchure du Ruisseau Leblanc et à l'est par le marais de Saint-Siméon. Il présente un trait de côte assez rectiligne, orienté nord-ouest sud-est (figure 1.21).

Dans la partie occidentale du secteur, la route longe tout d'abord des falaises vives d'une hauteur moyenne de 12 mètres (figure 1.22). Ces falaises sont formées de grès et de silts de la formation de Bonaventure et subissent une érosion importante. La plage qui les borde est généralement étroite et le haut de plage inexistant.

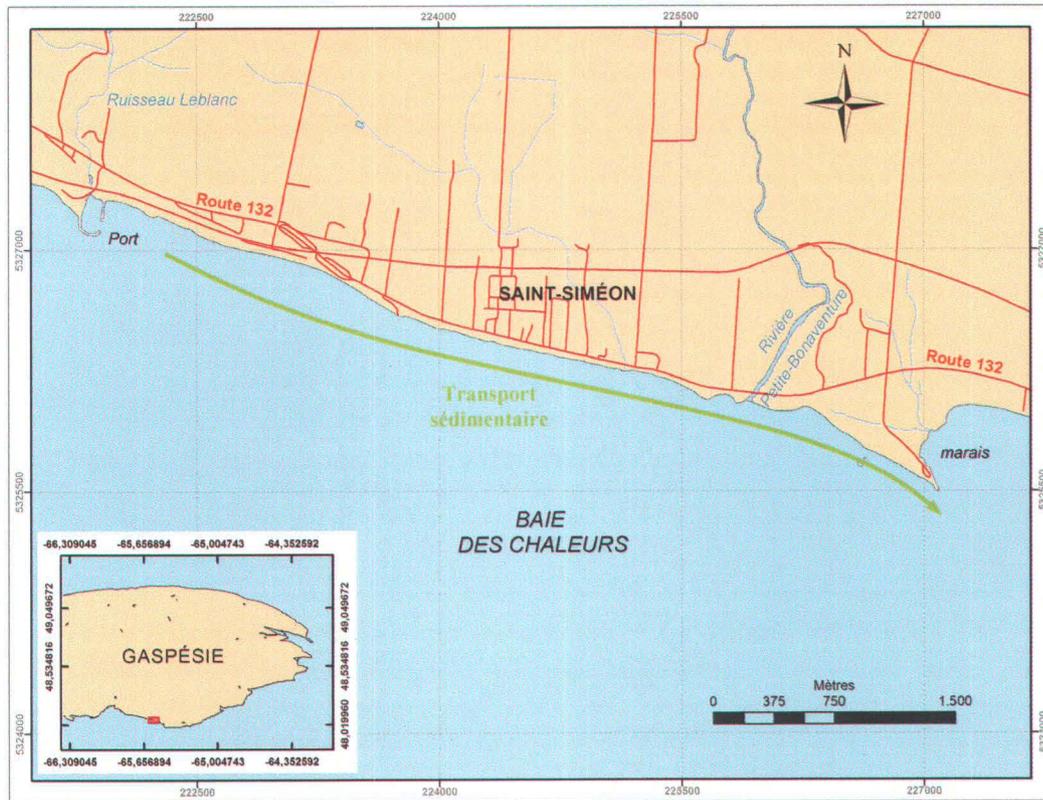


Figure 1.21 – Localisation du secteur de Saint-Siméon. *Le système de référence de la carte principale est en projection modifiée transverse de Mercator zone 5 (MTM5). Celui de la carte en vignette est en coordonnées géographiques (latitude et longitude).*

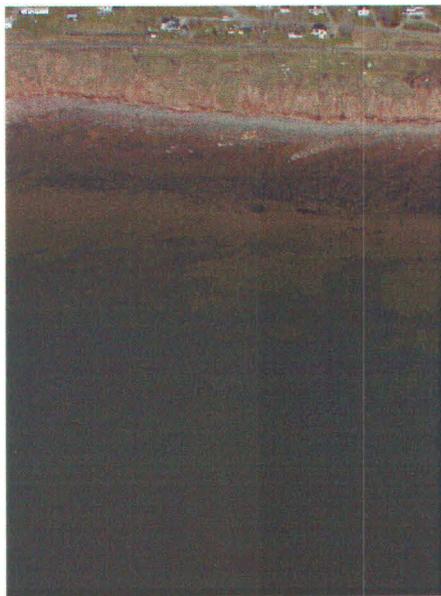


Figure 1.22 – Exemple de falaise, secteur de Saint-Siméon. *Prise de vue vidéographique oblique (source: GÉO-3D Inc.).*

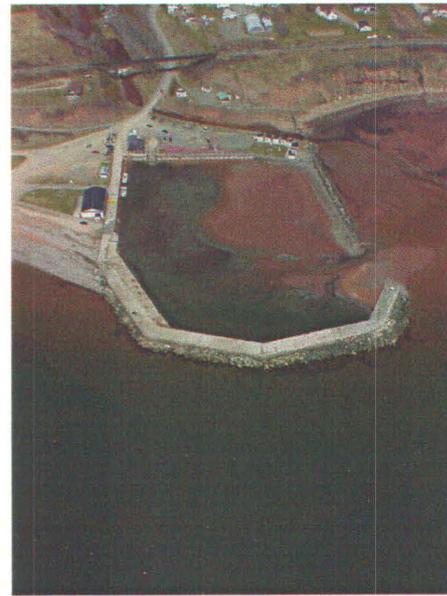


Figure 1.23 – Vue aérienne du vieux port du ruisseau Leblanc. *Prise de vue vidéographique oblique (source: GÉO-3D Inc.).*

Un mur en bois protège le pied des falaises de l'action de vagues sur une longueur de 1,7 km. L'avant-plage consiste quant à elle en une plate-forme rocheuse rarement recouverte de sédiments. Il y a également, dans cette partie du secteur, un ancien port de pêche désaffecté au niveau de l'embouchure du Ruisseau Leblanc. Ce port présente un ensablement important (figure 1.23) et perturbe considérablement le transport littoral qui est orienté d'ouest en est dans ce secteur.

Plus à l'est, les falaises de grès font place à une succession de hauts talus constitués en majeure partie de matériaux non cohésifs et granulaires tels que sable et graviers (figure 1.24). Un nombre important de loupes de glissement témoignent de l'instabilité de ces talus et de processus érosifs intenses. Les plages sablo-graveleuses restent étroites et n'offrent aucune protection contre l'action des vagues (figure 1.24).

La hauteur des talus diminue ensuite progressivement vers l'est jusqu'à l'embouchure de la rivière Petite-Bonaventure, le principal cours d'eau de ce secteur, où les talus font place à un ancien cordon dunaire fortement urbanisé. L'embouchure de cette rivière est barrée par une flèche sédimentaire bien développée qui dévie les apports sédimentaires fluviaux vers l'est où ils alimentent un important barachois bordé par un cordon littoral mal défini et peu élevé (figure 1.5). Les plages sont essentiellement constituées de graviers et de galets tandis que l'avant-plage est occupée par un important système de bancs de sables (*Morneau et al, 2001a*).

Ce vaste système de barachois délimite une zone intertidale correspondant à un marais côtier qui constitue désormais le seul site naturel de ce secteur permettant un accès à la mer (figure 1.5). Les vestiges d'anciens quais abandonnés et à moitié détruits sont visibles le long du littoral de Saint-Siméon. Ils se présentent sous la forme d'amoncellements de galets s'étendant perpendiculairement au rivage, entre la plage et le large, ou parallèles à la plage plus au large (figure 1.25).



Figure 1.24 – Exemple de talus en érosion, secteur de Saint-Siméon. Photo de M. Ulmann.



Figure 1.25 – Vestiges d'un ancien quai démantelé, secteur de Saint-Siméon. Prise de vue vidéographique oblique (source: GÉO-3D Inc.).

1.4.2.2 Hydrodynamisme et transport littoral

L'amplitude moyenne des marées dans ce secteur est d'environ 1,7 m tandis que l'amplitude des grandes marées y est de 2,4 m (tableau V).

Tout comme pour Maria, les vents dominants sont principalement de secteur ouest et les vents de tempêtes de secteur est-sud-est (Poirier, 2002). Par leur influence sur le régime des vagues, ils sont responsables d'un transport sédimentaire littoral orienté d'ouest en est. La présence de plusieurs quais démantelés perturbe cependant ce transport sédimentaire (Morneau et al., 2001a). De plus, les ouvrages de protection situés au pied des talus de ce secteur réduisent considérablement les apports sédimentaires en empêchant leur érosion naturelle, accentuant ainsi les problèmes en aval de la dérive (Morneau et al., 2001a).

Tableau V – Niveau des marées pour les secteurs de Saint-Siméon et Bonaventure. (d'après Poirier, 2002)

<i>Marées</i>	<i>Coordonnées marégraphiques</i>	<i>Coordonnées géodésiques</i>
Marée haute extrême	3,05 m	2,10 m
Pleine mer supérieure de grande marée	2,45 m	1,50 m
Marée haute moyenne	2,00 m	1,05 m
Niveau moyen des eaux	1,10 m	0,15 m
Marée basse moyenne	0,25 m	-0,70 m
Basse mer inférieure de grande marée	0,05 m	-0,85 m
Marée basse extrême	-0,55 m	-1,45 m

1.4.3 Le secteur de Bonaventure

1.4.3.1 Géomorphologie côtière

Il est localisé directement à l'est du secteur de Saint-Siméon. Il débute immédiatement après le marais et est limité à l'ouest par le barachois de la rivière Bonaventure (figure 1.26).

Ce secteur est composé presque exclusivement de talus argileux ayant une hauteur variant de 1,5 m à 3 m (*Cloutier, 2003a*) et qui ont fait l'objet, au cours des dernières décennies, de remblayages et de nombreux ouvrages de protection. Des empierrements sont d'ailleurs présents sur pratiquement toute la longueur des talus (figure 1.27).

Ces talus disparaissent dans la partie est du secteur où ils sont remplacés par un barachois qui ferme presque complètement l'embouchure de la rivière Bonaventure (figure 1.28) et constitue un écosystème à très haute productivité biologique (*PESCA Environnement, 2000*). Il se compose de deux grandes flèches littorales de sédiments grossiers (sable, graviers) et d'un marais estuarien occupant une superficie de 1,8 km². A l'extrême est du secteur, des falaises de microgrès et de conglomérats stratifiés à faible pendage, très vulnérables à l'érosion et d'une hauteur de 10 mètres environ délimitent la zone d'étude.

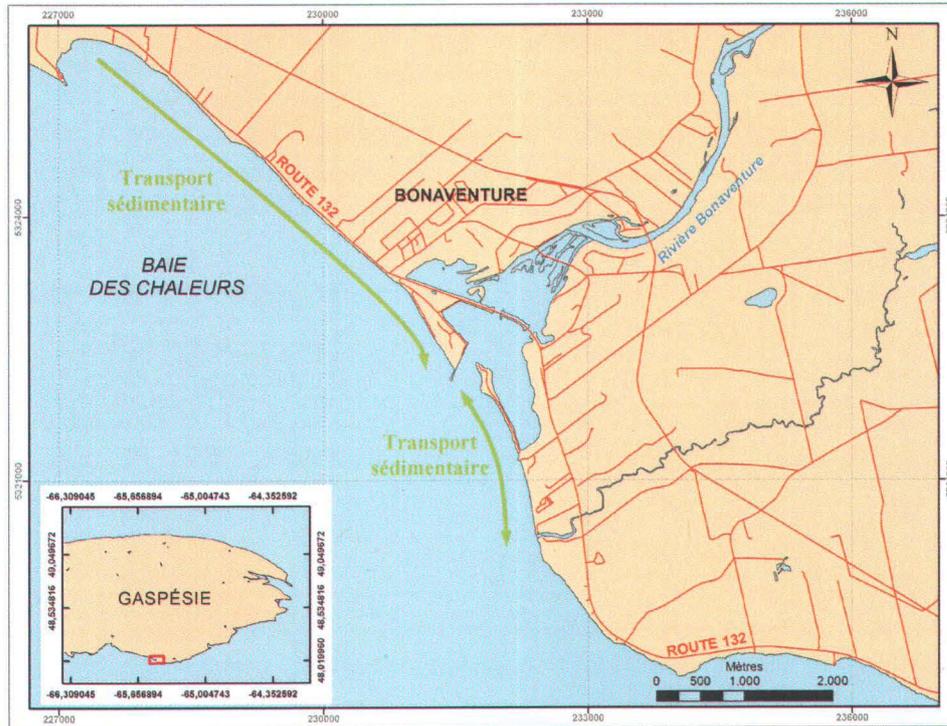


Figure 1.26 – Localisation du secteur de Bonaventure. *Le système de référence de la carte principale est en projection modifiée transverse de Mercator, zone 5 (MTM5). Celui de la carte en vignette est en coordonnées géographiques (latitude et longitude).*

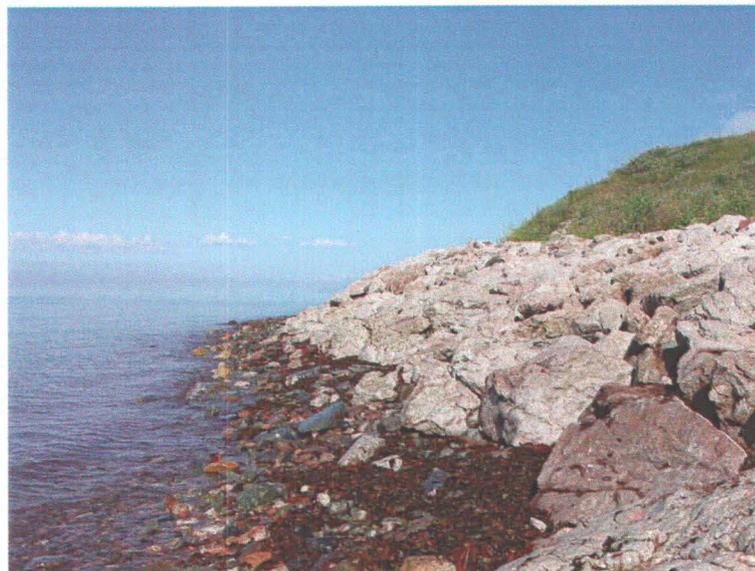


Figure 1.27 – Exemple de talus empierreés, secteur de Bonaventure. *Photo de R. Xhardé.*



Figure 1.28 – Vue aérienne du barachois de Bonaventure (mai 2003). *Mosaïque réalisée à partir de vues vidéographiques (source: GÉO-3D Inc.).*

La formation de Bonaventure constitue généralement la plate-forme d'érosion de l'avant-plage (Daigneault, 2001). Des plages de sable grossier, graviers et galets sont présentes tout le long de ce secteur, les plus développées se trouvant à proximité de structures constituant un obstacle à la dérive littorale (épis de protection, jetées). L'arrière-plage est le plus souvent inexistant excepté au niveau du barachois de Bonaventure où il est bien développé et colonisé par des herbacées. Tout comme pour les secteurs de Maria et de Saint-Siméon, ce secteur présente des risques naturels liés à l'érosion côtière particulièrement élevés.

1.4.3.2 Hydrodynamisme et transport littoral

Les amplitudes des marées dans ce secteur sont identiques à celles de Saint-Siméon, soit environ 1,7 m pour les marées moyennes et 2,4 m pour les grandes marées (tableau V).

Les vents dominants de secteur ouest sont responsables, ici aussi, d'un transport sédimentaire littoral d'ouest en est qui alimente la flèche occidentale du barachois de Bonaventure (figure 1.26). La flèche orientale résulterait pour sa part d'un courant de dérive portant vers l'ouest et généré par les vagues de tempêtes provenant surtout du secteur est-sud-est (Morneau et al., 2001a). Bien qu'ici encore, les ouvrages de protection situés au pied des talus de ce secteur réduisent considérablement les apports sédimentaires en empêchant leur érosion naturelle, leur impact sur les plages et les talus situés en aval de la dérive est moins sensible que dans le secteur de Saint-Siméon (Morneau et al., 2001a). Cela est dû à la mauvaise qualité des enrochements, ceux-ci s'érodant plus facilement sous l'action des vagues. Les matériaux provenant de cette érosion alimentent ainsi le transport littoral et contribuent en grande partie à la stabilité de la plage du barachois (Morneau et al., 2001a).

1.4.4 Le secteur de Paspébiac

1.4.4.1 Géomorphologie côtière

Il est localisé à environ 20 km à l'est de Bonaventure. Il s'étend de la Pointe Jacques à la Pointe Huntington et couvre une zone d'environ 8 km dans la direction ouest-sud-ouest est-nord-est (figure 1.29). Sa principale caractéristique provient de la présence d'un vaste barachois sans apport de rivière formé par deux flèches sableuses, constituées de sable grossier et de graviers et délimitant une lagune triangulaire dont la dynamique n'est contrôlée que par des processus marins (Logimer, 1984).

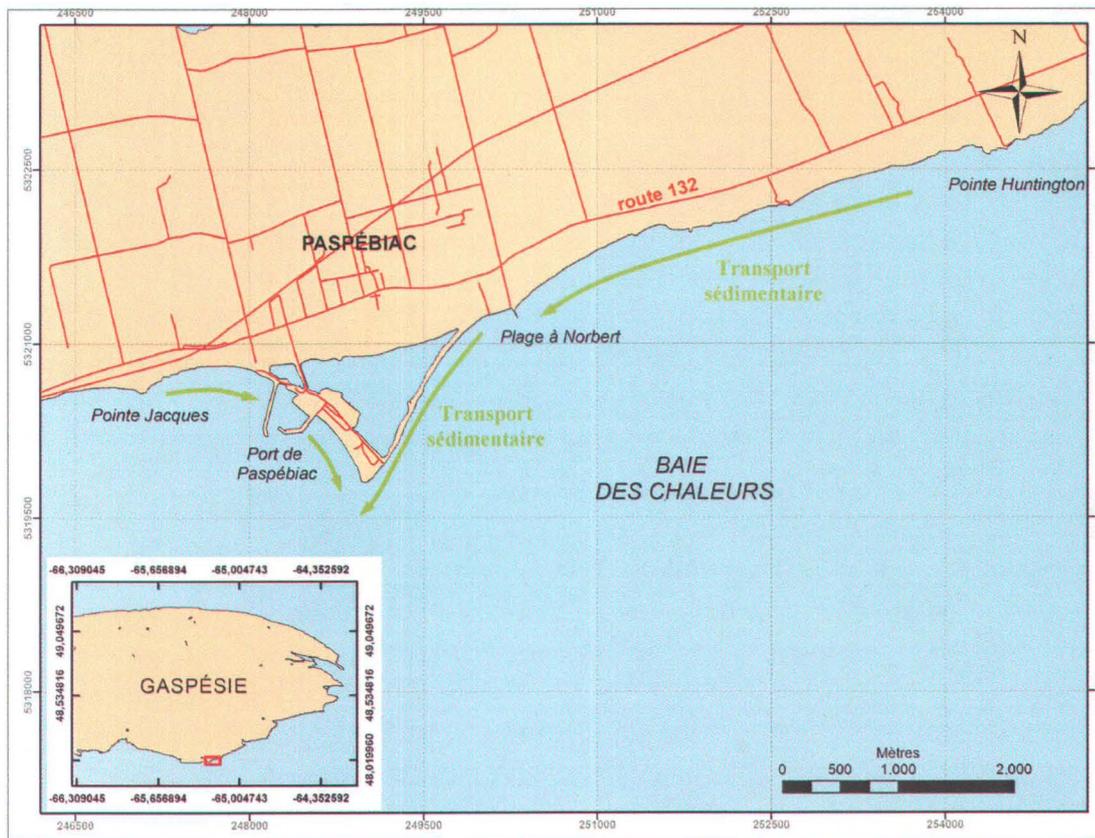


Figure 1.29 – Localisation du secteur de Paspébiac. Le système de référence de la carte principale est en projection modifiée transverse de Mercator zone 5 (MTM5). Celui de la carte en vignette est en coordonnées géographiques (latitude et longitude).

Ce littoral cuspidé émergé est prolongé en mer par une flèche sous-marine qui prend appui sur la pointe marine du triangle et s'étend sur environ 300 mètres en direction du sud-ouest (figure 1.30). Cette flèche constitue l'aboutissement du transit sédimentaire le long du littoral et prograde sur des sédiments marins plus fins (Renaud, 2000).

Le cordon occidental du barachois est relativement stable malgré la présence d'un port de pêche, formé d'un quai et d'une jetée de protection, et d'aires de récréation qui perturbent et modifient les transports sédimentaires le long de ce cordon. Selon Bergeron (1995), ce cordon aurait même légèrement progradé de 1,1 m/an entre 1963 et 1992.

Le cordon oriental, quant à lui, subit un recul important vers l'ouest estimé à 4,16 m/an (Renaud, 2000). Ce recul semble être causé par une diminution des apports sédimentaires qui alimentent cette partie du barachois et qui proviennent de l'érosion d'un delta postglaciaire sous-marin situé à quelques kilomètres plus à l'est.

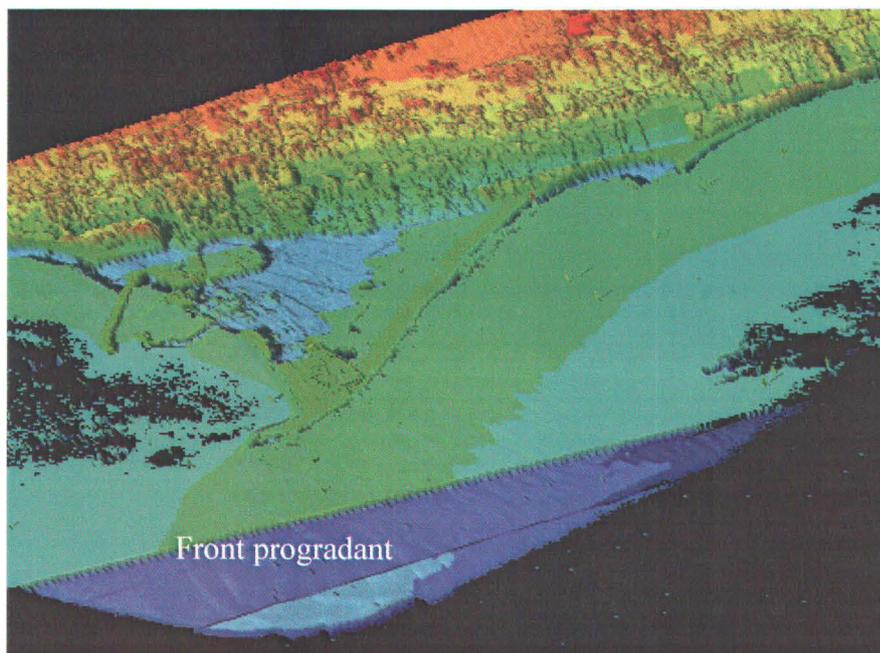


Figure 1.30 – Relevés bathymétriques laser de la zone du barachois de Paspébiac. Ceux-ci révèlent que le cordon oriental n'est que la partie émergée d'une structure sédimentaire plus importante, due à la dérive littorale, et dont le front prograde vers la haute mer (source: Optech Inc.).

Ce secteur présente également un excellent exemple de perturbation de la dérive littorale par un ouvrage humain, un épi rocheux présent sur la plage située juste à l'est du barachois (lieu dit "la plage à Norbert") provoquant une modification typique de la dynamique sédimentaire de la plage. Cela se traduit par une accumulation de sédiments en amont de l'obstacle et par une érosion en aval (figure 1.31). Long et Renaud (1999) ont évalué cette accumulation à 26000 m³ de sédiments répartis sur une distance de 325 mètres en aval de l'épi. L'érosion annuelle du trait de côte directement en amont de l'épi est quant à elle estimée à 3m (Long et Renaud, 1999).



Figure 1.31 – Vue aérienne de l'épi de la plage à Norbert. La flèche indique la direction du transport sédimentaire littoral. La perturbation générée par la présence de l'épi est clairement visible. Mosaïque réalisée à partir de vues vidéographiques (source : GÉO-3D Inc.).

Enfin, le barachois est bordé à l'est et à l'ouest par des talus de sédiments meubles non cohésifs et granulaires contenant surtout du sable et des graviers (Logimer, 1984) et qui se prolongent, à l'est, par des falaises de grès rouge de la formation de Bonaventure présentant un très faible pendage vers le sud (Daigneault, 2001). Le haut de falaise est entaillé en plusieurs endroits par de petits cours d'eau présentant des débits assez faibles et irréguliers. Les plages au pied des falaises sont en général peu développées, sauf aux environs immédiats du barachois, et consistent essentiellement en une mince pellicule de graviers et de galets recouvrant les grès rouges et les conglomérats de la formation de Bonaventure. Le haut de plage est inexistant et le pied des falaises est soumis à l'action des vagues à marée haute (figure 1.32). Des encoches d'abrasion sont souvent présentes.

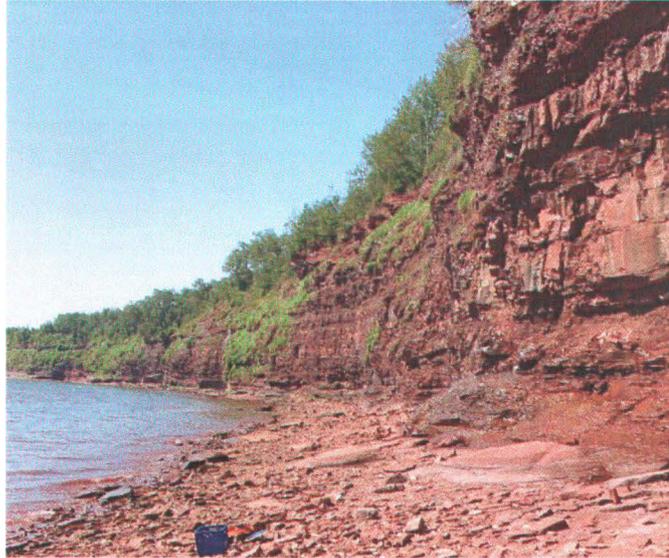


Figure 1.32 – Exemple de falaises dans le secteur de Paspébiac. *Photo de M. Boucher.*

Ce secteur est donc particulièrement intéressant car il combine à la fois une grande diversité d'environnements littoraux (barachois, lagune, plages, talus, falaises sédimentaires), de nombreux processus érosifs différents ainsi que des variations annuelles importantes du trait de côte.

1.4.4.2 Hydrodynamisme et transport littoral

L'amplitude moyenne des marées dans ce secteur est d'environ 1,3 m tandis que l'amplitude des grandes marées y est de 1,95 m (tableau VI).

Les vents dominants sont de secteur ouest-nord-ouest dans ce secteur tandis que les vents de tempêtes proviennent des secteurs est et sud-est (*Renaud, 2000*). La géomorphologie des plages situées à l'est du barachois indique que le transport sédimentaire littoral porte principalement vers l'ouest alors qu'à l'ouest du barachois, ce transport est inversé et se fait vers l'est (figure 1.29). Les sédiments constituant les plages et les cordons du barachois proviennent essentiellement de l'érosion des falaises de grès friables situées de par et d'autre. Cependant, comme cela a déjà été mentionné plus haut, la présence d'épis et de quais perturbe ces transports et génère des érosions importantes en aval des obstacles.

Tableau VI – Niveau des marées pour les secteurs de Paspébiac et Saint-Godefroi – Shigawake. (d'après Poirier, 2003a)

<i>Marées</i>	<i>Coordonnées marégraphiques</i>	<i>Coordonnées géodésiques</i>
Marée haute extrême	2,60 m	1,80 m
Pleine mer supérieure de grande marée	2,00 m	1,20 m
Marée haute moyenne	1,50 m	0,70 m
Niveau moyen des eaux	0,85 m	0,05 m
Marée basse moyenne	0,15 m	-0,60 m
Basse mer inférieure de grande marée	0,05 m	-0,75 m
Marée basse extrême	-0,55 m	-1,30 m

1.4.5 Le secteur de Saint Godefroi – Shigawake

1.4.5.1 Géomorphologie côtière

Il est situé à environ 3 km à l'est du site de Paspébiac et s'étend de la Pointe-à-Ritchie jusqu'à l'anse à Sullivan (figure 1.33). Il correspond à une côte rocheuse assez découpée présentant de nombreux caps et anses. La longueur de côte couverte dans ce secteur est d'environ 8 km et la zone comprend plusieurs environnements côtiers.

A l'est, une flèche littorale sableuse barre l'embouchure de la rivière Nouvelle et délimite un petit marais intertidal. Cette flèche a subi une érosion importante au cours des dernières décennies en raison de la destruction d'un quai situé à son extrémité sud-ouest. Auparavant, ce quai constituait un obstacle à la dérive littorale portant à cet endroit au sud-ouest et avait ainsi permis le développement de cette flèche. Depuis sa disparition, la flèche a subi des modifications morphologiques importantes ce qui c'est traduit par un recul de 12 à 14 m du trait de côte entre 1965 et 1992 (Poirier, 2003a). Plusieurs aménagements de protection (murs en bois, épis, enrochements) sont depuis présents sur cette flèche afin de limiter son recul et de préserver ainsi la route qui passe dessus (figure 1.34).

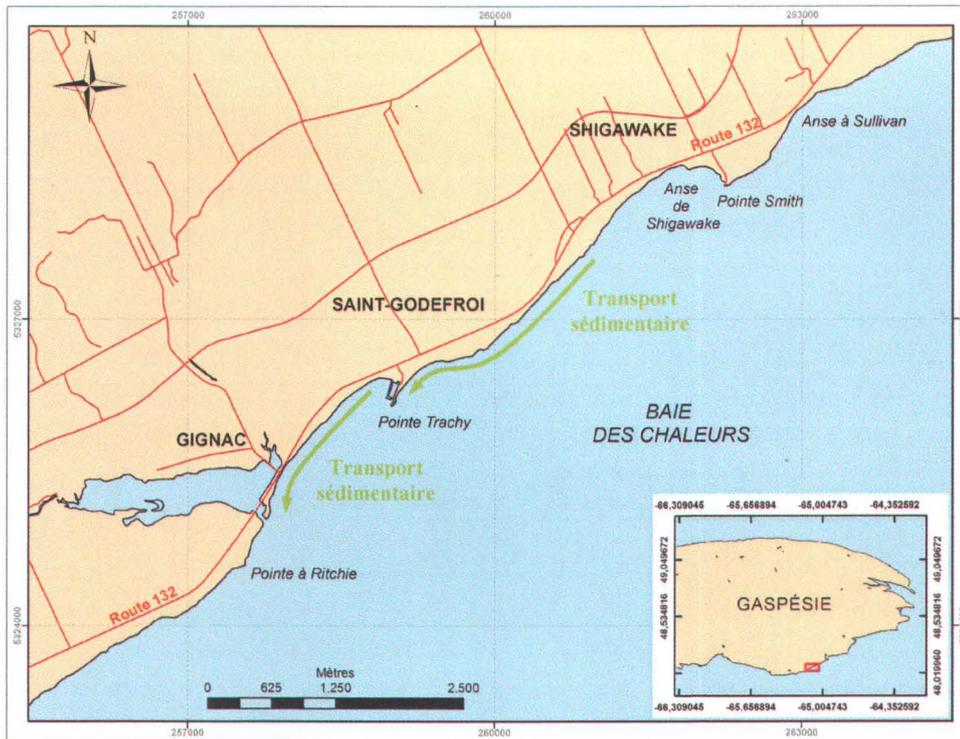


Figure 1.33 – Localisation du secteur de Saint-Godefroi – Shigawake. *Le système de référence de la carte principale est en projection modifiée transverse de Mercator zone 5 (MTM5). Celui de la carte en vignette est en coordonnées géographiques (latitude et longitude).*

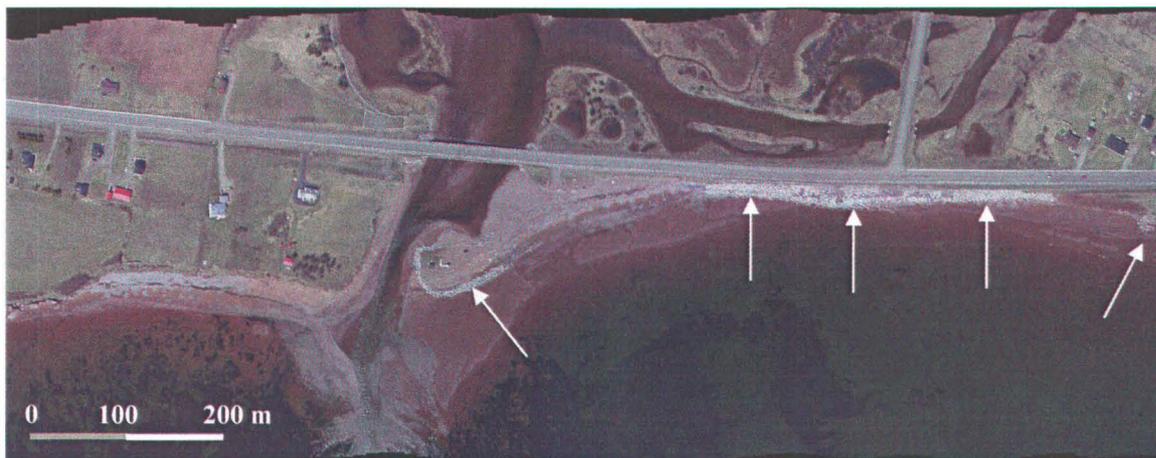


Figure 1.34 – Vue aérienne du barachois de Saint-Godefroi. *Les flèches indiquent les divers ouvrages de protection installés pour réduire l'érosion de ce secteur. Mosaïque réalisée à partir de vues vidéographiques (source: GÉO-3D Inc.).*

Le barachois est bordé au sud-ouest par des falaises vives de grès rouge de la formation de Bonaventure et au nord-est par des talus argileux d'environ 10 mètres de hauteur qui s'étendent sur une distance de 400 mètres. Ces derniers sont soumis à une érosion marine particulièrement intense (figure 1.35), les plages de ce secteur, comme la plupart des plages de la région, n'étant pas suffisamment larges pour offrir une protection efficace contre l'action des vagues (*Poirier, 2003a*). Le pied de ces talus est d'ailleurs empierré sur une distance d'environ 200 m.

Ces talus cèdent ensuite progressivement la place à des falaises vives de 20 à 30 mètres de hauteur en moyenne appartenant, elles aussi, à la formation de Bonaventure, très présente dans toute cette région. Ces falaises s'étendent sur une distance d'environ 7 km, constituant ainsi, à de rares exceptions près, le faciès côtier dominant de ce secteur. De nombreuses encoches d'abrasion ainsi que des surplombs peuvent être observés tout le long de ce littoral.

Les plages situées au pied des falaises consistent, là encore, en de minces placages de sédiments grossiers (graviers ou galets sur sable grossier) jonchés de débris et de blocs provenant de l'érosion et de l'effondrement des parties supérieures de la falaise et qui recouvrent partiellement le socle rocheux affleurant (figure 1.36). Ces falaises ne disparaissent qu'au niveau de l'embouchure de la rivière Shigawake et à proximité des quais de la Pointe Trachy et de la Pointe Smith.

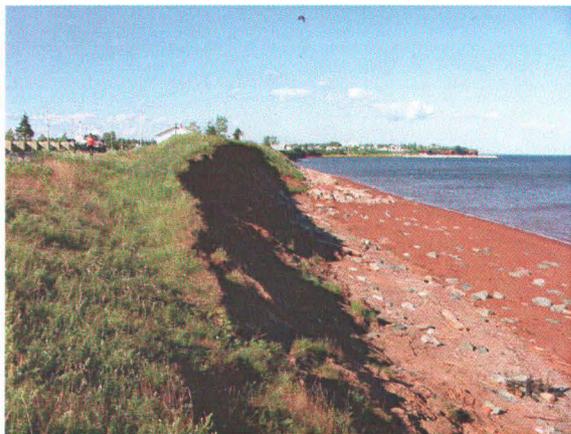


Figure 1.35 – Exemple de talus en érosion dans le secteur de Saint-Godefroi–Shigawake. *Photo de R. Xhardé.*

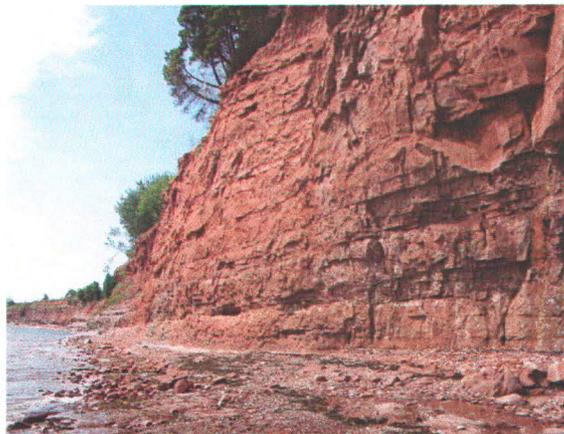


Figure 1.36 – Exemple de falaise dans le secteur de Saint-Godefroi–Shigawake. *Photo de M. Boucher.*

1.4.5.2 Hydrodynamisme et transport littoral

Les amplitudes des marées dans ce secteur sont identiques à celles de Paspébiac, à savoir environ 1,3 m pour les marées moyennes et 1,95 m pour les grandes marées (tableau VI).

Les vents dominants sont de secteur ouest-sud-ouest tandis que les vents de tempêtes proviennent du secteur est (*Poirier, 2003a* et *2003b*). La géomorphologie des plages situées à l'est du barachois indique que le transport sédimentaire littoral porte principalement vers l'ouest et est surtout alimenté par l'érosion des falaises et des talus (figure 1.33).

1.4.6 Le secteur de Pabos

1.4.6.1 Géomorphologie côtière

Il est localisé à environ 10 km au nord-est de Chandler. Il s'agit d'une portion de côte relativement rectiligne de 4 km de longueur orientée ouest-sud-ouest – est-nord-est et comprise entre l'anse à la Chaloupe et l'anse des Basques (figure 1.37). Ce secteur est composé exclusivement de falaises de 10 à 20 mètres de hauteur constituées de

conglomérats et de grès stratifié de la formation de Bonaventure. L'érosion y est particulièrement bien marquée, les encoches d'abrasion sont bien développées et des accumulations de blocs provenant de l'effondrement des surplombs jonchent la plage. De petites plages étroites formées de débris très grossiers et découvertes uniquement à marée basse bordent le pied des falaises. Le socle rocheux est visible au niveau de la plage à plusieurs endroits (Daigneault, 2001).

L'érosion dans ce secteur est très active et la route 132 est particulièrement exposée en plusieurs endroits. Néanmoins, les taux de reculs, déterminés à partir de relevés d'arpentage réalisés depuis 1992 au sommet de la falaise, restent relativement faibles avec des valeurs comprises entre 0,025 et 0,10 m/an (Poirier, 2001).

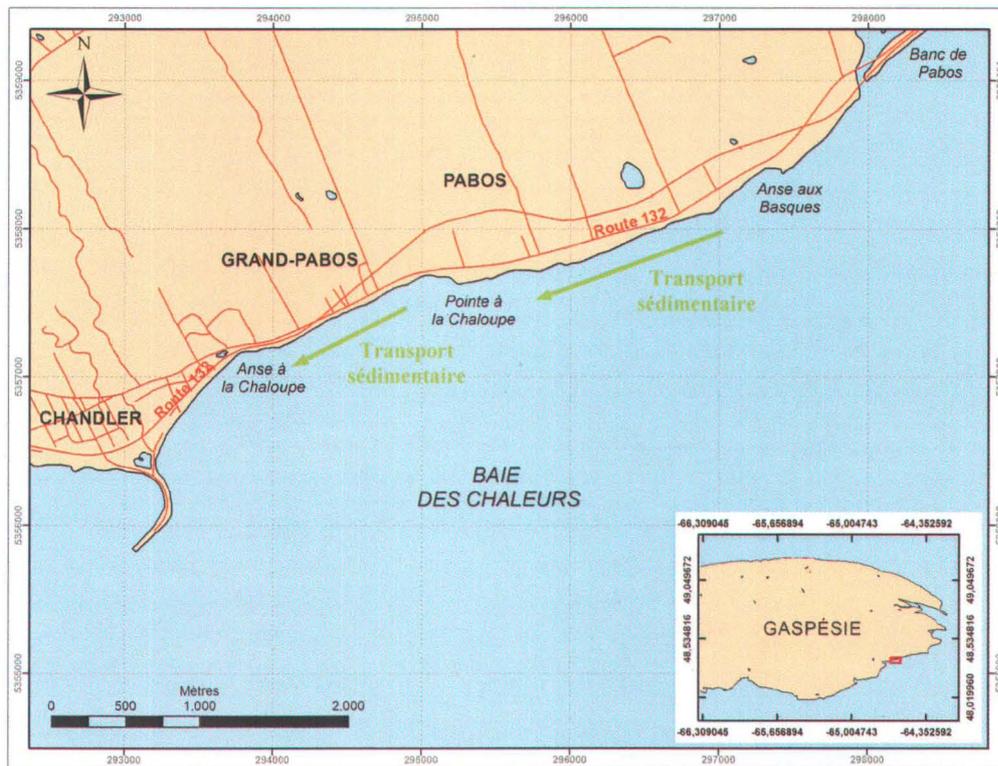


Figure 1.37 – Localisation du secteur de Pabos. Le système de référence de la carte principale est en projection modifiée transverse de Mercator zone 5 (MTM5). Celui de la carte en vignette est en coordonnées polaires (latitude et longitude).

Plusieurs empierrements ont cependant dû être réalisés, notamment à l'embouchure de la rivière Grand Ruisseau où l'érosion est très marquée sur une portion de côte d'environ 100 mètres. Cependant, la portion de côte protégée reste très faible dans ce secteur avec seulement 260 m d'énrochements répartis sur trois zones.

1.4.6.2 Hydrodynamisme et transport littoral

L'amplitude moyenne des marées dans ce secteur est de 1,1 m et l'amplitude des grandes marées y est de 1,8 m (tableau VII).

Bien que très peu de données soient disponibles sur le régime des vents et des vagues dans ce secteur, la géomorphologie des rares plages observables à Pabos semblent indiquer que le transport sédimentaire littoral porte principalement vers l'ouest et est alimenté par l'érosion des falaises (figure 1.38).

Tableau VII – Niveau des marées pour la région de Newport (secteur de Pabos). (d'après Poirier, 1995)

<i>Marées</i>	<i>Coordonnées marégraphiques</i>	<i>Coordonnées géodésiques</i>
Marée haute extrême	2,36 m	1,55 m
Pleine mer supérieure de grande marée	1,76 m	0,95 m
Marée haute moyenne	1,32 m	0,51 m
Niveau moyen des eaux	0,80 m	0,00 m
Marée basse moyenne	0,22 m	-0,59 m
Basse mer inférieure de grande marée	-0,04 m	-0,85 m
Marée basse extrême	-0,64 m	-1,45 m



Figure 1.38 – Vue verticale du secteur de Pabos. La morphologie des plages du secteur semble être le résultat d'une dérive littorale orientée d'est en ouest. Mosaïque réalisée à partir de vues vidéographiques (source: GÉO-3D Inc.).

1.4.7 Le secteur de l'Anse-à-Beaufils

1.4.7.1 Géomorphologie côtière

Il s'étend de la plage de Cap-d'Espoir, à 15 km au sud-ouest de Percé, jusqu'au cap Blanc (figure 1.39). Il s'agit d'une côte relativement rectiligne orientée sud-sud-ouest – nord-nord-est.

Ce secteur se distingue des autres sites d'étude par la variété des genres pétrographiques présents. Le cap Blanc est essentiellement composé de carbonates Ordoviciens verticaux formés de strates de 15 à 30 cm, homogènes et résistantes qui forment une falaise blanchâtre dont la hauteur varie entre 40 et 50 mètres (figure 1.40). Les restes d'éboulis au pied de ces falaises sont assez rares et très localisés, de sorte que cette unité est soumise en permanence à l'action de la mer. Peu d'encoches d'érosion sont présentes au pied des falaises, mais plutôt des zones de décrochement sommitaux anciens (*Daigneault, 2001*).

Au sud du cap Blanc et jusqu'à Cap-d'Espoir, une série d'escarpements de couleur rougeâtre apparaît. Ils sont constitués d'une alternance de conglomérats polygéniques et de grès grossiers à fins présentant un comportement variable face à l'érosion. L'érosion se fait alors essentiellement par sapement du pied des falaises et par mouvements gravitaires (*Daigneault, 2001*). La hauteur de ces falaises varie entre 20 et 25 mètres près du cap Blanc et diminue en direction de l'ouest pour ne plus atteindre que 2 mètres à proximité de la plage de l'Anse-à-Beaufils. Cette portion de la falaise est soumise en permanence à l'action des vagues, à marée haute comme à marée basse. Des dépôts de débris grossiers forment, au pied de ces falaises, des plages étroites exposées seulement à marée basse (figure 1.8).

Il y a peu de talus dans ce secteur. La plate-forme d'érosion est essentiellement rocheuse sauf au niveau des baies où cette plate-forme est recouverte d'un placage sédimentaire (mélange de sable et de galets).

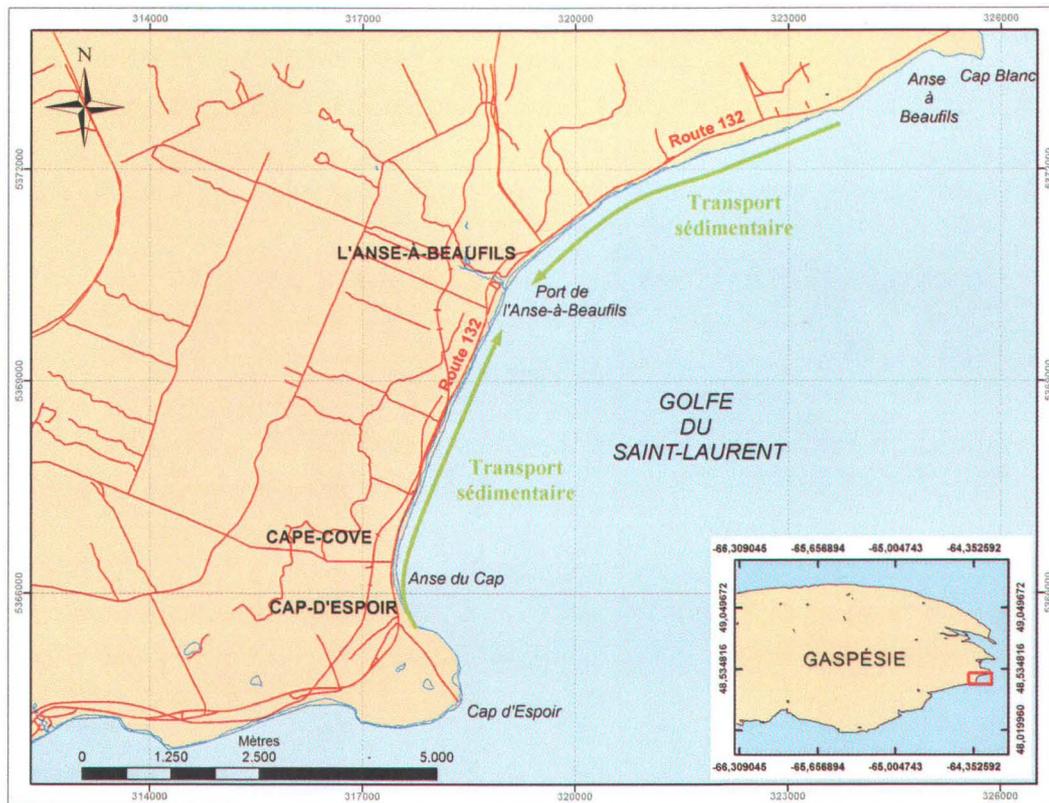


Figure 1.39 – Localisation du secteur de l'Anse-à-Beaufils. *Le système de référence de la carte principale est en projection modifiée transverse de Mercator zone 5 (MTM5). Celui de la carte en vignette est en coordonnées géographiques (latitude et longitude).*

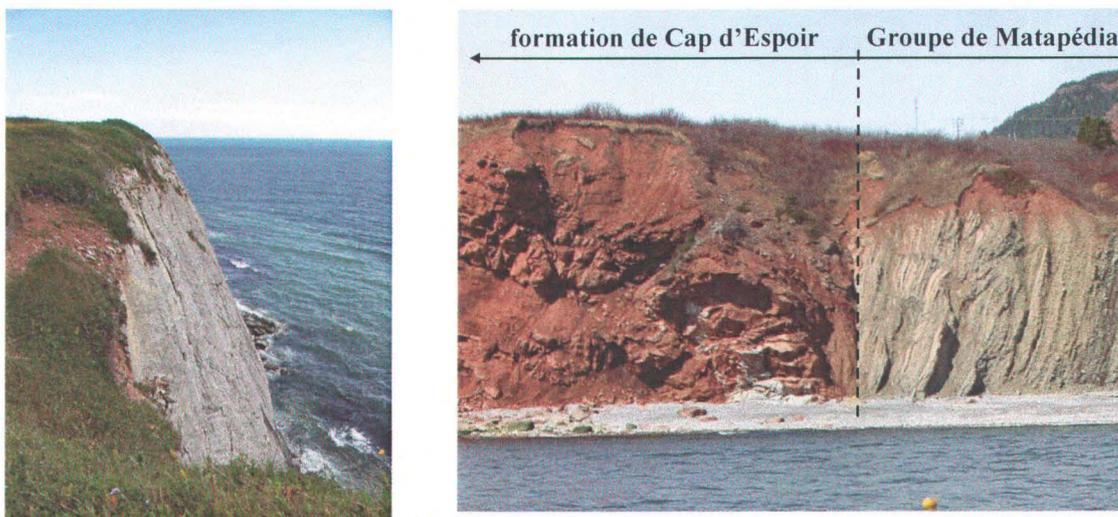


Figure 1.40 – Falaises de calcaire du cap Blanc. *La photo de droite montre la zone de contact net entre les grès rouges datant du Carbonifère de la formation de Cap d'Espoir (à gauche) et les calcaires du Silurien – Ordovicien du Groupe de Matapédia (à droite). Photos de M. Boucher (à gauche) et de K. Nault (à droite).*

1.4.7.2 Hydrodynamisme et transport littoral

L'amplitude moyenne des marées dans ce secteur est de 1,1 m et l'amplitude des grandes marées y est de 1,65 m (tableau VIII).

Ce secteur, ainsi que les suivants, est soumis au même régime de vents et de vagues que le golfe du Saint-Laurent. Il est donc exposé vents dominants du sud-ouest ainsi qu'aux houles de tempêtes qui viennent du nord-est. Le transport sédimentaire littoral dans ce secteur porte principalement vers l'est et le nord-est et est alimenté, une fois encore par l'érosion des falaises (figure 1.39).

Tableau VIII – Niveau des marées pour les secteurs de l'Anse-à-Beaufils et la Malbaie. (d'après Poirier, 1999b)

<i>Marées</i>	<i>Coordonnées marégraphiques</i>	<i>Coordonnées géodésiques</i>
Marée haute extrême	2,25 m	2,10 m
Pleine mer supérieure de grande marée	1,65 m	1,50 m
Marée haute moyenne	1,30 m	1,10 m
Niveau moyen des eaux	0,70 m	0,55 m
Marée basse moyenne	0,20 m	0,00 m
Basse mer inférieure de grande marée	0,00 m	-0,20 m
Marée basse extrême	-0,60 m	-0,80 m

1.4.8 Le secteur de la Malbaie

1.4.8.1 Géomorphologie côtière

Il est situé à 5 km au nord de Percé. Il s'étend sur 9 km et peut être subdivisé en deux sous-secteurs (figure 1.41) : le premier est formé par un barchois sableux d'une longueur de 7,5 km et orienté nord – sud. Le second est composé de falaises orientées sud-ouest – nord-est qui sont situées dans la partie nord du secteur. La portion couverte par les relevés ne s'étend cependant que sur 1,8 km de falaises environ.

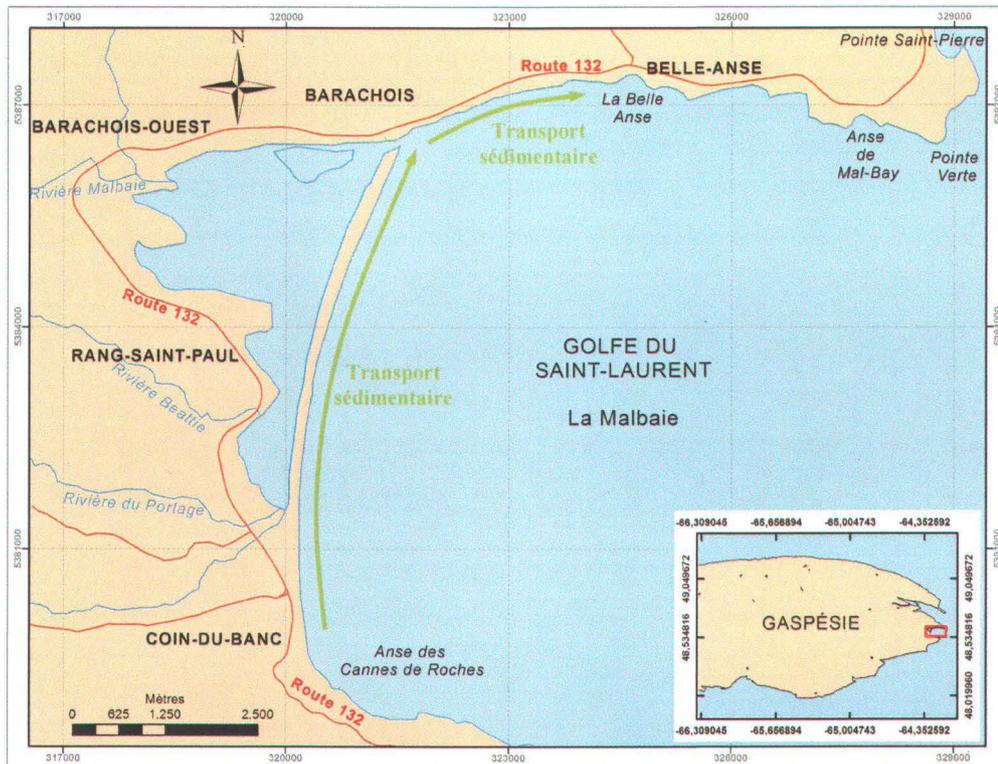


Figure 1.41 – Localisation du secteur de la Malbaie. *Le système de référence de la carte principale est en projection modifiée transverse de Mercator zone 5 (MTM5). Celui de la carte en vignette est en coordonnées géographiques (latitude et longitude).*

Les littoraux situés à proximité du barachois sont quaternaires, et essentiellement meubles. Leur mise en place peut être attribuée en grande partie au régime fluvial de la rivière Malbaie. Il s'agit d'un barachois typique formé d'un cordon de dépôts sédimentaires grossiers qui délimite une vaste lagune peu profonde (ARGUS Inc., 1995). Un chenal de marée coupe ce cordon à son extrémité nord (figure 1.42). Cette barre est surtout formée de graviers et de galets centimétriques. Bien que Daigneault (2001) mentionne que ce barachois ne pose pas de problèmes majeurs d'érosion, le système reste particulièrement sensible durant les surcotes provoquées par les tempêtes.

Des débordements, des ruptures de cordon, des déplacements du chenal de marée et des envasements de la lagune peuvent alors se produire, perturbant l'équilibre écologique. Un enrochement continu a d'ailleurs été disposé sur toute la longueur du cordon du barachois afin de protéger de ces débordements la voie de chemin de fer et la route qui s'y trouvent.

Des problèmes liés à l'érosion ont cependant été constatés au cours de la dernière décennie au niveau de la plage située directement au nord du chenal de marée sur une distance d'environ 300 m (figure 1.42).

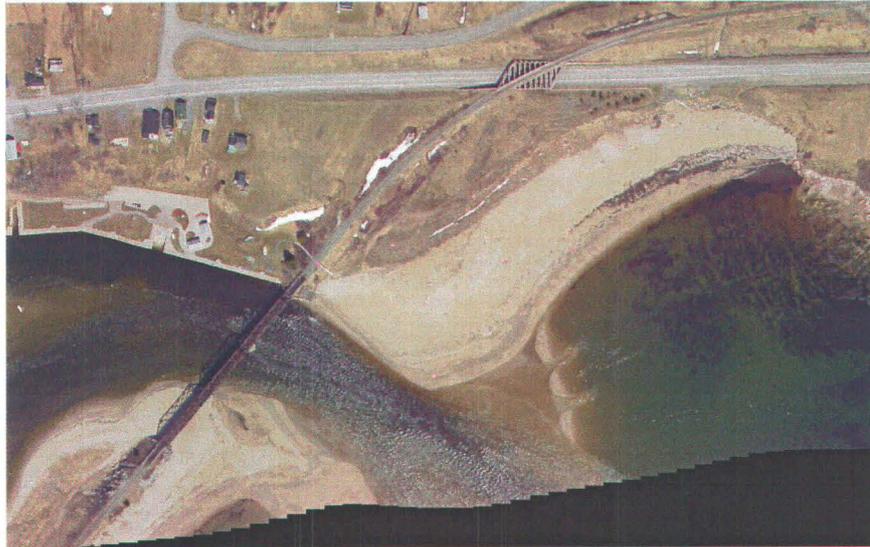


Figure 1.42 – Vue aérienne du chenal de marée du barachois de la Malbaie (2003). L'extrémité nord du barachois est visible dans le coin inférieur gauche de l'image. La plage située au nord (en haut) et les talus qui constituent l'arrière-plage connaissent des problèmes liés à l'érosion. Mosaïque réalisée à partir de vues vidéographiques (source : GÉO-3D Inc.).

1.4.8.2 Hydrodynamisme et transport littoral

L'amplitude moyenne des marées dans ce secteur est de 1,1 m et l'amplitude des grandes marées y est de 1,65 m (tableau VIII).

Ce secteur est lui aussi soumis au régime de vents et de vagues du golfe du Saint-Laurent qui se caractérise par des vents dominants du sud-ouest et des houles de tempêtes du nord-est (Poirier, 1999b). Le transport sédimentaire littoral dans ce secteur porte principalement vers le nord-est, alimentant ainsi en sédiments la flèche sableuse du barachois (figure 1.41).

1.4.9 *Le secteur de Percé-Pointe-Saint-Pierre*

1.4.9.1 *Géomorphologie côtière*

Il est localisé à 8 km au nord-est de l'embouchure de la rivière Malbaie et s'étend sur environ 1,5 km, entre la pointe Saint-Pierre et la pointe à la Baleine (figure 1.43). Ce secteur correspond à une portion de côte rocheuse caractérisée par une succession de caps et de baies de faible extension, ces dernières s'étendant généralement sur une distance comprise entre 200 et 400 m (figure 1.44). Le fond des baies est généralement occupé par des plages de graviers et galets n'offrant qu'une protection très limitée contre l'action des vagues.

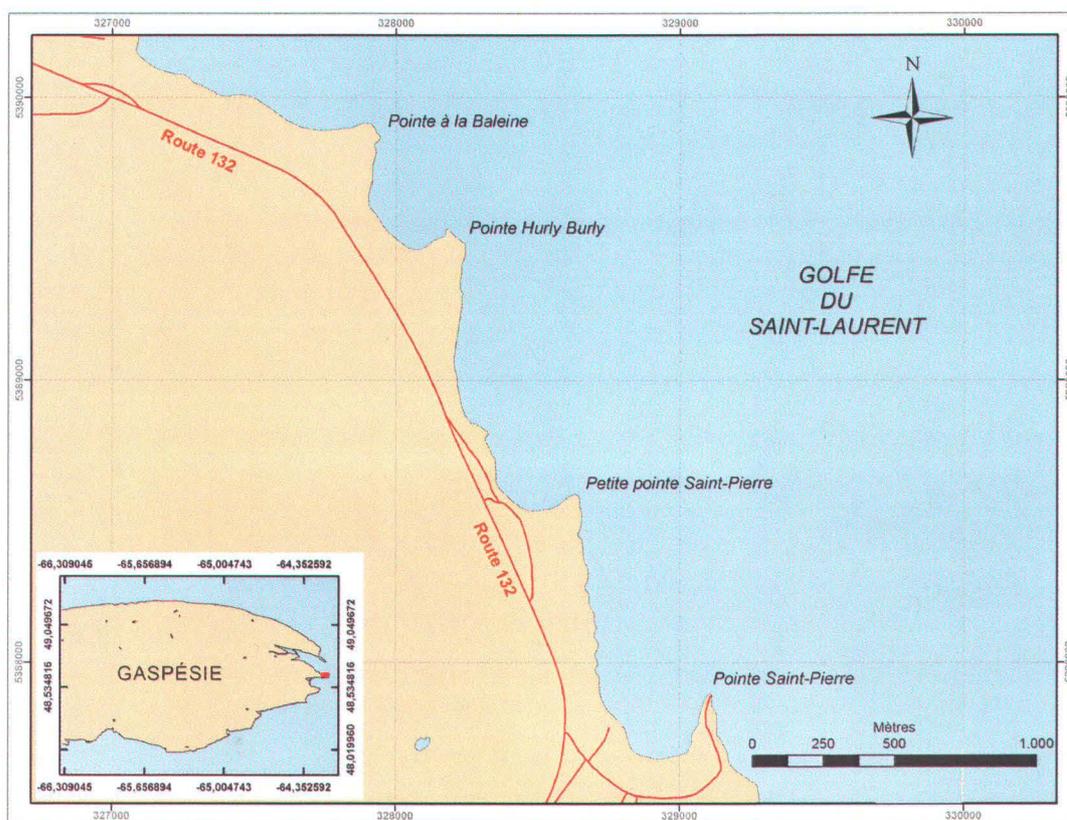


Figure 1.43 – Localisation du secteur de Percé-Pointe-Saint-Pierre. *Le système de référence de la carte principale est en projection modifiée transverse de Mercator zone 5 (MTM5). Celui de la carte en vignette est en coordonnées géographiques (latitude et longitude).*

Les falaises sont composées essentiellement de grès et de conglomérats datant du Dévonien moyen et appartenant à la formation de Malbaie (Séquence de Grès de Gaspé). Bien que ce secteur ne présente que de très rares encoches basales, plusieurs zones de décrochements et d'écroulements ont été identifiées (Daigneault, 2001). En outre, la proximité de la route 132 à certains endroits (parfois moins de 15 mètres) accroît les risques encourus.



Figure 1.44 – Vue aérienne du secteur de Percé-Pointe-Saint-Pierre (2003). *La succession de caps et de petites baies qui caractérisent ce secteur sont clairement visibles sur ce cliché. Mosaïque réalisée à partir de vues vidéographiques (source : GÉO-3D Inc.).*

1.4.9.2 Hydrodynamisme et transport littoral

L'amplitude moyenne des marées dans ce secteur est de 1,1 m et l'amplitude des grandes marées y est de 1,65 m (tableau VIII).

Ce secteur, comme les deux précédents, est soumis au régime des vents et des vagues du golfe du Saint-Laurent. Compte tenu de la nature très rocheuse et très découpée de la côte dans ce secteur, il n'est pas possible de préciser clairement la direction du transport sédimentaire littoral.

Chapitre 2. Matériel et méthodes

2.1 Le LiDAR

2.1.1 Principe général

Le terme LiDAR est l'acronyme de l'expression « Light Detection And Ranging » et désigne un système de télédétection par laser. Si les LiDAR sont utilisés depuis les années 1960 dans les domaines de la météorologie et de la physique atmosphérique (*Hamilton, 1969 ; Robinson, 1974*), ce n'est qu'au cours des 15 dernières années qu'ils ont commencé à être employés pour réaliser des relevés topographiques précis (*Krabill et al., 1995*). Avant cela, les systèmes de positionnement spatial, de stockage et de traitement de données ne permettaient pas d'effectuer des relevés topographiques LiDAR de manière efficace et satisfaisante.

Le principe de base des systèmes altimétriques laser est relativement simple et est identique à celui des systèmes RADAR (figure 2.1). Des impulsions électromagnétiques de très courte durée (quelques nanosecondes) et ayant une longueur d'onde située dans le domaine visible ou proche infrarouge (entre 500 et 1500 nm pour les LiDAR les plus couramment utilisés selon *Baltsavias, 1999a*) sont émises en direction du sol à un rythme élevé au moyen d'un laser pulsé, la fréquence pouvant être comprise entre 5 et 100 kHz.

Afin d'accroître la surface de la zone couverte, ces impulsions sont tout d'abord envoyées vers un miroir rotatif permettant d'obtenir un mouvement de balayage du sol (figure 2.2). Lorsqu'une de ces impulsions laser rencontre un obstacle, une petite partie de l'énergie de l'impulsion est réfléchie en direction du système LiDAR.

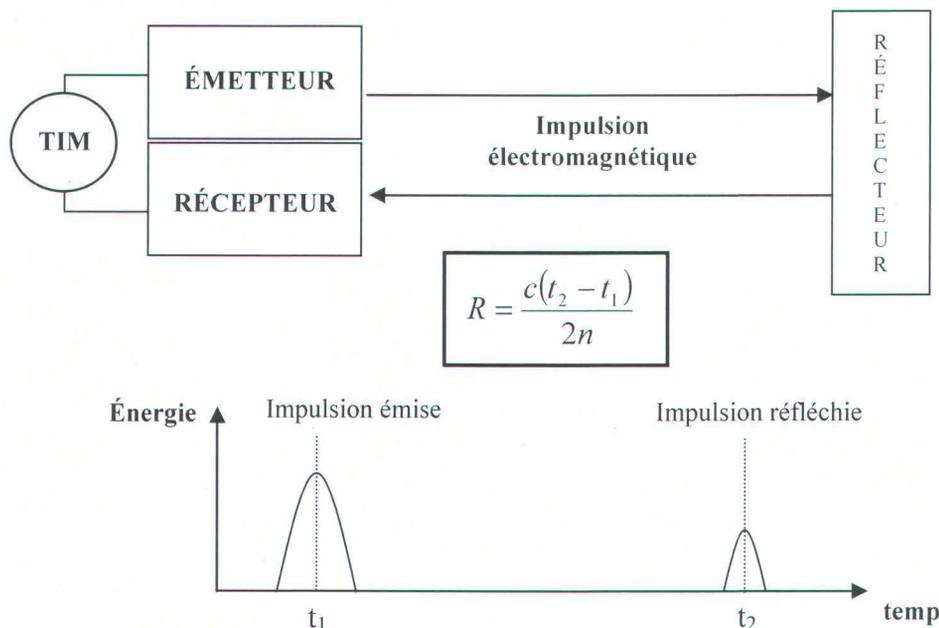


Figure 2.1 – Principe de télémétrie par RADAR et LiDAR. La distance R entre la source (émetteur) et le réflecteur est obtenue par mesure du temps écoulé entre l'émission de l'impulsion électromagnétique (ondes radio pour le RADAR, ondes visibles ou infrarouges pour le LiDAR) et la réception de son "écho". c représente la célérité d'une onde électromagnétique dans le vide et n l'indice de réfraction du milieu de propagation.

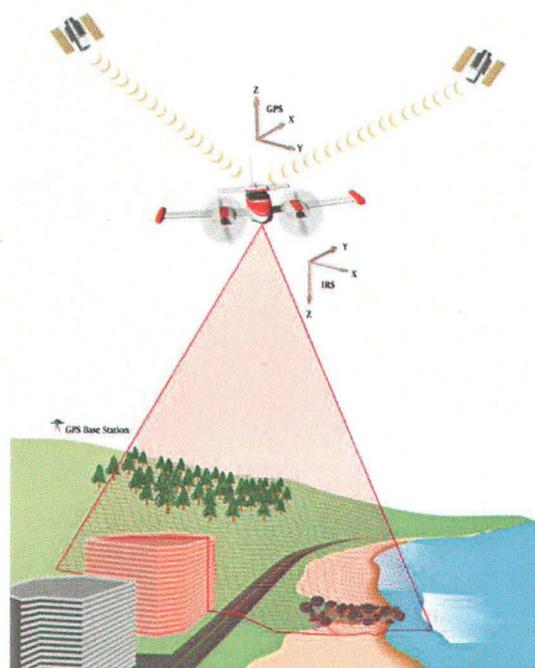


Figure 2.2 – Le système aéroporté LiDAR. Celui-ci se compose d'un émetteur laser et d'un récepteur montés sur une plate-forme (avion ou hélicoptère), d'un système de positionnement de type GPS et d'une centrale inertielle (INS). (source : Optech Inc.)

Outre l'émetteur laser, le système est également équipé d'un récepteur optique suffisamment sensible pour détecter cet "écho" lumineux. L'intervalle de temps qui s'est écoulé entre l'émission de l'impulsion laser et la réception de son écho est alors mesuré avec précision par une horloge interne (Time Interval Meter ou TIM). Connaissant la vitesse de propagation de la lumière dans le milieu traversé, la distance entre la source et le réflecteur peut donc être calculée à partir de cette mesure (figure 2.1).

De plus, si la position de l'émetteur laser par rapport à un système de référence géographique ainsi que l'angle d'incidence du laser sont connus avec précision, il devient alors possible de recalculer la position planimétrique de chaque écho ainsi que son élévation par rapport à un niveau de référence et d'obtenir une topographie précise de la région survolée.

Comme le positionnement des échos lumineux est étroitement lié au positionnement et à l'attitude de la plate-forme sur laquelle est monté le LiDAR, ceux-ci doivent être mesurés très précisément. Cela est rendu possible grâce au système de positionnement par D-GPS (Differential Global Positioning System) et à l'utilisation d'une centrale inertielle de grande précision (Fowler, 2000).

Les modèles les plus récents de LiDAR permettent également d'enregistrer les échos intermédiaires ainsi que l'intensité de chaque signal lumineux réfléchi, fournissant ainsi des informations supplémentaires permettant de déduire certains paramètres environnementaux comme la densité et la structure du couvert végétal (Blair et al., 1999 ; Lefsky et al., 1999 ; Parker et al., 2001 ; Drake et al., 2002) ou la nature du réflecteur (Song et al., 2002 ; Beasy et al., 2005 ; Boucher et al., 2005 ; Brennan et Webster, 2005 ; Long et al., 2006 ; Boucher, 2007 ; Hasegawa, 2006).

2.1.2 Erreurs systématiques et calibrages

La qualité des données altimétriques laser est principalement influencée par l'existence d'erreurs systématiques. Au cours des dernières années, un nombre croissant d'auteurs se sont penchés sur ce problème et ont étudiés en détail les principales erreurs systématiques inhérentes aux systèmes LiDAR ainsi que leur influence sur l'exactitude des mesures laser (*Huising et Gomes Pereira, 1998 ; Baltasvias, 1999b ; Filin et Csathò, 1999 ; Filin, 2001 ; Schenk et al., 2001 ; Krabill et al., 2002 ; Latypov, 2005*). Six sortes de sources d'erreurs potentielles, pouvant contribuer à la dégradation de l'exactitude globale du LiDAR, ont ainsi été identifiées (*Schenk, 2001*). Il s'agit :

1. des erreurs de distance (ou ranging errors) dues à l'imprécision de la mesure et/ou à l'existence d'un décalage ;
2. des erreurs de pointage (ou scan angle errors) dues à l'imprécision de la mesure de l'angle de pointage du faisceau laser lors du mouvement de balayage ;
3. des erreurs de montage du système (ou mounting errors) dues à un mauvais alignement entre le système laser proprement dit et la centrale inertielle d'une part, et entre le système laser et l'antenne du système GPS d'autre part ;
4. des erreurs d'attitude dues aux imprécisions de mesure des angles de roulis, de tangage et de lacet de l'appareil ainsi qu'à la dérive de la centrale inertielle ;
5. des erreurs de positionnement dues à l'existence d'un décalage et d'une dérive du système GPS ;
6. des erreurs de mesure de temps (timing errors) pouvant être dues à l'imprécision de mesure du TIM et/ou à des erreurs de synchronisation entre les horloges internes des différents composants du système (LiDAR, GPS, IMU).

Latypov (2005) mentionne également les effets d'une autre source d'erreurs, rarement prise en compte jusqu'à présent : les erreurs résultant d'un mauvais alignement entre le faisceau laser et le miroir défecteur. L'auteur montre dans cette étude que cette source d'erreur est loin d'être triviale et ne doit pas être négligée, une erreur verticale de 10 cm pouvant résulter d'une erreur d'alignement de seulement 0,001 rad pour une hauteur de vol de 1000 m.

Parmi toutes les sources d'erreurs potentielles citées ci-dessus, certaines demeurent constantes pendant toute la durée des relevés aériens, comme les erreurs d'alignement et les imprécisions de mesure par exemple, tandis que d'autres varient dans le temps (Filin, 2001). Afin de profiter pleinement du potentiel offert par l'altimétrie laser aéroportée, il est donc particulièrement important d'identifier et d'éliminer ces erreurs systématiques.

Pour cela, des procédures de calibrage des systèmes et de post-traitements des données ont été mises au point (Filin et Csathò, 1999). Elles permettent de corriger un certain nombre d'erreurs telles les erreurs de mesure de distance, les erreurs de pointage, les erreurs d'alignement ainsi que les erreurs de synchronisation. Le décalage et la dérive du système GPS peut également être réduite de façon significative en recourant à une station de base et au post-traitement des données laser.

Cependant, aucune procédure standard de calibrage n'existe. Par conséquent, chaque constructeur ou utilisateur a développé les siennes (Wehr et Lohr, 1999). Or les compagnies privées considèrent généralement ces informations comme leur propriété et se montrent en général peu disposées à fournir des détails sur les protocoles et les paramètres utilisés lors de ces procédures de calibrage et de post-traitement. Dans ces conditions, il est très difficile de modéliser de façon précise et fiable toutes les erreurs du système et de déduire son exactitude de façon théorique.

C'est pourquoi l'exactitude est le plus souvent évaluée de façon empirique en comparant les données laser et leurs produits dérivés (modèles numériques de terrain, réseau irrégulier de triangles (TIN), modèles numériques d'intensité, etc.)¹ avec des mesures de contrôle obtenues par d'autres moyens (relevés d'arpentage, analyses photogrammétriques, etc.).

2.1.3 Précision des données

Les LiDAR topographiques offrent habituellement une précision verticale comprise entre 15 et 20 cm en terrain plat (Fowler, 2000 ; Krabill et al., 2002 ; Satale et Kulkarni, 2003) mais cette précision devrait se dégrader plus la pente du terrain augmente (Baltasvias, 1999a ; Krabill et al., 2002) car la moindre erreur de positionnement horizontale entraînera l'apparition d'une erreur verticale proportionnelle à la pente du terrain. Cette erreur, qui s'ajoute à l'erreur verticale systématique du LiDAR varie comme (Schenk, 1999a) :

$$e_z = e_x \operatorname{tg}(\beta) \quad (\text{éq. 1})$$

où e_x représente l'erreur horizontale, β est la pente du terrain et e_z représente l'erreur verticale induite (figure 2.3). Ainsi, une erreur de positionnement horizontale de seulement 30 cm générera théoriquement, sur un terrain présentant une pente de 45°, une erreur verticale de 30 cm. Cependant, aucune étude n'a encore été entreprise pour déterminer la précision verticale du LiDAR sur des terrains irréguliers et accidentés.

¹ Se rapporter au § 2.5.1.2 pour une définition de ces termes.

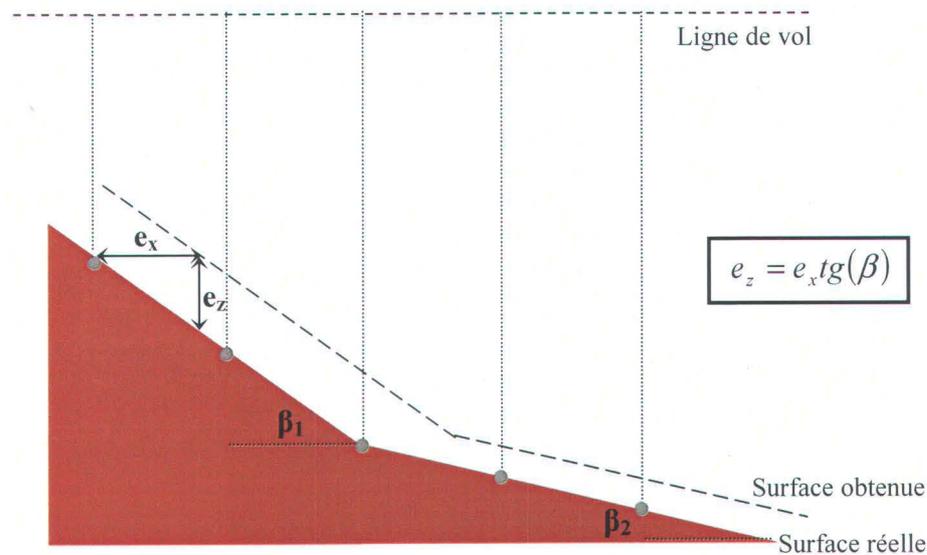


Figure 2.3 – Erreur de mesure verticale résultant d’une erreur de positionnement horizontale e_x de l’empreinte laser sur un sol incliné. L’erreur verticale e_z dépend de la pente du terrain (d’après Schenk, 1999a).

De même, peu d’informations sont disponibles sur la précision horizontale du LiDAR. Beaucoup d’auteurs se basent sur le constat que la précision planimétrique du système GPS est toujours supérieure à sa précision verticale (Krabill *et al.*, 2002) et que, par conséquent, il doit en être de même pour le LiDAR.

Pourtant, la précision horizontale ne dépend pas uniquement de la précision du positionnement GPS, elle dépend aussi de la précision avec laquelle sont mesurés les angles de roulis, de tangage et de lacet de l’appareil, ainsi que l’angle d’incidence de l’impulsion laser. Satale et Kulkarni (2003) citent ainsi une précision planimétrique de 1 mètre tandis que Stockdon *et al.* (2002) l’évalue à 1,5 mètres pour une pente de 1:10 et une précision verticale de 0,15 m. Baltsavias (1999a) mentionne pour sa part une précision horizontale valant 2 à 5 fois la précision verticale pour un terrain plat. Bien entendu, ces résultats dépendent fortement de la centrale inertielle utilisée et de l’altitude de vol.

2.1.4 Résolution spatiale

La résolution spatiale des LiDAR, qui représente la distance moyenne séparant des retours laser voisins, dépend, quant à elle, des fréquences d'émission et de balayage ainsi que de la vitesse de vol de l'appareil. Le système laser employé pour cette étude offre une résolution spatiale de 0,3 x 1,5 m, soit aussi bonne que celle offerte par les photographies aériennes. Mais le principal avantage de cette technique face à la photogrammétrie reste la rapidité avec laquelle des modèles numériques de terrain peuvent être produits (*Satale et Kulkarni, 2003*), le traitement des données LiDAR ne nécessitant que 25 % à 33 % du temps nécessaire par des moyens photogrammétriques. Les autres avantages des systèmes laser habituellement cités sont que :

- ils ne dépendent pas, ou très peu, des conditions météorologiques ou d'ensoleillement,
- contrairement à la photogrammétrie, il n'est pas nécessaire d'avoir un recouvrement de 60 % entre les lignes de vol pour pouvoir réaliser des modèles numériques de terrain,
- il est capable de fournir des données topographiques, même dans des régions boisées (*Satale et Kulkarni, 2003*).

2.1.5 Applications

Cette technologie est employée depuis de nombreuses années dans divers domaines. Les systèmes LiDAR ont été initialement développés pour étudier la composition de l'atmosphère et ses paramètres tels la densité, la température, la turbulence, les vents, la concentration de certains composés (polluants ou non) atmosphériques (*Chanin, 2002 ; Kuntz et al., 2000 ; Kolev et al., 2000 ; Morel et al., 2002*). Il s'agit en général de systèmes terrestres fixes qui mesurent la rétrodiffusion des impulsions laser par les particules atmosphériques (*Chanin, 2002 ; Morel et al., 2002*).

Les altimètres laser aéroportés font, quant à eux, leur apparition dans le courant des années soixante. Ils sont alors utilisés comme aide à la navigation aérienne (*St-Onge, 2004*). Ce n'est qu'au cours des années soixante-dix que l'altimètre laser commence à être utilisé comme outil de télédétection, tout d'abord pour des applications bathymétriques (*Hickman et Hogg, 1969 ; Drapeau et al., 1984*) puis terrestres (*Bachman, 1979*). Mais ces appareils ne permettent pas encore d'effectuer des balayages et seul le profil altimétrique le long de la ligne de vol peut être obtenu. En outre, le positionnement de la trace LiDAR au sol s'est révélé être un obstacle important, empêchant une utilisation à grande échelle de ce système (*Drapeau et al., 1984 ; St-Onge, 2004*).

A partir de 1991, des essais de relevés topographiques utilisant un système laser aéroporté à balayage couplé à un système de positionnement GPS sont effectués au Groenland (*Krabill et al., 1995 ; Krabill et al. 2002 ; Abdalati et al. 2002*). Depuis, le développement de la micro-informatique, des techniques de positionnement GPS et des centrales inertielles a permis d'améliorer grandement le calcul des positions et autorise l'emploi de cette technique à plus grande échelle. Le LiDAR est alors employé de façon répétitive afin de suivre l'évolution de la calotte glaciaire (*Krabill et al., 2002 ; Abdali et al., 2002*) ou l'évolution du trait de côte.

Les LiDAR aéroportés ont été utilisés dans des domaines aussi variés que l'étude des vagues océaniques (*Hwang et al., 2000*), la modélisation des inondations le long de rivières (*Cobby et al., 2001*), la gestion des infrastructures humaines (*Varanasi et Brock, 2001*), la foresterie (*Blair et al., 1999 ; Lefsky et al., 1999 ; Parker et al., 2001 ; St-Onge et Achaichia, 2001 ; Hopkinson et al., 2005*) et même l'archéologie (*Crutchley, 2006 ; Humme et al., 2006*).

Mais c'est dans le domaine de l'érosion et de la gestion des environnements côtiers à faible relief (plages, estuaires, dunes, flèches littorales, marais côtiers) que le LiDAR a montré sa supériorité face à la photogrammétrie (*Baltsaviqs, 1999a ; Satale et Kulkarni, 2003*).

Dans ce domaine, il a été utilisé, aux États-Unis, sur des îles-barrières de Caroline du Nord pour étudier et quantifier les modifications subies par les dunes et les plages après des tempêtes (*Sallenger et al., 2000 ; Sallenger et al. 2001 ; White et Wang, 2002 ; Woolard et Colby, 2002 ; Sallenger et al. 2003a ; Sallenger et al. 2003b*), pour mesurer les modifications de position du trait de côte (*Stockdon et al., 2002 ; Morton et al., 2005*) ainsi que pour évaluer les possibilités de cartographier la végétation de ces îles-barrières (*Brock et al., 2001*).

Une étude a également été conduite sur une île-barrière le long de la côte du Texas afin de quantifier la relation entre les élévations et le type d'habitats (*Gibeaut et al., 2003*). Plusieurs autres études ont aussi porté sur les modifications et l'érosion subies par certaines plages de la côte ouest des États-unis (états de l'Oregon, de Washington et de Californie) lors de l'évènement climatique El Niño de 1997-98 (*Hapke et al., 1998 ; Sallenger et al., 1999 ; Revell et al., 2002 ; Sallenger et al. 2002*).

Il faut enfin mentionner les études menées par le corps des ingénieurs de l'armée américaine (USACE) avec un nouveau type de LiDAR utilisant deux lasers de différentes longueurs d'onde (532 et 1064 nm) et permettant d'effectuer aussi bien des relevés topographiques que bathymétriques (*Irish et Lillycrop, 1999 ; Wozencraft et Irish, 2000 ; Guenther et al., 2000 ; Brock et al., 2002 ; Wozencraft et Lillycrop, 2003 ; Collin et al., 2007 ; Cottin et al., 2007*).

Au Canada, le LiDAR a été utilisé pour modéliser les risques d'inondation côtière à l'Île-du-Prince-Édouard (*Webster et al., 2004a*), au Nouveau-Brunswick (*Webster et al., 2006a*) et le long de la côte sud de la baie de Fundy (Nouvelle-Écosse ; *Webster et al., 2004b*). Il est également appliqué à l'étude de l'érosion côtière sur la côte nord de l'Île-du-Prince-Édouard et au Nouveau-Brunswick (*Forbes et Manson, 2003*) et a permis de mettre évidence des structures géologiques jusqu'alors non détectées en Nouvelle-Écosse comme des vestiges de cônes phréomagmatiques (*Webster et al., 2006b*).

Par contre, très peu d'études semblent avoir été menées jusqu'à présent sur l'érosion des côtes rocheuses. Seules les études menées sur l'érosion des côtes d'Oregon à la suite de l'évènement climatique El Niño de 1997-98 s'attachent à mesurer l'érosion subie par les falaises sédimentaires situées en arrière des plages (*Hapke et al., 1998 ; Sallenger et al., 1999 ; Revell et al., 2002 ; Sallenger et al. 2002*). Cependant, ces études portent sur des reculs moyens de plusieurs mètres, pouvant même atteindre 15 mètres par endroits à la suite d'un évènement climatique extrême. Aucune étude n'a encore été entreprise pour évaluer les performances des systèmes laser dans les falaises et étudier les risques liés à l'érosion des côtes rocheuses au moyen d'un système laser.

2.2 La vidéogrammétrie aérienne à haute résolution

2.2.1 Principe général de photogrammétrie

La vidéogrammétrie est une technique assez récente basée sur les principes de la photogrammétrie. Celle-ci a été définie dans l'introduction comme « *la science ou la technique permettant d'obtenir des informations fiables sur l'espace naturel ou sur des objets physiques par l'enregistrement, la mesure et l'interprétation d'images photographiques ou produites par rayonnements électromagnétiques ou autres phénomènes* » (*Slama et al., 1980*). Il s'agit donc d'une technique qui permet d'obtenir les coordonnées géographiques d'objets et d'effectuer des mesures tridimensionnelles à partir d'images photographiques. Pour cela, la photogrammétrie exploite la faculté de l'homme à percevoir le relief à partir de deux images planes d'un objet, prises de deux points de vue différents, à savoir la stéréoscopie (figure 2.4).

Il n'est pas question ici de donner une description complète des traitements photogramétriques, ceux-ci ayant déjà été exposés en détail dans un certain nombre d'ouvrages (par exemple *Kraus, 1993 ; Schenk, 1999b*), mais simplement un rappel des principes de base de cette technique.

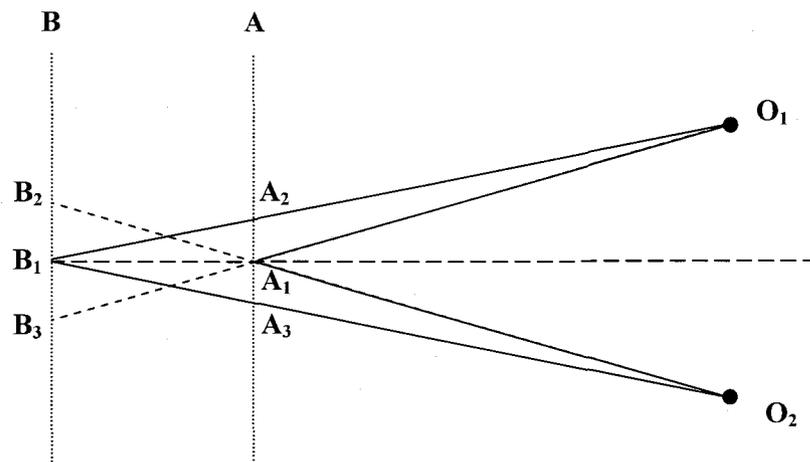


Figure 2.4 – Principe de la stéréoscopie. L'écart entre les deux points de vue O_1 et O_2 permet de distinguer les éléments du plan A et du plan B et rend ainsi possible la perception de la "profondeur", alors qu'un seul point de vue ne permet pas de discriminer les deux plans (confusion des points situés sur un même axe optique: A_1 et B_2 , A_1 et B_3 , A_2 et B_1 , A_3 et B_1).

Le traitement photogrammétrique a pour but de modéliser la géométrie de la prise de vue dans son ensemble et peut être résumé en deux opérations (Billen et Cornélis, 2000).

1. **l'orientation interne** : la première étape consiste à reconstruire la géométrie interne de l'image dans le système de projection. Cette étape nécessite la connaissance des éléments suivants : la distance focale de l'appareil de prise de vue, la position du point focal dans le plan de l'image, la taille physique du plan focal, la taille physique des pixels, le nombre de lignes et de colonnes de l'image et les caractéristiques de distorsions dues au système de lentilles. Une calibration de l'appareil de prise de vue permet en général de déterminer ces paramètres.
2. **l'orientation externe** : la seconde opération permet de déterminer la position de la caméra dans l'espace au moment de la prise de vue. Pour cela, les coordonnées du centre optique de la caméra (x_0, y_0, z_0) dans le système de référence géographique utilisé ainsi que les trois angles de rotation (ω, φ, κ) définissant la direction de l'axe optique sont nécessaires (figure 2.5). Ces paramètres peuvent être déterminés soit au moyen de points de contrôle au sol, soit au moyen de systèmes de contrôle embarqués (GPS et centrale inertielle).

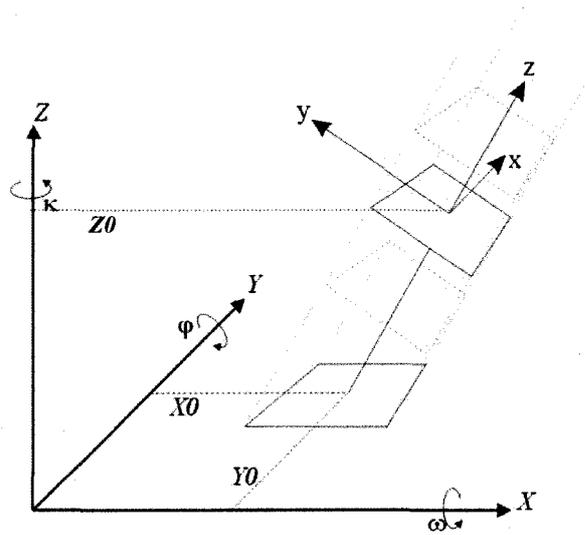


Figure 2.5 – Paramètres intervenant dans la procédure d'orientation externe. Les coordonnées du centre optique (X_0, Y_0, Z_0) et les angles de rotation selon les trois axes du référentiel (ω, φ, κ) sont nécessaires pour aligner le système de référence de l'image (x, y, z) sur le référentiel géographique (X, Y, Z).

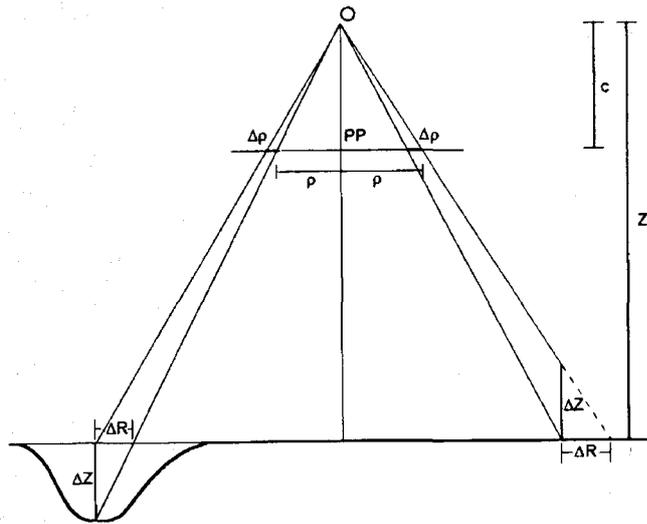


Figure 2.6 – Déplacement radial $\Delta\rho$ de points à l'extérieur du plan de vue supposé (PP) en raison d'une variation d'élévation Δz . Cas d'une prise de vue parfaitement verticale (d'après Kraus, 1993).

Une fois ces deux opérations réalisées, il reste encore à éliminer les erreurs de position introduites par les distorsions dues à la réfraction atmosphérique (dans le cas de vols à haute altitude) et au relief (figure 2.6). Cette procédure d'orthorectification nécessite un modèle numérique d'élévation de la zone ou au moins la connaissance des élévations de points de contrôle au sol afin de pouvoir éliminer l'effet du relief.

2.2.2 Principe général de vidéogrammétrie

La vidéogrammétrie se distingue seulement de la photogrammétrie par le fait qu'elle permet d'obtenir les coordonnées géographiques d'objets et d'effectuer des mesures tridimensionnelles à partir d'images vidéographiques numériques et non plus d'images photographiques. Le système d'acquisition vidéographique se compose en général d'une caméra numérique non-métrique à haute définition connectée à un ou plusieurs systèmes GPS qui enregistrent la position et l'attitude de la plate-forme (hélicoptère ou avion), assurant ainsi un positionnement précis du dispositif, et un logiciel d'acquisition spécifique permettant le géoréférencement direct en temps réel des prises de vue numériques (Larouche et al., 2002) (figure 2.7).

Afin d'améliorer au maximum la précision des mesures réalisées sur les images, la caméra est calibrée (figure 2.8) et ses paramètres d'orientation interne (distance focale, coordonnées du point principal, paramètres de distorsions radiales et tangentielles des lentilles) sont déterminés afin de corriger les erreurs systématiques liées au système (imperfection des lentilles, imperfection du capteur numérique CCD).

Les images ainsi obtenues sont ensuite exportées vers un logiciel d'analyse vidéogramétrique où elles peuvent être affichées et visualisées en 3D grâce à un dispositif de stéréovision utilisant des lunettes de vision stéréoscopique à cristaux liquides (figure 2.9). Des mesures de position, de distance, de surface et de volume peuvent également être réalisées grâce au logiciel d'analyse (Larouche et al., 2002).

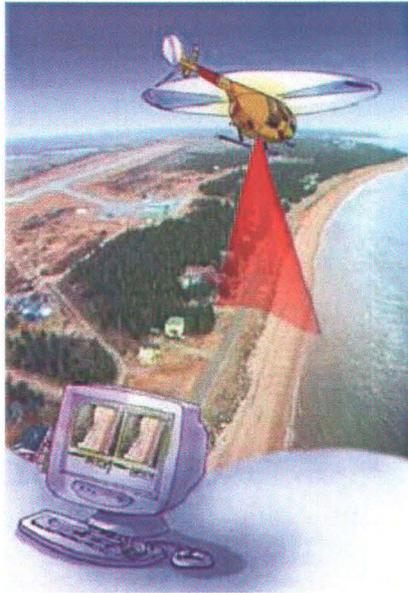


Figure 2.7 – Système vidéogrammétrique. Celui-ci se compose d'une caméra vidéo-graphique non-métrique, d'un logiciel d'acquisition et d'un logiciel d'analyse vidéogrammétrique. (source : GÉO-3D Inc.)

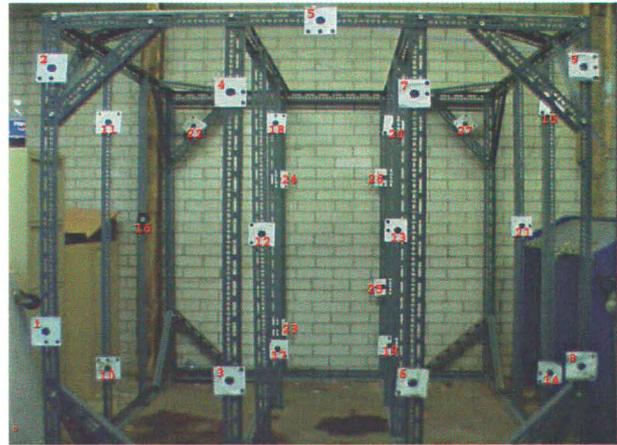


Figure 2.8 – Cube de calibrage utilisé pour la détermination des paramètres d'orientation interne des caméras vidéo-graphiques. (source : GÉO-3D Inc.)

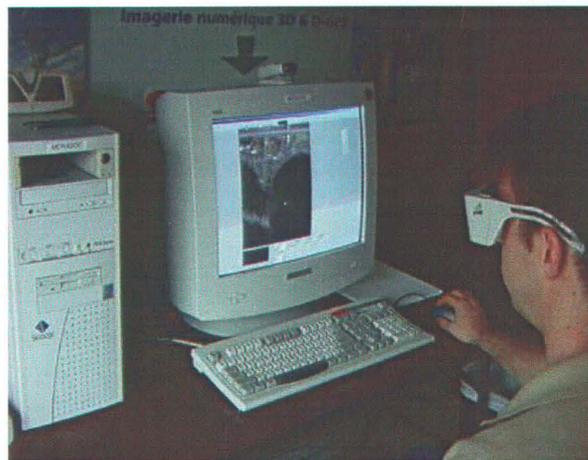


Figure 2.9 – Système de restitution stéréoscopique par ordinateur. Ce système se compose d'un émetteur infrarouge (visible ici sur le dessus de l'écran) et d'une paire de lunettes stéréoscopiques à cristaux liquides permettant la visualisation 3D des couples d'images qui sont affichés à l'écran par le logiciel d'analyse Cyclop-3D (source : GÉO-3D Inc.).

2.2.3 Précision des données

Selon *Larouche et al. (2002)*, la technique de vidéogrammétrie aérienne développée par GÉO-3D Inc. et utilisée dans cette étude offre une précision planimétrique de l'ordre de 1 à 3 mètres selon la hauteur de vol et le système de positionnement utilisés. Parmi les avantages de cette technique, nous pouvons citer :

- Le géoréférencement direct à partir des données GPS de l'avion, technique couramment utilisée en photogrammétrie numérique, simplifie considérablement le traitement des données et constitue un gain de temps appréciable.
- cette procédure de géoréférencement direct présente, en outre, l'avantage de ne pas nécessiter de points de contrôle, ce qui constitue également un gain en temps et en travail non négligeable.
- son taux d'acquisition élevé (5 images/s) assure un recouvrement entre images successives de plus de 95 %, ce qui permet une plus grande flexibilité dans le choix des couples stéréoscopiques.
- l'utilisation d'une caméra numérique à haute définition permet d'acquérir des images à très haute résolution spatiale (0,05 – 0,30 m) (figure 2.10).
- la saisie d'images directement sous forme numérique permet de s'affranchir des distorsions liées au film et aux procédures de numérisation des photographies argentiques et facilite leur traitement et leur intégration dans un SIG.

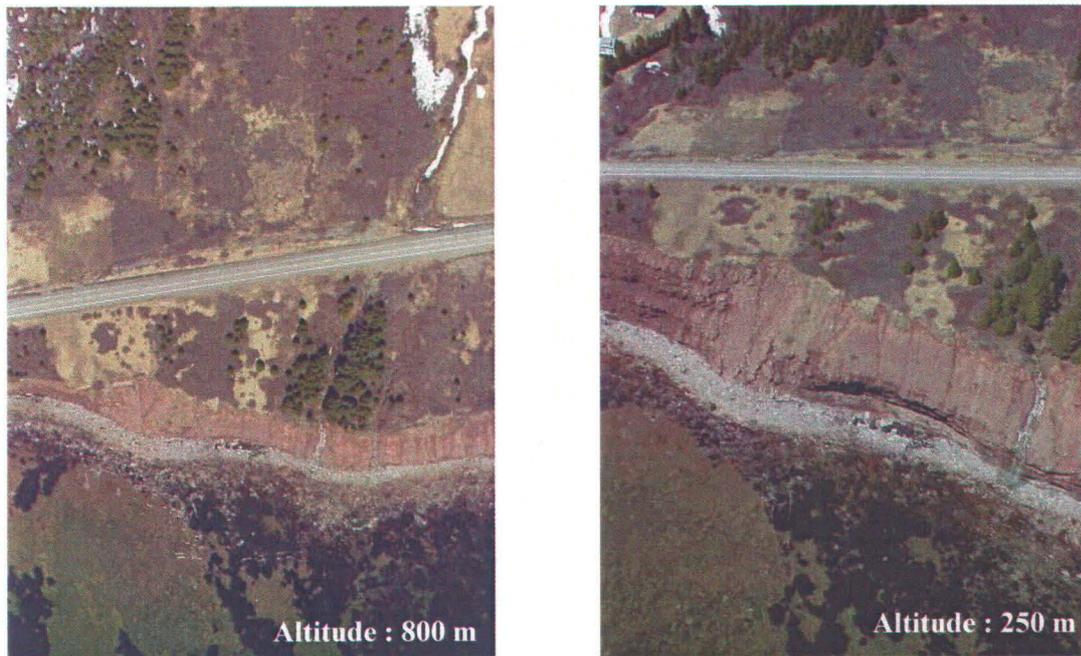


Figure 2.10 – Exemple de prises de vue vidéographiques (secteur de l’Anse-à-Beaufils). La prise de vue peut être soit verticale (à gauche) soit oblique (à droite).

2.2.4 Applications

Les techniques vidéogrammétriques sont utilisées dans des domaines très variés comme l’étude et la gestion des écosystèmes sous-marins (*Williams et al., 1998 ; Brown et al., 2002 ; Harvey et al., 2002 ; Cocito et al., 2003*), la gestion des ressources forestières (*Um et Wright, 1998*), l’étude de la banquise arctique (*Markus et al., 2003*), le suivi des infrastructures routières (*GÉO-3D Inc., 2003a*), la gestion des catastrophes en milieu urbain (*Montoya, 2003*), l’étude des rides sableuses sous-marines (*Doucette et al., 2002*), des modifications géomorphodynamiques des flèches sableuses (*Livingstone et al., 1999*) ou encore l’étude et la gestion de risques naturels liés à l’érosion (*Larouche et al., 2002*).

Cette technique semble cependant avoir du mal à s'imposer dans le domaine de l'érosion côtière, la préférence restant à la photogrammétrie traditionnelle (*Kaminsky et al., 1999 ; Moore et Griggs, 2002*). Bien qu'elle soit parfois utilisée dans une approche qualitative et descriptive des rivages (*Taylor et Frobel, 2001*), cette technique n'a pas encore pleinement convaincu par ses applications quantitatives. Le nombre restreint d'études réalisées jusqu'à présent sur les performances et les limites des systèmes vidéographiques aéroportés dans le domaine de l'érosion littorale, ainsi que les coûts d'acquisition, peuvent expliquer cette difficulté à s'imposer.

2.3 Les campagnes aériennes

2.3.1 Périodes de relevés

Deux campagnes aériennes ont été réalisées à un an d'intervalle afin de mettre en évidence l'érosion côtière annuelle pour les neuf sites d'étude. Le mois de mai a été retenu car c'est le moment le plus favorable pour la réalisation de relevés topographiques dans cette région, la couverture de glace et de neige ayant déjà disparu mais la végétation n'ayant pas encore eu le temps de se développer, ce qui permet une bonne pénétration du laser dans le couvert végétal.

Bien que la zone à couvrir ne soit pas particulièrement étendue (environ 120 kilomètres de côtes répartis sur une distance maximale de 200 kilomètres) et aurait pu être couverte en une seule journée par l'avion, les relevés ont été effectués sur deux jours afin de laisser le temps aux équipes de terrain de parcourir tous les sites et d'effectuer leurs mesures au moment précis du passage de l'avion au-dessus de leurs sites respectifs¹.

Chaque relevé a été effectué lors de la marée basse des marées de vives-eaux afin d'englober une plus grande zone côtière. Le premier relevé a eu lieu les 17 et 18 mai 2003 tandis que le second relevé a été réalisé les 6 et 8 mai 2004.

¹ Voir la section § 2.4 consacrée aux relevés de terrain.

2.3.2 Matériel utilisé pour les relevés aériens

2.3.2.1 Le système LiDAR

Les relevés LiDAR ont été réalisés par la société Lasermap Image Plus au moyen d'un système laser *ALTM-2050* d'Optech Inc. utilisant un laser infrarouge pulsé ayant une longueur d'onde de 1064 nm. La fréquence d'émission des impulsions laser était de 50 kHz, soit 50000 mesures par seconde. La fréquence de balayage était fixée à 17 Hz et l'angle maximal de balayage à 15° la première année et 20° la seconde (tableau IX).

Tableau IX – Caractéristiques techniques des relevés aériens LiDAR.

Paramètres	Valeurs
Longueur d'onde laser	1064 nm
Énergie moyenne des impulsions laser	110 µJ
Durée de l'impulsion laser	6 ns
Fréquence d'émissions des impulsions	17 Hz
Angle d'incidence maximal en 2003	15°
Angle d'incidence maximal en 2004	20°
Hauteur de vol	~ 800 m
Largeur du couloir en 2003	~ 430 m
Largeur du couloir en 2004	~ 580 m
Diamètre de l'empreinte laser au sol	0,16 m
Résolution spatiale moyenne	0,3 x 1,5 m

Compte tenu de l'altitude moyenne de vol, ces paramètres permettaient ainsi de couvrir une zone d'environ 200 mètres de part et d'autre de la ligne de vol en 2003, et d'environ 300 mètres en 2004. Pour chaque impulsion laser émise, les coordonnées géographiques (x, y, z) du premier et du dernier écho ainsi que l'intensité de chacun de ces deux signaux de retour ont été enregistrés.

2.3.2.2 La plate-forme et les systèmes de positionnement

Le système était installé à bord d'un avion bimoteur de type *Navajo* (figure 2.11) dont la position géographique était déterminée au moyen d'un GPS embarqué *Trimble[®] 4000 ssi* fonctionnant à 2 Hz et d'une station GPS fixe située au sol sur un repère géodésique et enregistrant à 1 Hz. L'attitude de l'appareil était quant à elle déterminée grâce à une centrale inertielle *POS LV* de marque *Applanix[®]* fonctionnant à 200 Hz et ayant une précision de mesure angulaire de $0,005^\circ$ pour le roulis et le tangage, et de $0,015^\circ$ pour le cap.



Figure 2.11 – Avion bimoteur Navajo ayant été utilisé pour les relevés aériens. (source : *GÉO-3D Inc.*)

2.3.2.3 Les paramètres de vol

La position des lignes de vol ainsi que l'altitude ont été déterminées de façon à ce que le corridor balayé par le laser couvre à la fois les environnements côtiers étudiés mais aussi la route nationale 132 qui longe la côte. Une altitude de vol de 800 mètres et une largeur de corridor d'environ 400 mètres ont été retenus.

Lors du premier relevé, en mai 2003, un seul survol par zone a été effectué. En 2004, les lignes de vol réalisées lors de la première campagne ont été à nouveau couvertes afin de disposer de données topographiques sur les mêmes zones à une année d'intervalle. A

cela, de nouvelles lignes de vols, parallèles aux premières mais décalées d'environ 125 mètres vers le large, ont été ajoutées (figure 2.12) afin de permettre un meilleur balayage par le laser des parois verticales dans les falaises, et donc une meilleure représentation topographique des falaises et des processus d'érosion qui s'y déroulent. Des lignes de vol perpendiculaires au trait de côte ont également été ajoutées sur certaines plages afin d'étalonner les intensités du signal de retour (Boucher, 2007).

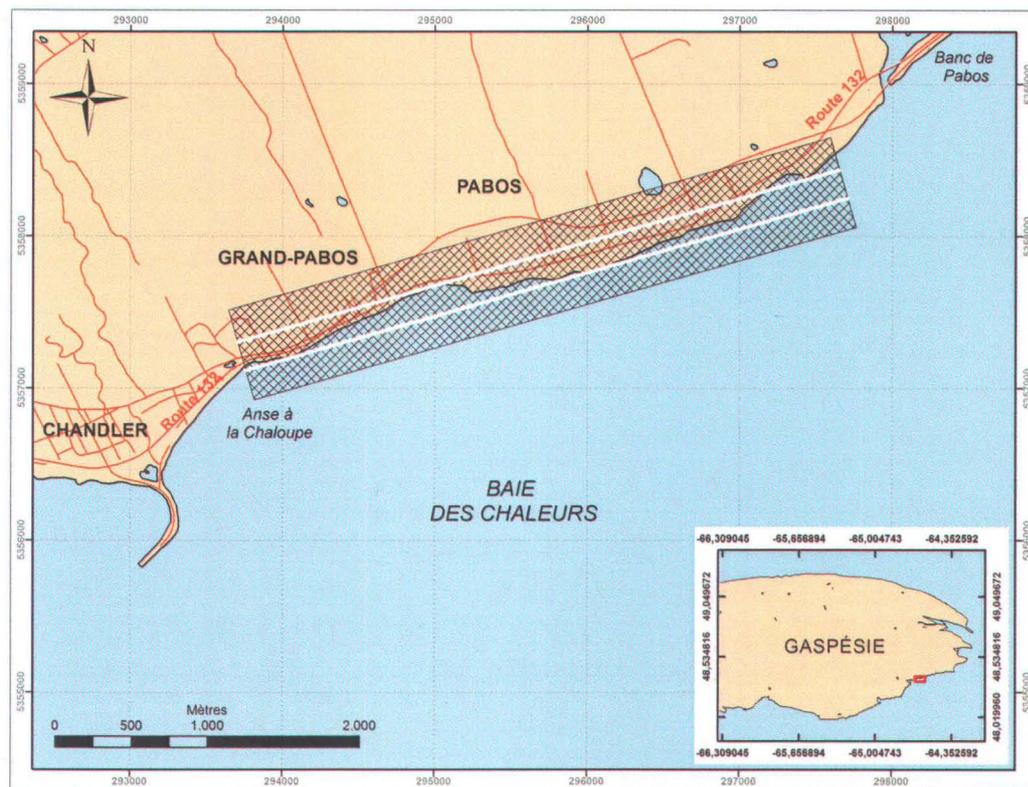


Figure 2.12 – Lignes de vol pour le secteur de Pabos. Les deux lignes blanches représentent les lignes de vol et la zone quadrillée montre le couloir où des mesures LiDAR ont été acquises.

2.3.2.4 Système vidéographique à très haute résolution

Lors de la campagne de mai 2003, des relevés vidéographiques à très haute définition ont également été menés afin d'évaluer les capacités de cette technique à mettre en évidence l'érosion côtière annuelle.

Pour éviter la multiplication des relevés aériens, le système de vidéogrammétrie, opéré par la société GÉO-3D Inc., et le système LiDAR ont été montés en parallèle dans le même appareil et les deux relevés ont été réalisés en même temps. Ce choix a obligé la société GÉO-3D Inc. à réaliser son relevé à une altitude de vol beaucoup plus élevée que d'habitude (800 mètres au lieu de 150-200 mètres).

Le système de vidéogrammétrie de la société GÉO-3D Inc. est composé d'une caméra digitale non-métrique SONY-DFW SX-900 équipée d'une lentille 12 mm et ayant une résolution de 1280 x 960 pixels, et du logiciel d'acquisition et de géoréférencement *KRONOS*[®] (figure 2.13). Ce logiciel a été spécialement développé afin de capter les images numériques à haute définition et de les synchroniser en temps réel avec les données GPS enregistrées lors des relevés aériens. Les séquences vidéographiques peuvent ensuite être exportées en format .avi ou .jpg en vue de traitements ultérieurs. Il faut cependant noter que le système employé ne permettait pas d'intégrer les données de la centrale inertielle pour le géoréférencement direct des prises de vue.



Figure 2.13 – Interface du logiciel d'acquisition de données vidéographiques Kronos[®]. (source : GÉO-3D Inc.)

Lors de la campagne de 2003, un premier survol à été effectué à environ 800 m d'altitude et des séquences vidéographiques verticales (figure 2.10) ont été enregistrées au moyen de la caméra précitée. Un second survol a ensuite été réalisé à une altitude de 250 mètres et des séquences vidéographiques obliques ont été prises sous un angle de 45° avec une caméra digitale non-métrique SONY-DFW SX-900 équipée d'une lentille de 6 mm. Ces vues obliques devaient permettre d'obtenir des informations qualitatives détaillées sur la structure des falaises et des côtes (stratigraphie, pendage, failles, traces de mouvements gravitaires, ouvrages de protection). Par contre, le projet ne prévoyait aucun relevé vidéographique en 2004. L'ensemble des paramètres techniques des relevés vidéographiques sont résumés dans le tableau X.

Tableau X – Caractéristiques techniques des relevés aériens vidéographiques.

Paramètres	Valeurs
Modèle de caméra	SONY-DFW SX-900
Résolution du capteur CCD	1280 x 960
Focale pour les prises de vues verticales	12 mm
Focale pour les prises de vues obliques	6 mm
Fréquence d'acquisition	5 Hz
Hauteur de vol pour les prises de vues verticales	~ 800 m
Hauteur de vol pour les prises de vues obliques	~ 250 m
Angle d'incidence des prises de vues obliques	45°
Résolution spatiale moyenne	0,3 x 0,3 m

2.4 Les campagnes de terrain

Des campagnes de terrain ont également été menées afin de permettre de valider et de compléter les données aériennes. Ces mesures de terrain ont été effectuées lors du passage de l'avion par quatre équipes réparties sur 3 ou 4 sites d'étude simultanément. Tout les échantillons et toutes les mesures ont été positionnés au moyen d'un GPS *Trimble® Pro XRS* offrant une précision planimétrique moyenne de 0,30 m et une précision verticale moyenne de 0,40 m en mode différentiel post-traité sur le code C/A.

Ces campagnes de terrain comprenaient en 2003 :

- des mesures de profils de plage s'étendant depuis le haut de plage (incluant les talus) jusqu'en bas de la zone intertidale. Chacun de ces profils a pour origine un repère géodésique dont la position a été déterminée par les arpenteurs du MTQ avec une précision de l'ordre du centimètre au moyen de stations totales (*Ulmann et Long, 2003*). Ces mesures de profil ont été effectuées au moyen d'un théodolite *TOPCON DT 104*. Ces profils d'élévation ont ensuite été comparés aux données LiDAR et vidéogramétriques afin d'évaluer l'exactitude des positionnements verticaux fournis par les systèmes aéroportés ;
- des points de contrôle, répartis sur l'ensemble des sites d'études, ont été identifiés et leur position relevée à l'aide du système GPS décrit ci-dessus. Lors de la première campagne de mesures, seuls 16 points de contrôles ont été relevés. Ils s'agissait de carrés de tissus de couleur vive (blanc ou rose) disposés par la compagnie GÉO-3D Inc. sur la plage et le sommet des talus avoisinant afin de servir de points de contrôle (figure 2.14). Cependant, seuls deux sites ont été pourvus de tels dispositifs à raison de 8 points par site. Ce nombre apparaissant insuffisant pour réaliser une évaluation correcte et rigoureuse de l'exactitude de toutes les lignes de vol, une seconde série de points de contrôle a été acquise durant le mois d'août 2003. Il s'agissait surtout de points remarquables localisés le long de la route 132 ou dans les zones urbaines avoisinantes et identifiables sur les séquences vidéographiques (coins d'allées, de trottoirs, de toit de maison, etc.). Au final, 86 points de contrôle ont été mesurés et utilisés afin d'évaluer l'exactitude des positionnements horizontaux et verticaux fournis par les données vidéogramétriques.

Lors de la campagne de terrain réalisée en 2004, la méthodologie utilisée en 2003 a été conservée à l'exception de la modification suivante : les mesures de profils de plage ont été effectuées au moyen d'un système de positionnement GPS RTK appartenant à la Commission géologique du Canada et offrant une précision verticale supérieure à 5 cm.

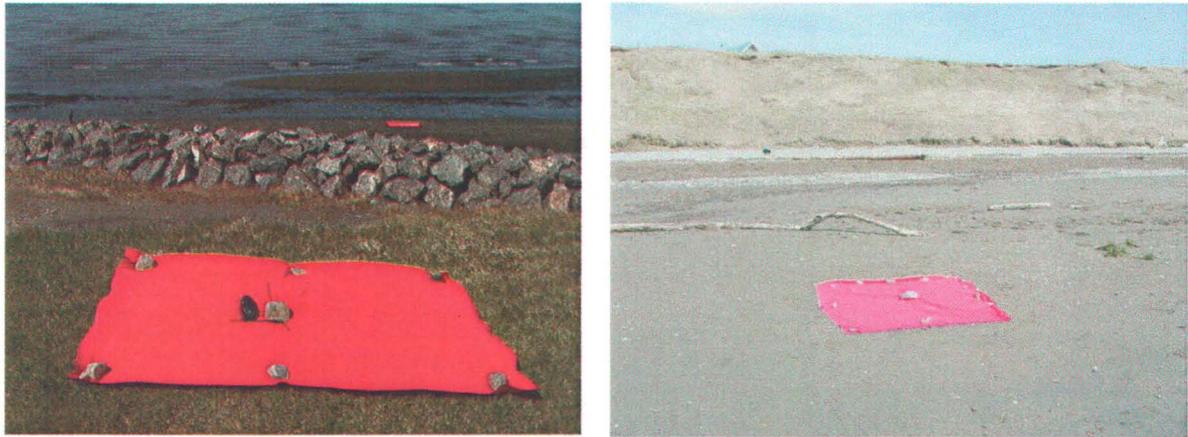


Figure 2.14 – Exemples de repères colorés utilisés comme points de contrôle lors des relevés vidéographiques. *Photos de GÉO-3D Inc. (à gauche) et de J.-F. Crémer (à droite).*

2.5 Méthodologie de travail

2.5.1 Traitement et analyse des données LiDAR

2.5.1.1 Prétraitement des données

Une fois les relevés aéroportés terminés, la société Lasermap Image Plus s'est chargée du prétraitement des données LiDAR. Lors de cette étape, il s'agit d'améliorer la précision des positionnements du GPS installé dans l'avion en utilisant les données d'une station de base et de classer les points LiDAR en deux catégories : sol et végétation (cette dernière classe comprend également les bâtiments et autre infrastructures humaines).

Cette classification est généralement effectuée de façon automatique à l'aide d'algorithmes basés sur les variations rapides d'élévation et de pente. Ces algorithmes ont cependant révélé leurs limites dans les falaises, comme cela sera discuté ultérieurement dans le chapitre 4 (§4.2.4), et une classification manuelle a été nécessaire dans ces secteurs. Les données ont finalement été livrées sous forme de fichiers ASCII contenant les coordonnées géographiques x , y et z ainsi qu'une valeur d'intensité codée i comprise entre 1 et 4096 pour chaque écho laser.

2.5.1.2 Traitement des données

La première étape du travail a consisté à convertir ces fichiers en tables de données puis à les importer dans le logiciel de traitement et d'analyse de données géographiques *ArcGIS* 8.3. Trois produits ont été réalisés pour chaque secteur d'étude et pour chaque année.

Des **TIN** (acronyme de Triangulated Irrregular Network) : il s'agit d'une représentation vectorielle d'une surface dans l'espace, utilisant un réseau de nœuds irrégulièrement espacés et connectés entre eux par des lignes délimitant des facettes triangulaires. Chaque point du réseau est localisé dans l'espace par ses trois coordonnées spatiales (x, y, z) et la surface peut être visualisée en 2,5 D (figure 2.15). La méthode de triangulation utilisée par le logiciel *ArcGIS* 8.3 est la méthode de triangulation de Delaunay qui consiste à construire les facettes triangulaires en utilisant trois points circonscrits à un même cercle de façon à ce qu'aucun autre point ne soit inclus à l'intérieur de ce cercle (figure 2.16).

Des **MNT** (acronyme de Modèle Numérique de Terrain) : il s'agit d'une représentation sous forme numérique du relief d'une zone géographique. Ce modèle numérique se présente sous la forme d'une image matricielle composée de cellules (pixels) régulièrement espacées. Chaque cellule est localisée par ses coordonnées planimétriques (x, y) et une valeur numérique représentant l'élévation du terrain à cet endroit lui est attribuée. Cette élévation peut ensuite être traduite visuellement par un code couleur (figure 2.17).

Des **MNI** (acronyme de Modèle Numérique d'Intensité) : il s'agit dans ce cas-ci d'une représentation sous forme numérique de l'intensité du signal de retour du LiDAR. Ce modèle numérique se présente lui aussi sous la forme d'une image matricielle composées de cellules régulièrement espacées où l'intensité du signal de retour est représentée par une valeur numérique et traduite par un code couleur (figure 2.18).

Comme les mesures laser présentent un espacement moyen au sol de 0,3 mètre perpendiculairement à la ligne de vol et de 1,5 mètre parallèlement à celle-ci, les MNT et MNI ont été réalisés avec la plus grande résolution spatiale offerte par le système LiDAR

(soit 0,3 mètre) afin de tirer parti du maximum de données laser acquises. Il faut cependant noter que, puisque les représentations sous formes de MNT et de MNI sont basées sur une répartition régulière en cellules, l'attribution à chacune d'elles d'une valeur nécessite une interpolation lorsque la distribution spatiale des données est irrégulière comme c'est le cas avec les données LiDAR. Toutefois, l'énorme quantité de données laser ainsi que les capacités de mémoire et de calcul limitées des ordinateurs et des logiciels de traitement restreignent fortement les possibilités d'interpolation.

Dans le cas de cette étude, seule la méthode d'interpolation au plus proche voisin (natural neighbour interpolation) a pu être utilisée. Cette méthode peut sembler inappropriée au premier abord pour une représentation détaillée et à haute résolution de la topographie du sol, mais ce désavantage est en grande partie compensé par la très haute densité de données laser acquises. Quant aux MNI, la méthode d'interpolation au plus proche voisin est la seule envisageable car les intensités de retour laser ne sont pas caractérisées par une continuité spatiale comme le sont les élévations.

2.5.1.3 Analyse des données

La seconde étape a consisté à évaluer la précision et l'exactitude, aussi bien horizontale que verticale, des données altimétriques LiDAR ainsi que les limites d'application de cette nouvelle technologie de télédétection aérienne afin de connaître précisément ses avantages et/ou ses inconvénients par rapport aux techniques de relevés existantes (photogrammétrie aérienne, arpentage). Il est en effet essentiel de connaître de telles informations afin d'intégrer efficacement les données laser aux données déjà existantes et de les combiner de façon adéquate afin d'améliorer la gestion des risques naturels côtiers.

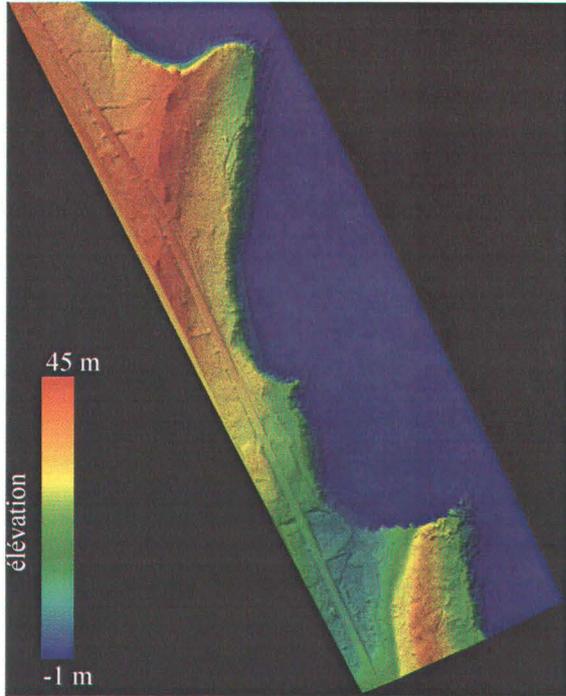


Figure 2.15 – Exemple de TIN généré à partir de données LiDAR (secteur de Percé-Pointe-Saint-Pierre).

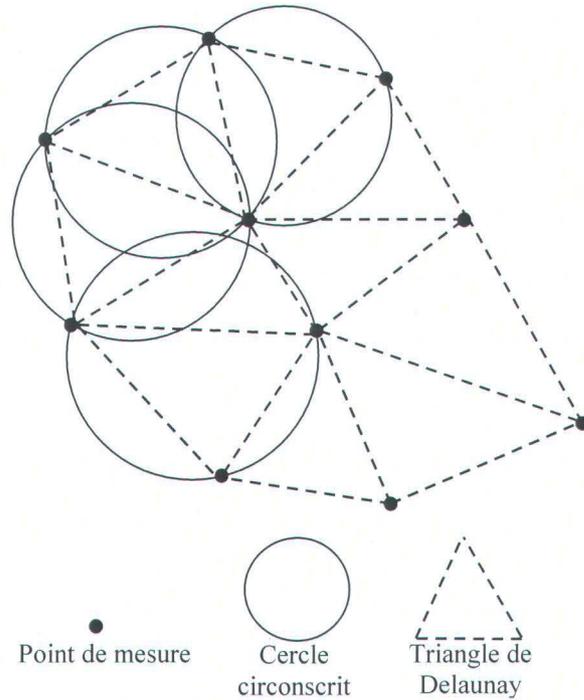


Figure 2.16 – Méthode d'interpolation de Delaunay utilisée pour la réalisation des TIN.

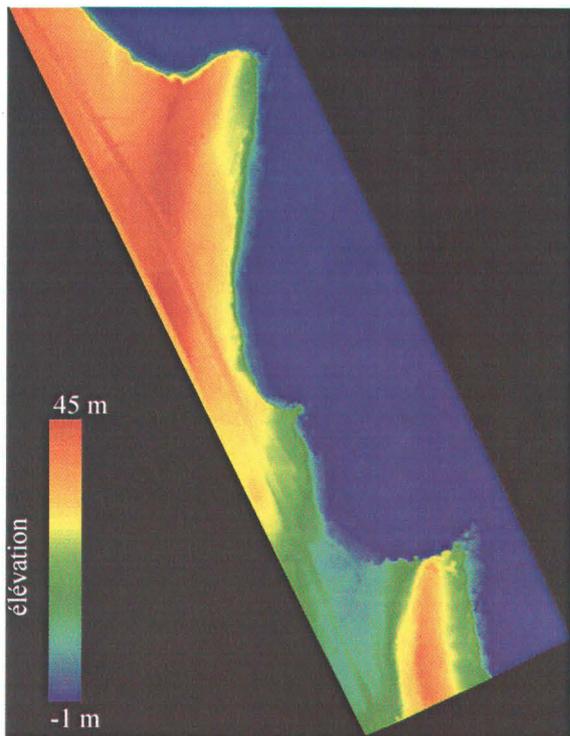


Figure 2.17 – Exemple de MNT généré à partir de données LiDAR (secteur de Percé-Pointe-Saint-Pierre).

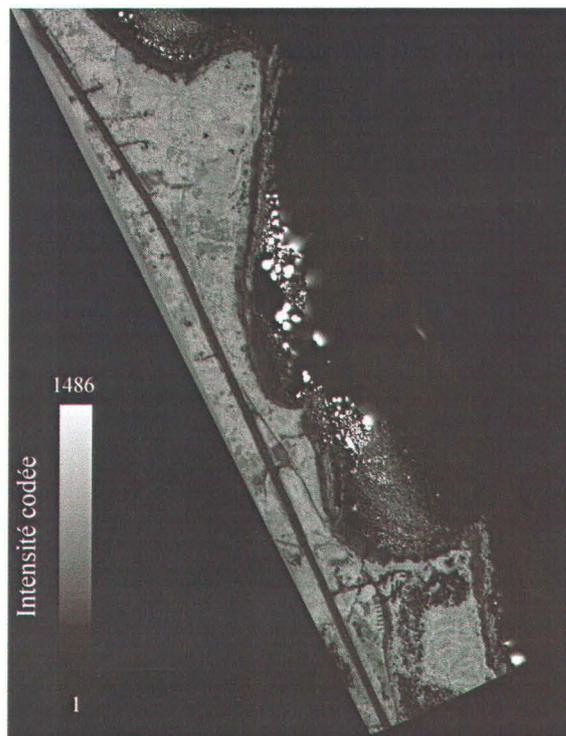


Figure 2.18 – Exemple de MNI généré à partir de données codées d'intensité LiDAR (secteur de Percé-Pointe-Saint-Pierre).

Précision verticale

Pour ce faire, plusieurs analyses ont été réalisées. Tout d'abord la précision verticale du système laser aéroporté a été évaluée en comparant les élévations de surfaces artificielles relativement planes (comme des routes, des aires de stationnements ou des allées de garage) fournies par le LiDAR en 2003 avec celles obtenues aux mêmes endroits lors du survol de 2004. Comme les élévations de telles surfaces ne sont pas supposées avoir changé en si peu de temps, les différences mesurées représentent donc la précision verticale du système.

Exactitude verticale

L'exactitude verticale a ensuite été déterminée en comparant chaque profil topographique relevé sur le terrain avec le profil topographique LiDAR mesuré à la même localisation géographique. Comme un profil de terrain est composé d'une série de points de mesure, l'écart vertical entre chacun de ces points et le profil LiDAR correspondant a été déterminé, cet écart représentant l'erreur verticale commise en ce point (figure 2.19).

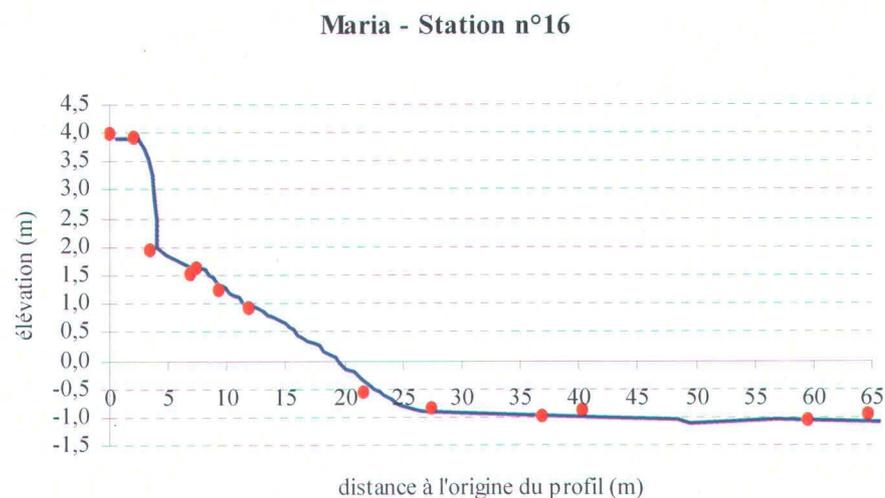


Figure 2.19 – Exemple de comparaison entre profils de terrain obtenus par arpentage (en rouge) et par relevés laser (en bleu). En raison de la grande densité de mesures laser, le profil LiDAR apparaît sous la forme d'une ligne.

Exactitude horizontale

L'exactitude horizontale du LiDAR a été plus difficile à évaluer étant donné la nature même des données altimétriques laser. En effet, leur caractère ponctuel et discret ainsi que l'absence de toute information autre que géographique ne permet pas d'identifier clairement l'élément réflecteur. Il est par conséquent extrêmement difficile, pour ne pas dire impossible, d'établir une correspondance exacte entre un point de contrôle et une donnée LiDAR spécifique.

Dans cette étude cependant, chaque donnée altimétrique laser était aussi accompagnée d'une valeur d'intensité du signal de retour pouvant servir à préciser la nature du réflecteur. En étudiant les MNI réalisés, il est apparu que diverses structures humaines étaient clairement identifiables et pouvaient servir à évaluer l'exactitude horizontale du système. Il s'agissait principalement du marquage routier sur la route 132, des allées privées asphaltées ainsi que des contours des toits de certains bâtiments localisés le long de cette même route (figure 2.20). La position géographique exacte de ces éléments est en effet connue grâce à des relevés d'arpentage précis réalisés par des arpenteurs – géomètres professionnels du MTQ et mis à notre disposition pour ce recherche doctorale.

La méthode retenue pour évaluer l'exactitude du LiDAR a donc été la suivante : la ligne centrale de la route 132 a été numérisée à partir des MNI réalisés pour tous les sites d'étude et pour les deux années (figure 2.21). Sa position a été comparée avec celle fournie par les relevés d'arpentage. L'erreur de positionnement horizontal a été mesuré tous les 25 mètres afin d'obtenir une erreur moyenne.

De plus, la précision avec laquelle la ligne centrale a été numérisée a été évaluée en numérisant cette ligne deux fois de suite dans les mêmes conditions et en mesurant l'écart moyen entre les deux lignes numérisées.

Enfin, comme les données LiDAR ont été acquises dans le but de faire des comparaisons diachroniques, l'écart moyen entre la position de la ligne centrale sur les MNI de 2003 et sa position sur les MNI de 2004 a également été mesuré afin d'évaluer l'erreur de positionnement horizontale relative.

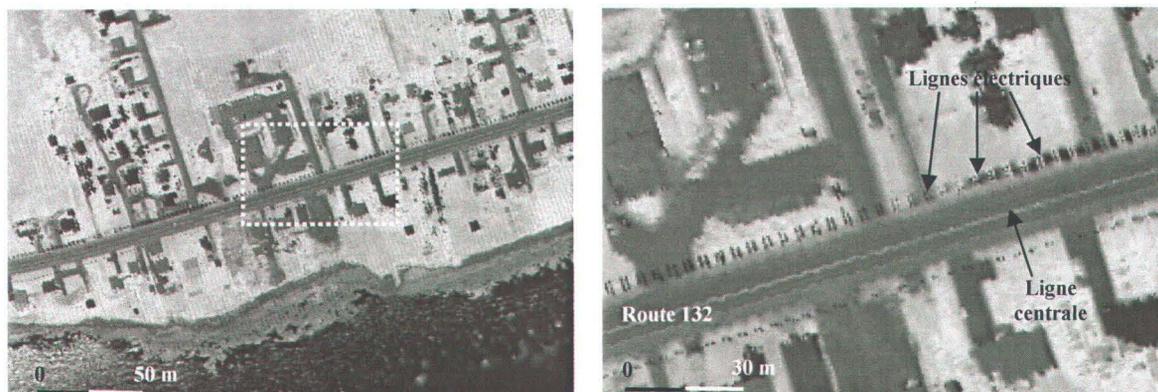


Figure 2.20 – MNI du secteur de Pabos montrant certaines infrastructures humaines. Outre les bâtiments et les voies de circulation, les marquages au sol et les lignes à haute tension sont également visibles. Le cadre en pointillés indique la zone agrandie dans l'image de droite.

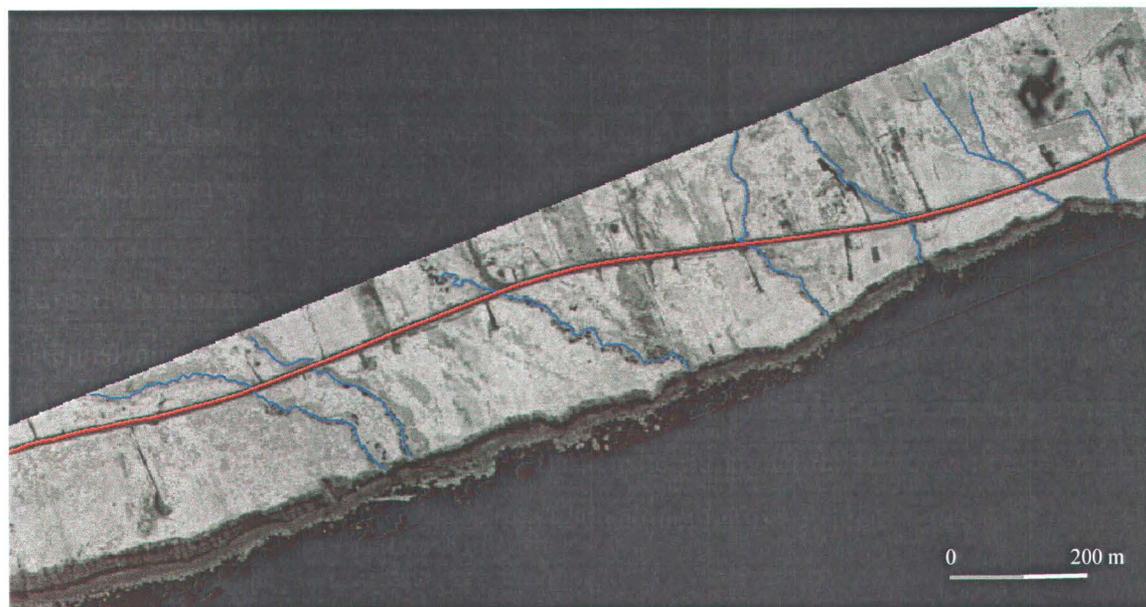


Figure 2.21 – Exemple de numérisation à partir d'un MNI. La route nationale 132 apparaît en rouge et les ruisseaux de cette portion de côte de l'Anse-à-Beaufils sont en bleus.

Couverture et résolution spatiale

La troisième et dernière partie de cette évaluation a porté sur les problèmes de couverture et de résolution spatiale rencontrés avec les données LiDAR. Ce type de problèmes se rencontre particulièrement dans les environnements présentant des profils verticaux ou sub-verticaux comme les falaises. Dans ce cas, la quantité de mesures laser chute de façon importante, les profils LiDAR présentent des sections dépourvues de données (figure 2.22) et les modèles TIN sont moins détaillés (2.23).

En vue d'améliorer la couverture de ce type d'environnement, une série de mesures ont été effectuées afin de déterminer si il existait une relation entre la quantité de mesures collectées et la distance entre la ligne de vol et la falaise. 17 zones ont donc été sélectionnées dans le secteur de l'Anse-à-Beaufils en fonction de leur profil et de leur distance à la ligne de vol. Chaque zone s'étend sur une distance de 100 m à 200 m en moyenne et couvre une portion de falaise relativement parallèle à la ligne de vol (figure 2.24).

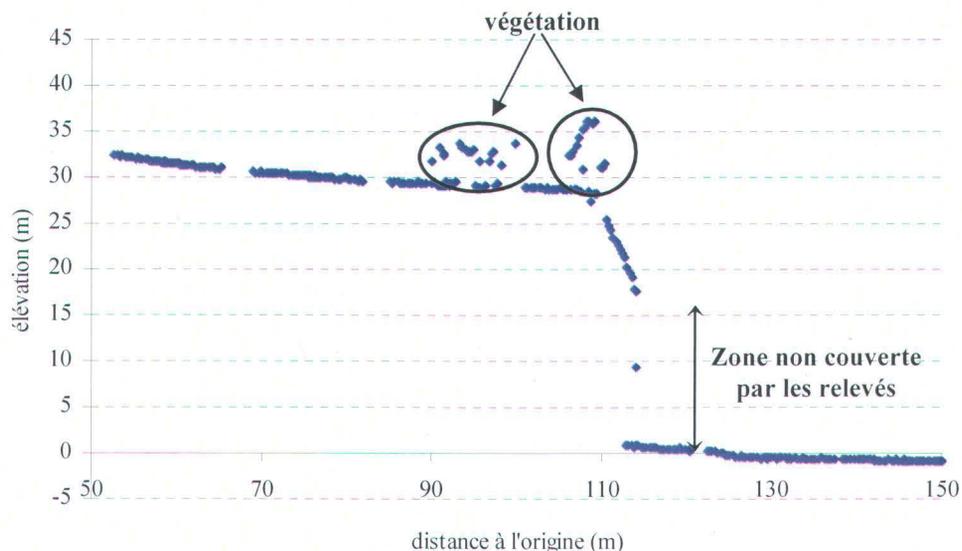


Figure 2.22 – Exemple de profil LiDAR d'une falaise (secteur de Paspébiac). La couverture de la partie supérieure de la falaise ne pose pas de problèmes en raison d'une pente d'environ 65° seulement. La moitié inférieure, par contre, présente une pente proche de 90° dans laquelle n'a pu être obtenue qu'une seule mesure laser.

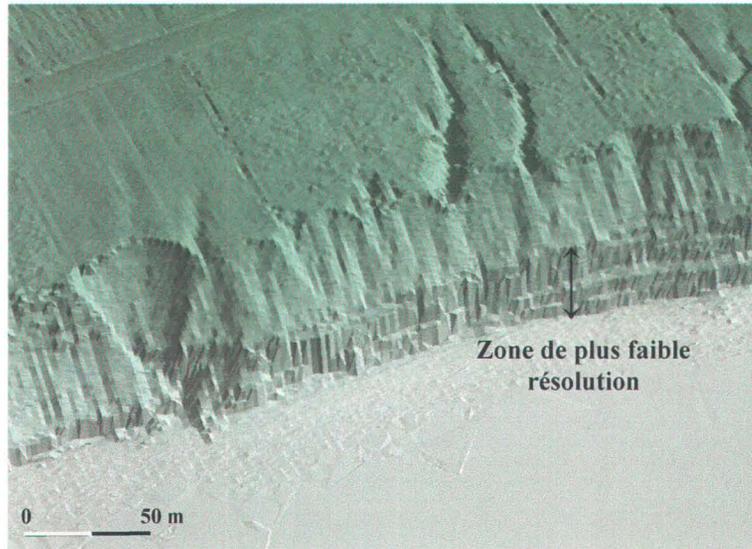


Figure 2.23 – Baisse de résolution des TIN dans les sections les plus abruptes des falaises (secteur de l'Anse-à-Beaufils).

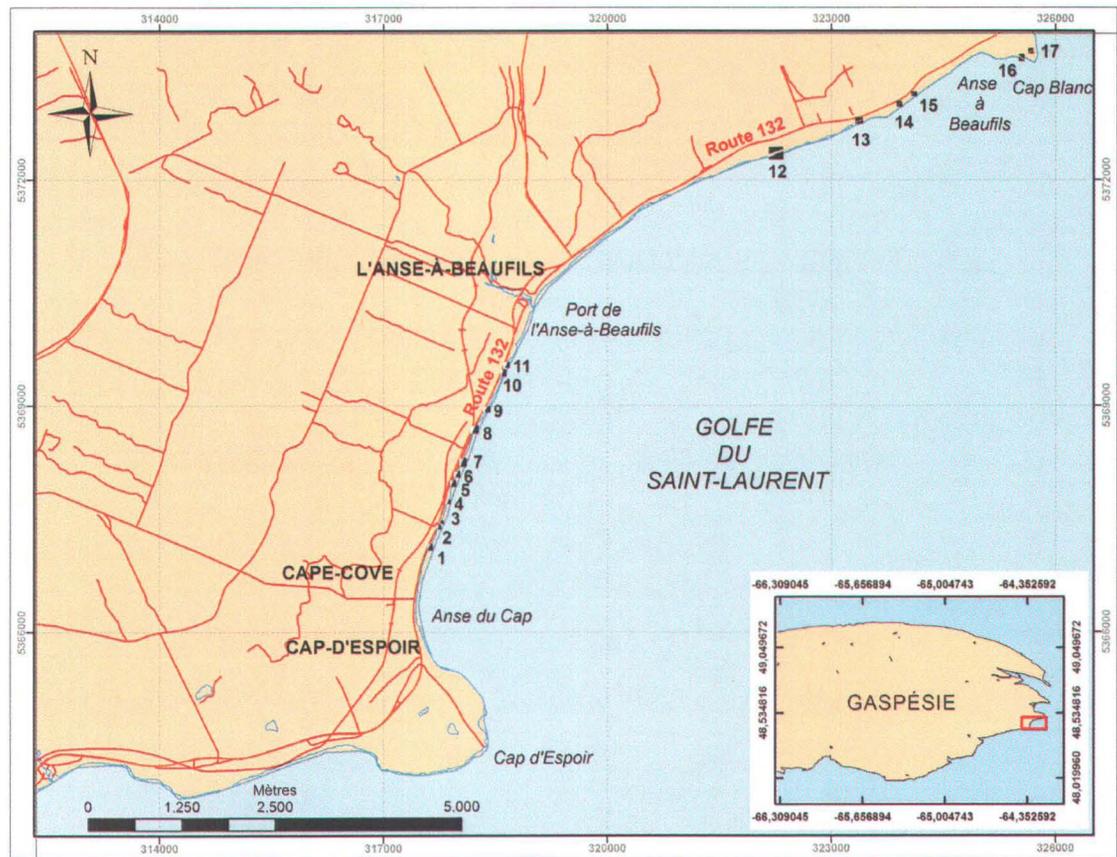


Figure 2.24 – Zones utilisées pour étudier les problèmes de couverture et de densité de mesures dans les environnements rocheux côtiers (secteur de l'Anse-à-Beaufils).

Des modèles numériques de pente (MNP) ont été réalisés pour chacune de ces zones à partir des données altimétriques laser de 2004 puis les pentes ont été classifiées en 9 classes. Le nombre de mesures LiDAR enregistrées a ensuite été déterminé pour chaque classe et la densité de données, exprimée en données par m², a été calculée. Les résultats sont présentés et discutés en détail dans les sections suivantes de cette étude (chapitre 4).

2.5.2 Traitement et analyse des données vidéographiques

2.5.2.1 Traitement des données

Les données vidéographiques fournies par la société GÉO-3D Inc. se présentent sous forme de fichiers vidéo numériques en format .avi non géoréférencés. Ceux-ci sont accompagnés de fichiers (.gps et .c3d) contenant les paramètres d'orientation interne de la caméra employée ainsi que les positions fournies par le GPS de l'avion. Ces fichiers sont nécessaires pour la géoréférencement automatique des prises de vue par le logiciel *Cyclop-3D Analyst*[®] (figure 2.25).

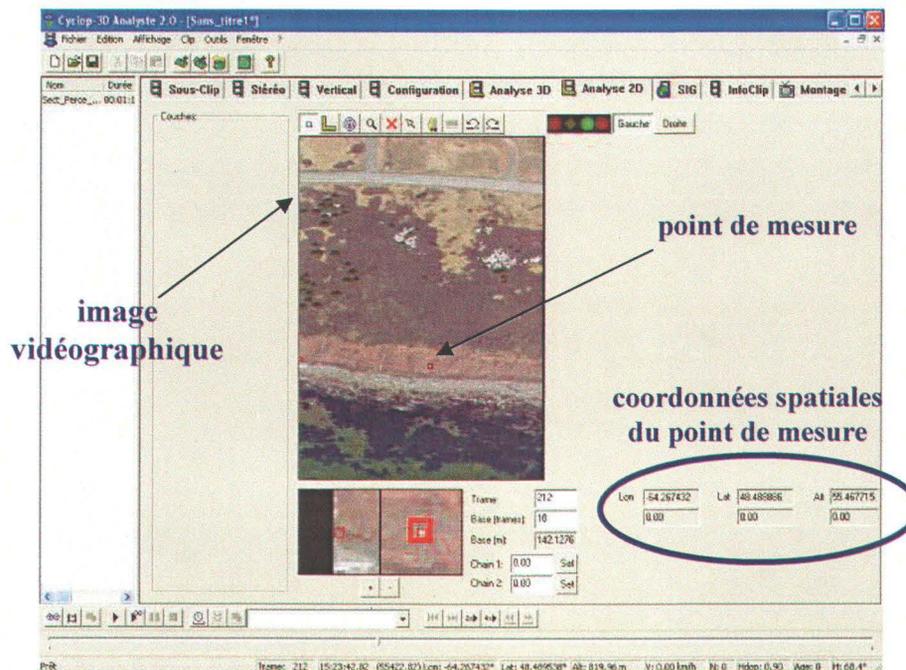


Figure 2.25 – Interface du logiciel d'analyse vidéogrammétrique Cyclop-3D Analyst[®]. (source : GÉO-3D Inc.)

Le but de cette étude n'étant pas de donner une description détaillée et exhaustive de ce logiciel de traitement vidéogrammétrique, nous nous contenterons de reprendre brièvement les différentes étapes nécessaires à l'extraction de données topographiques.

2. Toutes les mesures vidéogrammétriques effectuées avec ce logiciel reposent sur le principe de la stéréoscopie (figure 2.4) et nécessitent donc l'emploi de deux images prises sous deux points de vue différents et présentant un recouvrement d'au moins 60 %. Chaque séquence vidéographique étant constituée par une succession de vues fixes, ou images, acquises au fur et à mesure du déplacement de l'avion, deux vues d'une même séquence vidéo peuvent ainsi être utilisées comme couple stéréoscopique. La première étape consiste donc à définir de tels couples stéréoscopiques en choisissant l'identifiant des vues couvrant la zone d'intérêt. Le nombre d'images séparant les deux vues du couple correspond alors à la base stéréoscopique et peut être exprimée en mètre comme suit :

$$B(m) = \frac{N * v}{f} \quad (\text{éq. 2})$$

où B(m) représente la base stéréoscopique exprimée en mètre, N correspond au nombre de vues constituant la base stéréoscopique, f est la fréquence d'acquisition de vues par la caméra numérique et v exprime la vitesse de déplacement de l'avion en mètre par seconde. Par exemple, dans le cas de cette étude : v = 65 m/s et f = 5 Hz. Donc si N = 10, alors B(m) = 130 m.

3. Une fois que le couple stéréoscopique est sélectionné, il est nécessaire de procéder à un alignement horizontal des images afin de prendre en compte la direction de déplacement de l'avion et de rendre l'affichage stéréoscopique plus confortable. Cet alignement (ou correction stéréoscopique) se fait simplement en marquant sur chacune des deux vues du couple stéréoscopique, un même élément du paysage. Ce décalage est alors traduit automatiquement par le logiciel en valeur numérique correspondant à la correction stéréoscopique à apporter.

4. Bien que le logiciel charge automatiquement les paramètres d'orientation interne de la caméra, les paramètres moyens de navigation (vitesse de vol, cap, roulis, tangage, azimuth) et les paramètres de correction d'alignement du système (distance entre la caméra et l'antenne GPS, distance entre la caméra et la centrale inertielle, etc.), certaines de ces informations doivent être encodées manuellement, comme par exemple le modèle de caméra et la lentille utilisée.

5. L'étape suivante consiste à définir l'orientation relative et l'orientation absolue du couple stéréoscopique. Bien que, d'après GÉO-3D Inc., il soit possible d'effectuer des mesures et de positionner des objets sans avoir recours à cette procédure, elle est cependant fortement recommandée afin d'accroître la précision du système (*GÉO-3D Inc., 2003b*). L'orientation relative consiste à déterminer les angles de roulis, de tangage et de lacet entre les deux vues du couple et à déterminer la distance séparant leur centre de perspective respectifs. Pour ce faire, l'algorithme du logiciel nécessite la détermination visuelle et manuelle d'un minimum de 5 points homologues sur les vues du couple stéréoscopique. L'orientation absolue consiste pour sa part à orienter le couple par rapport à un repère géographique lié au terrain. Pour cela, un seul point de contrôle suffirait dans ce cas-ci (*GÉO-3D Inc., 2003b*) puisque les images sont déjà géoréférencées et que la plupart des inconnues ($x_0, y_0, z_0, \omega, \varphi, \kappa$) ont été déterminées lors du calibrage de la caméra. Il est cependant recommandé d'utiliser un plus grand nombre de points de contrôle afin d'améliorer le positionnement.

Une fois ces diverses opérations effectuées, un certain nombre d'outils d'analyse sont à la disposition de l'utilisateur. Parmi les diverses applications possibles les plus intéressantes sont: la mesure de distances (planimétriques ou spatiales), la mesure de surfaces, la mesure de volumes, la numérisation sous forme de points, de lignes ou de polygones de divers éléments du paysage ainsi que l'exportation sous forme de couches vectorielles (.shp) des éléments numérisés. Toutes ces mesures peuvent être réalisées en mode de visualisation 2D (par affichage conventionnel des images sur l'écran d'ordinateur) ou 3D (ce qui requiert l'emploi de lunettes stéréoscopiques).

2.5.2.2 Analyse des données

Tout comme pour l'évaluation du système LiDAR, la précision et l'exactitude des données vidéogrammétriques ainsi que les limites d'application de cette nouvelle technologie ont été évalués afin de connaître précisément les avantages et/ou les inconvénients de cette technique par rapport aux autres techniques de relevés existantes. Cette partie de l'étude a porté essentiellement sur la détermination de la précision et de l'exactitude des positionnements planimétriques et altimétriques dont dépendent toutes les autres mesures. Pour ce faire, plusieurs tests ont été réalisés :

1. détermination des erreurs de positionnements de points remarquables (points de contrôle) en comparant les coordonnées géographiques de ces points mesurées par le logiciel *Cyclop-3D Analyst*[®] sans aucune correction d'orientation (relative ou absolue) et leurs coordonnées réelles relevées sur le terrain (cf. § 2.4). Ce test a pour but de voir s'il est possible d'éviter les procédures d'orientations afin d'accélérer la procédure de traitement et de la rendre moins contraignante.
2. détermination des erreurs de positionnements de points de contrôle en comparant les coordonnées géographiques de ces points mesurées par le logiciel *Cyclop-3D Analyst*[®] avec correction d'orientation relative seulement et leurs coordonnées réelles relevées sur le terrain. Ce test a été réalisé en utilisant respectivement 5, 10, 15 et 20 points homologues lors de l'orientation relative afin de déterminer le nombre optimal de points homologues à utiliser et d'évaluer l'amélioration des positionnements par rapport au cas sans orientations.
3. détermination des erreurs de positionnements de points remarquables (points de contrôle) en comparant les coordonnées géographiques de ces points mesurées par le logiciel *Cyclop-3D Analyst*[®] avec correction d'orientation relative et absolue et leurs coordonnées réelles relevées sur le terrain. Ce test a été réalisé en utilisant respectivement 1, 2, 3, 4, 5 et 6 points de contrôle lors de l'orientation absolue afin de déterminer le nombre optimal de points de contrôle à utiliser et de

quantifier l'amélioration des positionnements par rapport au cas avec orientation relative seulement.

4. détermination de l'influence des erreurs de pointage sur l'exactitude des positionnement. Ce test a consisté à mesurer 100 fois la position géographique d'un point de contrôle avec le logiciel *Cyclop-3D Analyst*[®], l'erreur moyenné représentant l'imprécision moyenne des mesures dans ce logiciel.
5. Détermination de l'influence de la base stéréoscopique sur l'exactitude des positionnements. Ce test a consisté à refaire le test 3 avec des bases allant de 5 à 15 vues respectivement.
6. Détermination de l'influence de l'alignement horizontal sur l'exactitude des positionnements. Ce test a consisté à refaire le test 3 avec des corrections stéréoscopiques de 400, 437, 443, 449 et 456 respectivement.
7. Détermination de l'influence du choix du couple stéréoscopique sur l'exactitude des positionnements. Ce test a consisté à refaire le test 3 avec quatre couples de vues différentes de la même zone.

Les résultats de ces tests sont présentés et discutés en détail dans la section suivante de cette étude (chapitre 3).

2.5.3 Détermination des risques naturels liés à l'érosion côtière

Afin de quantifier plus précisément les risques naturels liés à l'érosion côtière, des informations sur les différents paramètres intervenant dans ce processus ont été collectées et combinées dans le but de produire un indice de risque reflétant la sensibilité du littoral et la vulnérabilité des constructions humaines à l'érosion.

Les paramètres pris en considération ici pour quantifier les risques naturels sont les suivants :

1. Géologie et géomorphologie du littoral
2. Hydrodynamisme local
3. Élévation des terrains
4. Pente des terrains
5. Élévation de l'arrière-plage
6. Présence de faiblesses structurales (failles)
7. Évolution à long terme du littoral
8. Présence d'ouvrages de protection

Cependant, comme l'intégration des données LiDAR et vidéogrammétriques aux autres données existantes ainsi que la réalisation de l'indice de risque constituent les objectifs principaux de cette thèse, cette partie sera décrite de façon plus détaillée dans la suite de cette étude (chapitre 5).

Chapitre 3. Évaluation de la technique vidéogrammétrique appliquée à l'étude de l'érosion côtière

Comme cela a été expliqué dans le chapitre précédent, la précision et l'exactitude des données vidéogrammétriques ainsi que les limites d'application de la vidéogrammétrie ont été évaluées afin de déterminer les avantages et/ou les inconvénients de cette technique par rapport aux autres techniques de relevés existantes. Cette partie de l'étude a consisté essentiellement à mesurer la précision et l'exactitude des positionnements spatiaux (x, y, z) dont dépendent toutes les autres mesures (longueur, surface, volume). Pour ce faire, plusieurs tests ont été réalisés et les résultats sont présentés ci-après.

3.1 Résultats

3.1.1 Précision des mesures

En premier lieu, la précision avec laquelle les mesures de positionnement peuvent être réalisées au moyen du logiciel *Cyclop-3D Analyst*[®] a été estimée. Pour cela, deux facteurs ont été pris en considération : d'une part la résolution spatiale des images vidéographiques utilisées et d'autre part les erreurs de positionnement introduites lors du pointage d'un objet quelconque sur une de ces images.

Le premier peut être calculé assez simplement à partir de la distance focale de la caméra (12 mm), de la taille du plan focal et du nombre de pixels composant le capteur CCD (1280 x 960) et de l'altitude de vol (800 mètres). Dans ce cas précis, la résolution spatiale est d'environ 30 cm.

Le second facteur influençant la précision des mesures a été estimé en pointant successivement le même objet de l'image une centaine de fois. L'écart σ par rapport à la position moyenne a ensuite été déterminé, cet écart étant considéré comme représentatif

de l'erreur de pointage pouvant être commise pour cet objet. Cette mesure a été effectuée sur 24 points répartis sur différentes images. Les résultats sont présentés au tableau XI.

Tableau XI – Estimation des erreurs de positionnement selon les directions X, Y et Z dues au pointage. *Toutes les valeurs sont exprimées en mètres.*

# point	σ_x	σ_y	σ_z
1	0,21	0,26	0,02
2	0,20	0,14	0,05
3	0,23	0,19	0,04
4	0,27	0,20	0,07
5	0,25	0,29	0,07
6	0,30	0,24	0,01
7	0,24	0,22	0,08
8	0,21	0,22	0,07
9	0,21	0,26	0,02
10	0,16	0,28	0,04
11	0,15	0,16	0,03
12	0,18	0,19	0,00
13	0,16	0,19	0,07
14	0,17	0,26	0,02
15	0,15	0,21	0,03
16	0,15	0,17	0,03
17	0,21	0,20	0,01
18	0,24	0,25	0,07
19	0,25	0,24	0,08
20	0,24	0,37	0,02
21	0,18	0,27	0,04
22	0,20	0,23	0,04
23	0,20	0,23	0,00
24	0,24	0,27	0,09
moyenne	0,21	0,23	0,04

L'erreur de pointage moyenne obtenue est de 21 cm en X, 23 cm en Y et de seulement 4 cm en Z. Cependant, ces valeurs ne sont basées que sur un seul écart-type et présentent donc un intervalle de confiance de seulement 68 %. Un intervalle de confiance de 95 %, soit 2σ , est préférable. C'est pourquoi dans la suite de cette évaluation, la précision retenue pour tout les positionnements faits dans *Cyclop-3D Analyst*[®] sera de 42 cm en X, 46 cm en Y et 8 cm en Z.

Il faut également rappeler que le positionnement géographique des points de contrôle sur le terrain a été fait avec une précision planimétrique d'environ 30 cm et une précision altimétrique d'environ 40 cm. Par conséquent, toute différence de coordonnées inférieure à ces valeurs sera considérée comme non significative.

3.1.2 Le géoréférencement automatique

Dans la seconde étape de cette évaluation, l'exactitude de la géoréférencement automatique effectuée par le logiciel *Cyclop-3D Analyst*[®] a été évaluée pour chacun des deux sites-tests, à savoir La Malbaie et Bonaventure. Aucune procédure manuelle d'orientation relative ou d'orientation absolue n'a eu lieu pour cette partie du test. Les trois composantes de l'erreur de positionnement dx, dy et dz ont été mesurées pour chaque point de contrôle (Ground Control Point ou GCP) et l'erreur moyenne de positionnement, l'écart-type ainsi que l'erreur quadratique moyenne (RMS) ont été calculés à partir de ces mesures. Les résultats sont présentés au tableau XII.

Tableau XII – Erreur des positionnements vidéogrammétriques pour les sites de la Malbaie et de Bonaventure. *L'erreur moyenne, l'écart-type et l'erreur quadratique moyenne (RMS) ont été déterminées. Toutes les valeurs sont exprimées en mètres.*

Site	GCP	Mode 2D			Mode 3D		
		#	dx	dy	dz	dx	dy
La Malbaie	1	0,80	1,14	14,58	0,43	1,37	15,81
	2	0,55	0,62	9,23	0,25	0,76	8,85
	3	-1,53	5,54	12,95	-1,42	4,09	10,09
	4	1,05	0,48	11,42	1,07	1,05	13,80
	5	-0,27	0,23	9,06	-0,20	0,40	9,70
	6	-1,30	0,67	7,57	-1,63	0,72	6,62
	7	0,13	0,32	8,51			
Bonaventure	1	-0,22	0,04	14,08	-0,28	0,16	13,25
	2	-0,64	0,55	7,67	-0,89	0,46	6,93
	3	-1,23	1,30	4,47	-0,91	1,38	6,40
	4	-0,38	2,01	5,70	-0,39	2,16	5,92
	5	-0,62	-0,25	9,30	-0,57	0,15	6,77
	6	0,48	0,42	16,00	0,57	0,77	15,70
	moyenne	-0,24	1,01	10,04	-0,33	1,12	9,99
	écart-type	0,79	1,42	3,38	0,78	1,05	3,58
	RMS	0,83	1,74	10,60	0,81	1,48	10,19

L'erreur moyenne observée en mode de mesure 2D est de $-0,24 \pm 0,79$ m en X, $1,01 \pm 1,42$ m en Y et $10,04 \pm 3,38$ m en Z. Les RMS sont respectivement de 0,83 m, 1,74 m et 10,60 m en X, Y et Z. En mode 3D, les erreurs observées sont sensiblement les mêmes qu'en mode 2D avec une erreur moyenne de $-0,33 \pm 0,78$ m en X, de $1,12 \pm 1,05$ m en Y et de $9,99 \pm 3,58$ m en Z. Les erreurs quadratiques moyennes sont quant à elles respectivement de 0,81 m, 1,48 m et 10,19 m.

Ces premiers résultats révèlent que la technique vidéogrammétrique offre une exactitude planimétrique "brute" de l'ordre de 1 à 2 mètres. Toutefois, les erreurs entachant les mesures d'élévation sont beaucoup plus importantes que les erreurs planimétriques et atteignent la dizaine de mètres. De telles erreurs verticales se révèlent tout à fait inadéquates pour une modélisation précise des littoraux et constituent, à première vue, une limitation majeure à l'emploi de la vidéogrammétrie dans le cadre de relevés topographiques.

3.1.3 L'orientation relative manuelle

La seconde partie de ce test a eu pour objectif d'estimer l'amélioration éventuelle apportée par la procédure manuelle d'orientation relative. Pour ce faire, l'orientation relative a été réalisée avec différents nombres de points homologues (5, 10, 15 et 20 points) et les composantes de l'erreur de positionnement dx, dy et dz ont une nouvelle fois été mesurées pour chaque point de contrôle disponible sur les deux zones de test. Les résultats sont résumés au tableau XIII et présentés en détails au tableau XIV. Ceux-ci montrent clairement qu'aucune amélioration n'est observée à la suite de la procédure d'orientation relative, que ce soit en X, en Y ou en Z, et quel que soit le nombre de points homologues employés. Les erreurs quadratiques moyennes horizontales restent d'environ 0,8 m en X et 1,7 m en Y tandis que les erreurs verticales restent comprises entre 10 m et 10,6 m.

Tableau XIII – Résumé des erreurs des positionnements après orientation relative. *Toutes les valeurs sont exprimées en mètres.*

Nombre de points homologues		Mode 2D			Mode 3D		
		dx	dy	dz	dx	dy	dz
5	moyenne	-0,25	1,00	9,79	-0,30	1,25	9,70
	écart-type	0,80	1,34	3,38	0,86	1,20	4,38
	RMS	0,84	1,67	10,35	0,91	1,73	10,64
10	moyenne	-0,24	1,02	9,88	-0,23	1,20	10,43
	écart-type	0,80	1,39	3,46	0,74	1,17	3,67
	RMS	0,84	1,73	10,47	0,78	1,68	11,06
15	moyenne	-0,27	0,99	9,79	-0,31	1,28	10,43
	écart-type	0,79	1,34	3,41	0,86	1,36	4,07
	RMS	0,84	1,67	10,36	0,91	1,87	11,20
20	moyenne	-0,16	1,00	10,19	-0,22	1,22	9,99
	écart-type	0,76	1,36	3,38	0,76	1,26	3,23
	RMS	0,78	1,69	10,73	0,79	1,75	10,50

Tableau XIV - Erreurs des positionnements après orientation relative. *Toutes les valeurs sont exprimées en mètres.*

Nombre de points homologues	Site	GCP	Mode 2D			Mode 3D		
		#	dx	dy	dz	dx	dy	dz
5	La Malbaie	1	0,77	1,16	14,06	0,53	1,46	13,91
		2	0,58	0,59	9,07	0,39	0,48	6,94
		3	-1,55	5,21	12,48	-1,70	5,02	11,98
		4	1,05	0,46	11,00	0,99	0,70	11,87
		5	-0,28	0,27	8,99	-0,56	0,35	7,81
		6	-1,29	0,68	7,88	-1,47	0,95	8,50
		7	0,10	0,37	8,05	-0,22	0,65	8,40
	Bonaventure	1	-0,23	0,11	13,78	0,39	0,88	17,06
		2	-0,66	0,60	7,28	-0,66	0,71	6,91
		3	-1,16	1,36	4,85	-1,60	1,59	2,56
		4	-0,61	2,04	4,79	-0,58	2,12	4,01
		5	-0,64	-0,32	8,79	-0,16	0,36	8,60
		6	0,60	0,49	16,21	0,74	0,95	17,54
		Moyenne	-0,25	1,00	9,79	-0,30	1,25	9,70
		Écart-type	0,80	1,34	3,38	0,86	1,20	4,38
		RMS	0,84	1,67	10,35	0,91	1,73	10,64
10	La Malbaie	1	0,751	1,227	13,852	0,401	1,536	15,812
		2	0,559	0,586	8,632	0,285	0,611	8,852
		3	-1,585	5,452	12,520	-1,539	4,842	11,980
		4	1,019	0,370	10,855	0,863	0,441	9,925
		5	-0,319	0,237	8,620	-0,264	0,490	9,710
		6	-1,327	0,658	7,419	-1,509	0,721	8,509
		7	0,102	0,348	8,637	-0,167	0,448	8,407
	Bonaventure	1	-0,058	0,138	14,948	0,127	0,524	15,198
		2	-0,576	0,644	7,460	-0,233	0,997	10,690
		3	-1,216	1,331	4,791	-1,110	1,474	4,451
		4	-0,545	2,015	5,189	-0,396	2,143	5,919
		5	-0,583	-0,227	9,254	-0,231	0,354	8,614
		6	0,596	0,540	16,318	0,796	1,023	17,518
		Moyenne	-0,24	1,02	9,88	-0,23	1,2	10,43
		Écart-type	0,8	1,39	3,46	0,74	1,17	3,67
		RMS	0,84	1,73	10,47	0,78	1,68	11,06
15	La Malbaie	1	0,721	1,143	14,102	0,516	1,350	15,822
		2	0,607	0,606	8,922	0,415	0,973	10,762
		3	-1,560	5,251	12,050	-1,840	5,648	11,930
		4	1,138	0,473	11,085	1,130	0,938	13,805
		5	-0,296	0,152	8,330	-0,370	0,584	9,730
		6	-1,297	0,741	7,709	-1,579	0,679	8,509
		7	0,065	0,393	8,417	-0,145	0,414	8,397
	Bonaventure	1	-0,236	0,060	14,198	0,015	0,527	15,118
		2	-0,774	0,509	7,170	-0,356	0,921	8,800
		3	-1,149	1,335	4,621	-1,282	1,361	4,471
		4	-0,582	1,903	4,989	-0,726	2,255	4,049
		5	-0,471	-0,132	9,534	-0,482	0,107	6,764
		6	0,370	0,428	16,128	0,698	0,915	17,488
		Moyenne	-0,27	0,99	9,79	-0,31	1,28	10,43
		Écart-type	0,79	1,34	3,41	0,86	1,36	4,07
		RMS	0,84	1,67	10,36	0,91	1,87	11,2
20	La Malbaie	1	0,738	1,206	14,702	0,454	1,542	15,822
		2	0,547	0,612	9,062	0,318	0,628	6,942
		3	-1,553	5,330	12,290	-1,701	5,189	11,950
		4	1,135	0,495	11,595	0,916	0,424	9,925
		5	-0,287	0,205	8,440	-0,356	0,542	9,730
		6	-1,319	0,686	7,439	-1,695	0,798	6,619
		7	0,073	0,369	8,487	-0,058	0,355	8,417
	Bonaventure	1	-0,044	0,104	14,508	-0,109	0,398	13,258
		2	-0,506	0,528	7,850	-0,297	0,881	8,800
		3	-0,496	1,043	7,141	-0,683	1,591	6,381
		4	-0,496	2,036	5,089	-0,314	2,176	5,909
		5	-0,607	-0,224	8,874	0,045	0,601	10,414
		6	0,671	0,638	16,928	0,636	0,734	15,718
		Moyenne	-0,16	1	10,19	-0,22	1,22	9,99
		Écart-type	0,76	1,36	3,38	0,76	1,26	3,23
		RMS	0,78	1,69	10,73	0,79	1,75	10,5

3.1.4 L'orientation absolue manuelle

L'étape suivante a consisté à évaluer l'amélioration éventuelle des positionnements avec la procédure manuelle d'orientation absolue. Pour cela, une orientation relative avec 20 points homologues a tout d'abord été faite. Puis l'orientation absolue a été réalisée en utilisant un nombre variable de points de contrôle (entre 1 et 6 points) et les composantes de l'erreur de positionnement dx, dy et dz ont une fois encore été mesurées pour les différents points de contrôle. Seul le mode 3D a été utilisé à partir d'ici étant donné l'absence de différences significatives entre les mode 2D et 3D des tests précédents. Les résultats sont présentés au tableau XV.

Cette fois-ci, une amélioration significative selon Y et selon Z est observée dès que l'orientation absolue est entreprise, même si celle-ci ne repose que sur un seul point de contrôle. Les RMS passent alors respectivement de 1,7 m à 1,1 m en Y et de 10,6 m à 3,7 m en Z.

Tableau XV – Erreurs des positionnements avec orientation absolue, en fonction du nombre de points de contrôle (GCP) utilisés pour cette procédure. *Toutes les valeurs sont exprimées en mètres.*

Nombre de GCP		Mode 3D		
		dx	dy	dz
1	moyenne	0,51	0,21	0,89
	écart-type	0,77	1,05	3,61
	RMS	0,92	1,07	3,72
2	moyenne	0,51	0,30	0,78
	écart-type	1,17	1,17	3,90
	RMS	1,28	1,20	3,97
3	moyenne	0,66	0,20	1,96
	écart-type	0,83	0,56	4,14
	RMS	1,06	0,59	4,58
4	moyenne	0,47	0,01	2,34
	écart-type	0,37	0,47	2,88
	RMS	0,59	0,47	3,71
5	moyenne	0,36	-0,13	0,99
	écart-type	0,32	0,47	2,49
	RMS	0,48	0,49	2,68
6	moyenne	0,22	-0,10	-0,21
	écart-type	0,42	0,55	3,19
	RMS	0,47	0,56	3,20

L'amélioration est particulièrement marquée pour les élévations avec une réduction des erreurs d'environ 65 %. Par contre l'erreur quadratique moyenne en X ne connaît pas d'amélioration significative et tendrait même à augmenter légèrement. Cet accroissement reste cependant en dessous de l'imprécision déterminée précédemment (42 cm) et ne peut donc pas être considéré comme significatif.

Bien que l'augmentation des erreurs quadratiques moyennes soit plus marquée pour des orientations absolues basées sur 2 points (+ 44 cm en X, +17 cm en Y et + 25 cm en Z) elle reste proche du seuil d'imprécision des mesures et ne se révèle pas significative une fois encore. Ce n'est qu'avec une orientation absolue de 4 points ou plus que les erreurs horizontales diminuent clairement selon la direction X, passant de 0,84 m sans orientation absolue à 0,47 m avec une orientation absolue de 6 points.

De même, les erreurs de positionnement selon Y et selon Z connaissent une nouvelle baisse significative lorsqu'un minimum de 4 points de contrôle sont employés lors de la procédure d'orientation absolue. Elles tombent alors à environ 0,5 m en Y, soit une amélioration d'environ 55 % par rapport à l'orientation absolue avec un seul point de contrôle et un gain de 70 % par rapport à l'orientation relative, tandis que les erreurs verticales restent comprises entre 2,7 m et 3,7 m.

Par conséquent, bien que le recours à un seul et unique point de contrôle lors de l'orientation absolue soit déjà suffisant pour améliorer grandement l'exactitude des mesures, tout particulièrement celle des élévations, l'utilisation d'un maximum de points de contrôle apparaît préférable afin de bénéficier aussi d'une réduction substantielle des erreurs planimétriques. Malheureusement, cette nécessité représente également une contrainte importante et un obstacle à l'application de la vidéogrammétrie à la topographie ou à la modélisation des environnements côtiers comme cela sera discuté ultérieurement.

Enfin, pour terminer cette évaluation de la technique vidéogrammétrique, et afin d'être exhaustif, l'influence que certains paramètres du logiciel *Cyclop-3D Analyst*[®] peuvent avoir sur l'exactitude des mesures de positionnement a été étudiée afin d'éliminer tout biais méthodologique et de déterminer les paramètres optimaux, si cela se révèle nécessaire. Les paramètres pris en considération sont au nombre de trois. Comme ils doivent être réglés manuellement par l'opérateur avant toute mesure, ils sont donc susceptibles d'influencer les mesures du logiciel et d'introduire des erreurs dans le géoréférencement des images vidéographiques. Ces paramètres sont les suivants : la base stéréoscopique, la correction stéréoscopique intervenant dans l'alignement horizontal du couple stéréoscopique et le couple stéréoscopique lui-même.

3.1.5 La base stéréoscopique

L'influence du choix de la base stéréoscopique sur l'exactitude des positionnements a été déterminée pour des bases allant de 5 à 15 vues d'intervalle, ce qui correspond approximativement à des longueurs de base de 70 m à 210 m. Pour chaque base, une orientation relative utilisant 20 points a été réalisée mais aucune orientation absolue n'a pu être faite en raison d'un nombre insuffisant de points de contrôle disponibles. Les composantes de l'erreur de positionnement dx, dy et dz ont une fois encore été mesurées pour différents points de contrôle. Les résultats sont présentés au tableau XVI.

Aucune variation significative de l'erreur quadratique moyenne n'est constatée en ce qui concerne la composante planimétrique selon X même si une légère augmentation de cette erreur en fonction de la base semble exister. Celle-ci varie entre 69 cm pour une base de 5 vues et 104 cm pour une base de 15 vues ce qui reste inférieur à l'imprécision déterminée précédemment et qui était de 42 cm. Par contre, une diminution significative des RMS en Y et en Z en fonction de la longueur de base utilisée est observée. L'erreur en Y passe ainsi de 100 cm pour une base de 5 vues à seulement 42 cm pour une base de 14 vues et 51 cm pour un intervalle de 15 vues. De même, l'erreur quadratique moyenne verticale chute de 10 m à 6,5 m lorsque la base utilisée passe de 5 vues à 15 vues.

Au vu de ces résultats, il semble donc bien que le choix de ce paramètre ait un impact sur l'exactitude des positionnements et des mesures, particulièrement en Y et en Z, et que les longues bases soient recommandées afin de réduire les erreurs verticales et horizontales au maximum.

Tableau XVI – Influence de la base stéréoscopique sur l'exactitude des positionnements géographiques. *Toutes les valeurs sont exprimées en mètres sauf les bases qui sont exprimées en nombre de vues.*

bases	X		
	moyennes	écarts types	RMS
5	-0,10	0,69	0,69
6	-0,21	0,72	0,75
7	-0,07	0,80	0,81
8	-0,06	0,78	0,78
9	0,08	0,83	0,84
10	0,03	0,72	0,72
11	-0,03	0,81	0,81
12	0,16	0,84	0,85
13	0,18	0,88	0,90
14	-0,03	0,90	0,90
15	-0,23	1,02	1,04
bases	Y		
	moyennes	écarts types	RMS
5	0,88	0,47	1,00
6	1,08	0,50	1,19
7	0,85	0,51	0,99
8	0,75	0,31	0,81
9	0,73	0,40	0,83
10	0,81	0,44	0,92
11	0,70	0,35	0,78
12	0,53	0,37	0,65
13	0,52	0,53	0,74
14	0,15	0,39	0,42
15	0,46	0,20	0,51
bases	Z		
	moyennes	écarts types	RMS
5	9,72	2,54	10,04
6	9,77	4,00	10,56
7	8,25	3,19	8,84
8	10,60	2,88	10,98
9	7,70	2,81	8,20
10	8,23	2,42	8,58
11	9,43	2,26	9,70
12	7,70	2,17	8,00
13	6,61	2,21	9,97
14	8,16	1,46	8,29
15	6,24	1,80	6,49

Cette observation est en accord avec les principes de photogrammétrie qui stipulent que :

« pour conserver une sensibilité stéréoscopique acceptable pour satisfaire à la qualité de la mesure, la stéréo-photogrammétrie, dans sa phase de prise de vues, exagère volontairement l'angle d'intersection des deux visées. Pour ce faire, le rapport entre la distance séparant les deux points de vue (base) et la distance à l'objet (éloignement) est choisi proche de 2, de façon à obtenir un angle d'intersection proche de 90° » (Drap, 1997).

Puisque l'axe de visée de la caméra numérique utilisée dans cette étude est orienté à la verticale, l'éloignement de l'objet peut être considéré en première approximation comme égal à la hauteur de vol H . La base optimale pour une bonne discrimination des élévations serait donc de $2H$, soit environ 1600 m. Une telle base est malheureusement inenvisageable ici compte tenu de l'orientation fixe de l'axe de visée et du faible champ de vue couvert par la caméra, celui-ci limitant la distance maximale pouvant séparer deux vues d'un même élément de terrain.

Dans le cas de ce relevé, cette distance maximale est d'environ 300 m. Cependant, l'accroissement de la base se traduit aussi par une diminution de la surface de recouvrement entre les deux vues du couple stéréoscopique, seule zone des images où les mesures vidéogrammétriques peuvent être réalisées. Ainsi, pour une base de 15 vues (210 m), la surface de recouvrement n'est que de 30 % environ, ce qui correspond à une bande de terrain de seulement 88 m de large et réduit considérablement les possibilités de mesures.

Or, un recouvrement de 60 % est généralement recommandé. Par conséquent, une base de 10 à 12 vues (140 à 168 m) semble, dans ce cas-ci, plus indiquée. Elle permet d'avoir une surface de recouvrement satisfaisante (entre 44 % et 53 % par couple, chaque image pouvant appartenir à deux couples différents et totaliser ainsi 88 à 100 % de surface de recouvrement) tout en conservant des erreurs de positionnements réduites (environ 80 cm en Y et environ 8,7 m en Z).

3.1.6 La correction stéréoscopique

L'influence de la correction stéréoscopique a ensuite été étudiée. Comme nous l'avons déjà mentionné, cette correction intervient lors de la procédure d'alignement horizontal des images et vise à prendre en compte la direction de déplacement de l'avion et à rendre l'affichage stéréoscopique plus confortable. Comme cette correction est réalisée manuellement par l'opérateur, elle constitue une source potentielle d'erreur. C'est pourquoi l'exactitude du positionnement de plusieurs points de contrôle a, une nouvelle fois, été déterminée pour 5 corrections stéréoscopiques différentes (400, 437, 443, 449 et 456). Ces valeurs correspondent à des variations réalistes pouvant se produire d'une correction à l'autre ou d'un opérateur à l'autre. Les résultats sont présentés au tableau XVII.

En ce qui concerne les erreurs planimétriques dx et dy , aucune variation significative n'est observée, ces erreurs restant constantes à 0,5 m environ quelle que soit la correction stéréoscopique utilisée.

Tableau XVII – Influence de la valeur de la correction stéréoscopique sur l'exactitude des positionnements géographiques. *Toutes les valeurs sont exprimées en mètres.*

<i>Corr. Stéreo.</i>		dx	dy	dz
400	moyenne	0,44	-0,27	0,51
	écart-type	0,30	0,39	1,78
	RMS	0,54	0,48	1,85
437	moyenne	0,38	-0,02	-0,15
	écart-type	0,37	0,50	3,06
	RMS	0,53	0,50	3,06
443	moyenne	0,39	0,00	0,08
	écart-type	0,29	0,41	2,18
	RMS	0,48	0,41	2,18
449	moyenne	0,22	-0,10	-0,21
	écart-type	0,42	0,55	3,19
	RMS	0,47	0,56	3,20
456	moyenne	0,17	-0,12	-0,65
	écart-type	0,49	0,45	2,47
	RMS	0,52	0,47	2,55

Par contre en ce qui concerne les erreurs altimétriques, des variations de l'ordre de 1 mètre à 1,4 mètres sont constatées. Cependant, aucune tendance nette ne se dégage de ces résultats de sorte que ces variations apparaissent plus comme des fluctuations aléatoires résultant d'imprécisions de mesures qu'à une influence significative de la correction stéréoscopique sur l'exactitude des élévations.

3.1.7 Le couple stéréoscopique

Finally, the last test realized in the framework of this technical evaluation had for objective to bring to evidence a possible influence of the choice of the stereoscopic couple on the exactitude of the videogrammetric measurements. For this purpose, the same error measurements were repeated on five different stereoscopic couples covering the same sector, namely the Bonaventure test zone. The same base of 10 views (140 m) was used for each couple in order to avoid the biases due to different bases, and relative and absolute orientations were carried out. The results are presented in table XVIII.

Tableau XVIII – Influence du choix du couple stéréoscopique sur l'exactitude des positionnements géographiques. *Toutes les valeurs sont exprimées en mètres.*

<i>Couple stéréo.</i>		<i>dx</i>	<i>dy</i>	<i>dz</i>
91-101	moyenne	0,42	-0,14	-0,14
	écart-type	0,54	0,25	2,84
	RMS	0,69	0,28	2,85
93-103	moyenne	0,45	0,01	3,09
	écart-type	0,61	0,70	2,83
	RMS	0,75	0,70	4,18
95-105	moyenne	0,09	-0,09	-0,36
	écart-type	0,28	0,58	3,16
	RMS	0,29	0,59	3,18
97-107	moyenne	-0,09	-0,16	0,28
	écart-type	0,41	0,45	2,54
	RMS	0,41	0,48	2,56
99-109	moyenne	0,04	-0,01	0,43
	écart-type	0,26	0,61	1,67
	RMS	0,26	0,61	1,73

En X, une baisse de l'erreur quadratique moyenne peut être observée pour certains couples stéréoscopiques, celle-ci passant de 75 cm à 26 cm. Une telle variation reste cependant très proche du seuil de précision des mesures et ne peut donc pas être considéré comme clairement significatif. De même, les RMS en Y ne connaissent que de petites variations (entre 28 cm et 70 cm) qui restent, elles aussi, en dessous de la limite de précision des positionnements et n'indiquent aucune influence significative du choix du couple stéréoscopique sur l'exactitude des mesures. En Z par contre, les variations observées sont plus importantes, les RMS étant compris entre 1,7 m et 4,2 m. Cependant, aucune tendance significative ne se dégage de ces résultats et il est impossible de conclure que le choix du couple ait une influence sur l'exactitude des mesures effectuées.

3.2 Discussion

Très peu d'études ont déjà été réalisées concernant la technique vidéogrammétrique utilisée dans cette étude. Les seules à notre disposition sont l'étude conduite par la société de développement GÉO-3D Inc. elle-même (*Larouche et al., 2002*) et la recherche de maîtrise effectué par Bouheraoua (*2003*) dans le cadre de ce projet et visant à évaluer la fiabilité de cette technique. Cependant, cette dernière étude était basée sur un nombre plus restreint de points de contrôle et ne concernait que le seul site test de La Malbaie. En outre, le logiciel de traitement et d'analyse des données vidéographiques *Cyclop-3D Analyst*[®] a subi plusieurs mises à jour successives après que Bouheraoua ait mis en lumière certains défauts de conception. C'est cette version modifiée et améliorée du logiciel qui a été utilisée ici. La présente étude s'inscrit donc dans la continuité de l'essai de Bouheraoua et vise à donner une estimation plus complète et actualisée de la technique vidéogrammétrique.

Tout d'abord, les erreurs de positionnements planimétriques observées dans cette étude se révèlent en accord avec les travaux précédents. Bouheraoua (*2003*) mentionnait ainsi des erreurs moyennes d'environ 0,6 m en X et de 0,9 m en Y aussi bien sans orientation relative ou absolue qu'avec une orientation absolue. Ces valeurs sont assez proches de nos propres résultats qui montrent l'existence d'erreurs d'environ 0,84 m en X et de 1,7 m en

Y sans aucune orientation et à des erreurs de 0,47 m en X et 0,5 m en Y avec orientation absolue. Ces valeurs sont également en accord avec les estimations fournies par GÉO-3D Inc. (tableaux XIX et XX) qui prévoient une précision planimétrique de 2,45 m sans orientation et de 0,75 m avec une orientation absolue. Bien souvent, les résultats obtenus apparaissent même plus précis que les attentes.

En ce qui concerne les erreurs entachant la mesure des élévations, celles-ci, bien que très élevées, restent aussi dans les limites de précision attendues pour une telle altitude de vol (tableaux XIX et XX). Une importante amélioration par rapport aux résultats de Bouheraoua est constatée, les erreurs verticales moyennes sans orientation passant de près de 30 m à 10 m. Cette valeur reste cependant supérieure aux 7,3 m prévus sans orientation même si elle s'en rapproche fortement.

Tableau XIX – Estimation des erreurs planimétriques et altimétriques sans orientation en fonction de l'échelle des images (*Larouche, com. pers.*).

Hauteur vol (m)	Focale (m)	Facteur échelle	Précision en mode relatif					
			(données post-traitées)			(données brutes)		
Altitude (H)	Focale (f)	Échelle (H/f)	Planimétrie (m)	Planimétrie % Erreur	Altimétrie Z (m)	Planimétrie (m)	Planimétrie % Erreur	Altimétrie Z (m)
800	0,012	66666,67	2,45	2,69	7,33	3,48	3,84	7,61
400	0,012	33333,33	1,23	1,35	3,67	1,74	1,92	3,81
200	0,012	16666,67	0,61	0,67	1,83	0,87	0,96	1,90
100	0,012	8333,33	0,31	0,34	0,92	0,44	0,48	0,95

Tableau XX – Estimation des erreurs planimétriques et altimétriques avec orientation absolue en fonction de l'échelle des images (*Larouche, com. pers.*).

Hauteur vol (m)	Focale (m)	Facteur échelle	Précision en mode absolu avec orientation absolue			
			(données post-traitées)		(données brutes)	
Altitude (H)	Focale (f)	Échelle (H/f)	Planimétrie (XY)	Altimétrie (Z)	Planimétrie (XY)	Altimétrie (Z)
			XY (m)	Z (m)	XY (m)	Z (m)
800	0,012	66666,67	0,75	1,32	0,83	2,68
400	0,012	33333,33	0,38	0,66	0,42	1,34
200	0,012	16666,67	0,19	0,33	0,21	0,67
100	0,012	8333,33	0,09	0,17	0,10	0,33

Dans le cas de mesures avec orientation absolue, les erreurs verticales restent là encore sensiblement supérieures à celles prévues, les erreurs étant comprises entre 2,7 m et 3,7 m au lieu des 1,3 m attendus. Les résultats obtenus se rapprochent plus de la valeur prédite pour des données brutes, sans post-traitement (tableau XX).

De telles erreurs au niveau des mesures d'élévation, aussi bien relatives qu'absolues, constituent un problème de taille pour toute application faisant intervenir la composante verticale, comme les relevés topographiques, les modélisations de terrain ou de surfaces, le suivi du couvert végétal, le calcul de volumes, etc.

Il est vrai toutefois que l'altitude à laquelle les relevés ont été effectués (800 m) ne correspond pas à la hauteur de vol pour laquelle le système vidéogrammétrique a été conçu, les relevés s'effectuant habituellement à très basse altitude. L'étude conduite en 1999 et 2000 par le fabricant GÉO-3D Inc. à La Grande Rivière indique ainsi une altitude de vol de seulement 150 m pour les relevés vidéographiques verticaux (*Larouche et al., 2002*). Pour une telle hauteur de vol, les erreurs altimétriques théoriques devraient être divisées par 5 et être comprises entre 25 cm et 50 cm (tableau XX). Par conséquent, les paramètres de vol employés dans cette étude-ci ont été particulièrement défavorables pour la vidéogrammétrie et ont sans doute contribué pour une grande part à la détérioration de la précision des mesures d'élévation.

Néanmoins, même à très basse altitude, une telle précision verticale sub-métrique ne peut être obtenue qu'à la suite d'une orientation absolue des couples stéréoscopiques. Or cela nécessite la connaissance d'au minimum un point de contrôle par couple. Nos tests ont montré que ce nombre passe à 4 points minimum pour accroître sensiblement l'exactitude planimétrique des mesures. Or, compte tenu de la rapidité d'acquisition des vues composant les séquences vidéographiques et du nombre de couples stéréoscopiques potentiels, cela implique la connaissance d'au minimum plusieurs dizaines de points de contrôles répartis tout le long de la zone de relevés.

A titre d'exemple, la séquence vidéographique n°44 couvrant le secteur de Maria compte 634 vues. Ainsi, en choisissant les couples stéréoscopiques de façon à ce que deux couples ne couvrent pas la même portion de terrain et en utilisant une base de 10 vues, 63 couples d'images sont obtenus. L'orientation absolue de tous ces couples nécessiterait donc la connaissance d'un minimum de 63 points de contrôle le long de ce seul secteur de 8,5 km, ce nombre augmentant à 252 pour une orientation absolue à 4 points. Quant à l'orientation absolue de la totalité des sites d'études, elle nécessiterait rien de moins que 1120 points de contrôle ou 4480 points selon qu'elle utilise 1 ou 4 points par couple.

Il apparaît évident, au vu de ces chiffres, que la nécessité de recourir à l'orientation absolue afin d'obtenir une précision altimétrique raisonnable constitue une contrainte importante et un désavantage certain pour l'utilisation de cette technique. Le principal intérêt de la technique vidéogrammétrique développée par la compagnie GÉO-3D Inc. réside en effet dans l'automatisation du géoréférencement des prises de vue, simplifiant ainsi les procédures de traitement et permettant une analyse rapide et aisée, même pour un non-spécialiste. La contrainte imposée par l'orientation absolue élimine cet avantage, le traitement s'en trouvant alourdi et l'analyse ralentie.

De plus, le nombre important de vues acquises devient lui aussi un handicap puisque le nombre de couples stéréoscopiques nécessitant une orientation s'en trouve fortement augmenté, de même que le nombre de points de contrôle nécessaires. Dans ces conditions, la vidéogrammétrie peut difficilement être considérée comme une alternative intéressante à la photogrammétrie conventionnelle. Ces inconvénients disparaissent néanmoins s'il est possible d'obtenir des mesures précises et fiables au moyen de la vidéogrammétrie sans recourir à la procédure d'orientation absolue.

Au niveau planimétrique, les résultats de cette étude montrent qu'il est déjà possible d'obtenir des erreurs horizontales de seulement 1 à 2 m sans orientation à partir de relevés à haute altitude, permettant ainsi à cette technique de rivaliser avec les méthodes photogrammétriques conventionnelles dans les domaines de la cartographie thématique, du suivi et de la gestion des infrastructures humaines ou de toute autre application 2D.

Par contre, comme cela a déjà été souligné à plusieurs reprises, les erreurs altimétriques sans procédure d'orientation absolue restent élevées, limitant l'usage de la vidéo-grammétrie à des applications pouvant se satisfaire d'une précision verticale allant d'une dizaine de mètres dans le cas de relevés à haute altitude à 1 m (en théorie) pour des relevés à très basse altitude.

Si l'orientation absolue apporte une amélioration significative des positionnements planimétriques et altimétriques, les résultats de cette étude indiquent que c'est loin d'être le cas pour l'orientation relative¹. Les erreurs mesurées après une telle orientation restent en effet aussi importantes qu'avant, avec des erreurs planimétriques de l'ordre de 0,8 m en X, de 1,7 m en Y et des erreurs altimétriques toujours aussi élevées, d'environ 10 m. Cette non amélioration des erreurs de mesure après une orientation relative apparaît étrange au premier abord car cette étape devrait déjà permettre, à elle seule, une réduction des erreurs en corrigeant les orientations des deux vues composant le couple stéréoscopique.

Cette inefficacité apparente peut cependant s'expliquer par le faible intervalle de temps séparant l'acquisition des deux vues d'un couple ainsi que par la grande stabilité de l'avion au cours du vol. En effet, cette étude a montré que la base stéréoscopique optimale séparant deux clichés vidéographiques était de 10 à 12 vues. C'est pourquoi tous les tests ont été réalisés sur des couples avec une base de 10.

La fréquence d'acquisition de la caméra numérique étant de 5 vues par seconde, une telle longueur de base correspond donc à un intervalle de temps d'environ 2 secondes. Or, les données d'attitude de l'appareil enregistrées par la centrale inertielle embarquée à bord indiquent que les variations d'attitude sur cet intervalle de temps sont extrêmement faibles. Le tableau XXI montre un échantillon de ces données.

¹ Pour rappel, l'orientation relative d'un couple d'images consiste à aligner le système de référence d'une de ces images sur le système de référence de l'autre afin de leur donner une même orientation dans l'espace.

En 2 secondes, l'angle de roulis change approximativement de 1° à 2° , l'angle de tangage de $0,2^\circ$ à $0,5^\circ$, le cap de $0,001^\circ$ à $0,01^\circ$ et l'azimut de $0,01^\circ$ à $0,7^\circ$. Des statistiques plus complètes sur les variations d'attitude subies sur un intervalle de temps de 2 secondes, obtenues à partir des données d'attitude d'une ligne de vol complète et présentées au tableau XXII, montrent que les variations moyennes sont généralement encore plus faibles.

Tableau XXI – Exemple d'enregistrement des angles de roulis, de tangage, de cap et d'azimut enregistrés au cours d'une ligne de vol.

<i>Temps (s)</i>	<i>Roulis (°)</i>	<i>Tangage (°)</i>	<i>Cap (°)</i>	<i>Azimut (°)</i>
1,0	-1,54466	3,89495	3,83378	230,34078
1,2	-1,57496	3,88992	3,83651	230,18437
1,4	-1,48813	3,87488	3,83888	230,04860
1,6	-1,41000	3,86481	3,84017	229,97443
1,8	-1,44159	3,83894	3,83996	229,98632
2,0	-1,49678	3,78786	3,83862	230,06356
2,2	-1,47096	3,74910	3,83695	230,15904
2,4	-1,34725	3,73448	3,83652	230,18345
2,6	-1,17940	3,70764	3,83822	230,08616
2,8	-0,94699	3,66733	3,84076	229,94066
3,0	-0,72623	3,65000	3,84272	229,82812
3,2	-0,61486	3,66171	3,84370	229,77243
3,4	-0,57814	3,65814	3,84381	229,76593
3,6	-0,52199	3,61999	3,84395	229,75800
3,8	-0,30010	3,56325	3,84387	229,76225
4,0	0,09353	3,49648	3,84352	229,78243
4,2	0,43680	3,45106	3,84383	229,76474
4,4	0,66134	3,40168	3,84476	229,71168
4,6	0,75583	3,33479	3,84581	229,65125
4,8	0,71773	3,29040	3,84618	229,63000
5,0	0,57077	3,25350	3,84584	229,64987

Tableau XXII – Variations moyennes de cap, de tangage, de roulis et d'azimut pour une ligne de vol subies sur un intervalle de temps de 2 secondes. L'échantillonnage N ayant servi à calculer ces statistiques est de 9507 mesures d'attitude.

$N = 9507$	<i>Cap (°)</i>	<i>Tangage (°)</i>	<i>Roulis (°)</i>	<i>Azimut (°)</i>
moyenne	-0,001	0,004	-0,030	0,050
écart-type	0,012	0,345	1,011	0,675

Ces résultats indiquent donc que l'orientation spatiale des repères de chacune des deux vues constituant un couple stéréoscopique quelconque est en général très semblable et que les repères sont déjà quasiment alignés l'un sur l'autre. La procédure d'orientation relative manuelle effectuée dans *Cyclop-3D Analyst*[®] ne corrige que de légers décalages, ce qui ne se traduit par aucune amélioration notable de l'exactitude des mesures. Il en irait cependant certainement autrement si les conditions de vol avaient été plus mouvementées.

L'orientation relative se révèle donc surtout utile lorsque les relevés vidéogrammétriques sont effectués dans des conditions de vol moins stables (à partir d'un hélicoptère ou par mauvais temps par exemple) car l'orientation des prises de vue peut alors changer de façon significative sur des intervalles de temps de quelques secondes seulement.

3.3 Les mosaïques

Il faut enfin mentionner qu'il est possible d'utiliser les données vidéographiques verticales pour réaliser des mosaïques à haute résolution (figure 3.1). Le nombre très élevé de prises de vues exclut cependant de réaliser ces mosaïques manuellement, au moyen de points homologues identifiés visuellement par un opérateur. C'est pourquoi la société GÉO-3D Inc. a développé un logiciel spécifique permettant d'automatiser cette procédure (*Cyclop-3D Mosaic*[®]). Une vérification visuelle réalisée par un opérateur des mosaïques ainsi générées reste toutefois nécessaire, des erreurs d'assemblage pouvant se produire. Cela se traduit alors par des décalages entre les vues qui nécessitent une correction manuelle.



Figure 3.1 – Exemple de mosaïque obtenue à partir des données vidéographiques (secteur de Pabos).

Malgré cette correction manuelle, de légers décalages peuvent encore subsister dans les mosaïques au terme de cette procédure semi-automatique (figure 3.2). Ceux-ci sont généralement compris entre 30 cm et 1 m. En outre, les mosaïques fournies dans le cadre de cette étude n'étaient ni géoréférencées ni orthorectifiées. Il est néanmoins possible d'importer ces mosaïques dans un autre logiciel (PCI Geomatica, ENVI, ArcMap...) afin de les géoréférencer à partir de points de contrôle au sol ou d'amers (figure 3.3).

Un tel géoréférencement reste cependant difficile et le résultat est entaché d'erreurs de positionnement de plusieurs mètres car les déformations à corriger varient beaucoup d'un endroit à l'autre de la mosaïque en raison des paramètres de vol changeant le long de la ligne. Un grand nombre de points de contrôle, répartis de façon homogène sur toute la mosaïque, est donc nécessaire afin de corriger efficacement toutes les distorsions.

Une autre solution consiste à ne travailler que sur de petites sections de mosaïque, afin de limiter les variations des distorsions et réduire les erreurs résiduelles après géoréférencement (figure 3.4). Il faut cependant souligner que depuis lors, GÉO-3D Inc. a amélioré le logiciel de réalisation de mosaïque et qu'il semble à présent possible d'obtenir des mosaïques géoréférencées des lignes de vol à partir des paramètres de vol.



Figure 3.2 – Détails de mosaïques montrant les décalages pouvant subsister entre certaines images. Ceux-ci sont très faibles sur l'image de gauche (environ 0,30 m) mais restent perceptibles au niveau des lignes continues. Un décalage plus important (environ 1 m) est visible sur l'exemple de droite, en particulier au niveau de la route et de la maison.

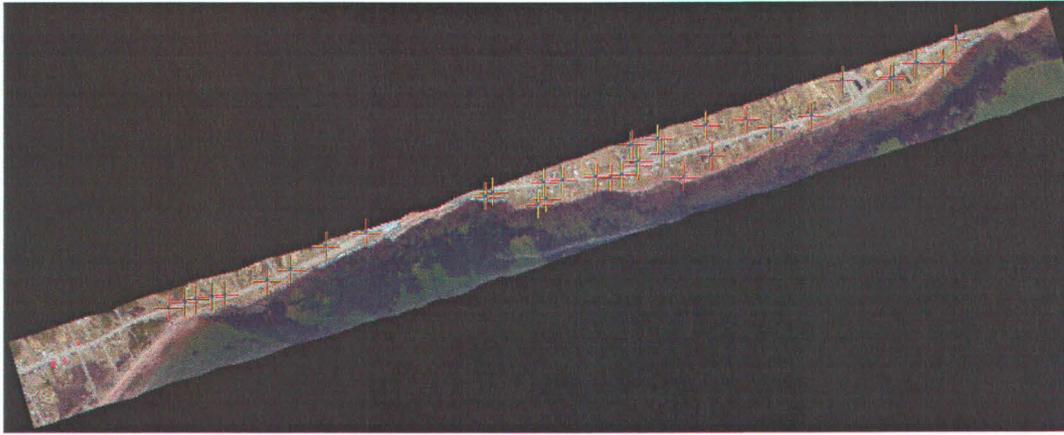


Figure 3.3 – Exemple de mosaïque géoréférencée (secteur de Pabos). *Le géoréférencement a été réalisé avec ArcGIS 8.3. Les MNI ont été utilisés comme source. Chaque croix correspond à un point de contrôle. Ceux-ci sont localisés essentiellement le long de la route 132.*

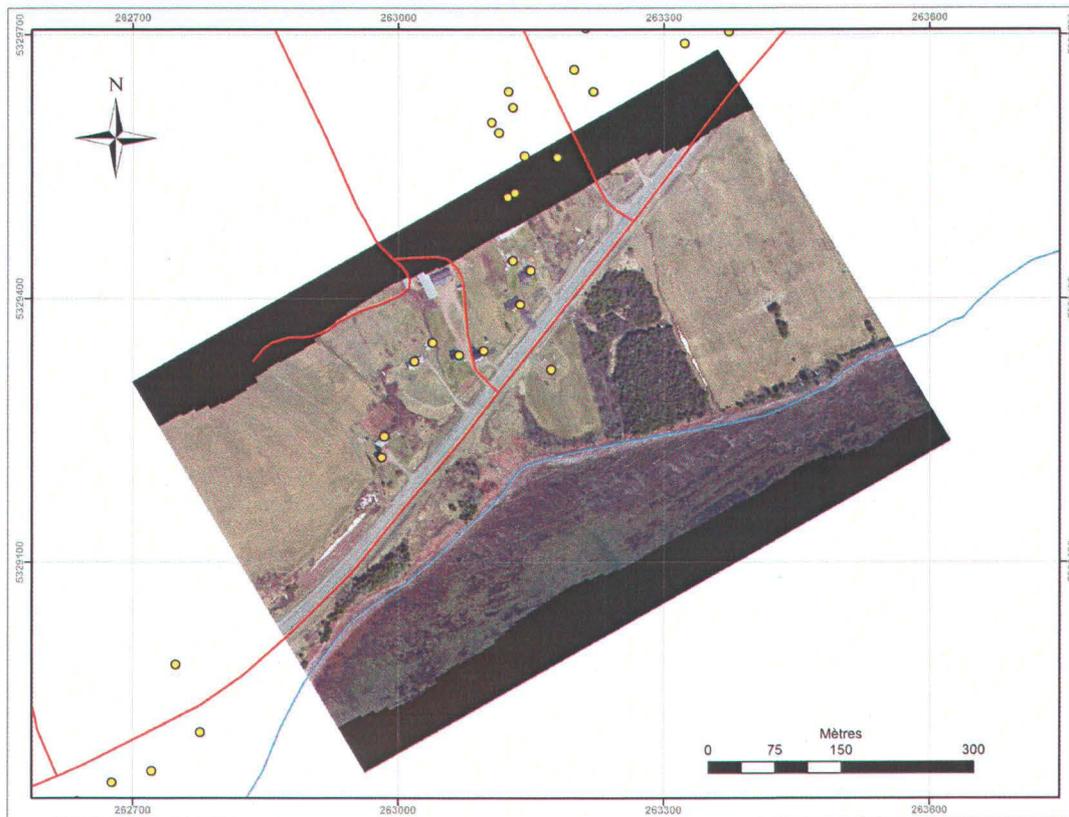


Figure 3.4 – Section de mosaïque géoréférencée (secteur de Saint-Godefroi – Shigawake). *Le géoréférencement a été réalisé avec ArcGIS 8.3 et les MNI ont été utilisés comme référence. Le tracé des routes, de la côte et des bâtiments tels que relevés par les arpenteurs du MTQ ont été superposés à l'image géoréférencée pour comparaison (respectivement en rouge, en bleu et en jaune).*

3.4 Conclusions

La précision et l'exactitude des données vidéogrammétriques ainsi que les limites d'application de la vidéogrammétrie ont été évalués afin de déterminer les avantages et/ou les inconvénients de cette technique par rapport aux autres techniques de relevés existantes.

Au niveau planimétrique, les résultats de cette étude montrent qu'il est déjà possible d'obtenir des erreurs horizontales d'à peine 1 à 2 m sans orientation à partir de relevés à haute altitude, permettant ainsi à cette technique de rivaliser avec les méthodes photogrammétriques conventionnelles dans les domaines de la cartographie thématique, du suivi et de la gestion d'infrastructures humaines ou de toute autre application 2D.

Par contre, les erreurs altimétriques du système vidéogrammétrique testé dans cette étude sont élevées, que ce soit avec ou sans procédures d'orientation. L'usage de cette technique semble donc plutôt recommandée pour des applications pouvant se satisfaire d'une précision verticale comprise entre une dizaine de mètres dans le cas de relevés à haute altitude à 1 m (en théorie) lors de relevés à très basse altitude.

Enfin, les mosaïques, qui peuvent être générées de façon semi-automatique à partir des séquences vidéographiques, apparaissent comme des produits dérivés intéressants à condition de pouvoir les géoréférencer et les orthorectifier de façon satisfaisante. De telles mosaïques pourraient alors être utilisées comme outil de gestion et de planification.

Cette étude constitue donc un travail de référence dans ce domaine car quasiment aucune étude n'avait encore été réalisée sur ce sujet, en dehors de quelques travaux réalisés par le constructeur en collaboration avec Hydro-Québec (*Larouche et al., 2002 ; Hydro-Québec, com. pers.*) et de la recherche de maîtrise de Bouheraoua (2003). La présente étude est cependant plus exhaustive et plus complète que les précédents travaux et permet de préciser la fiabilité de cette technique par rapport aux autres méthodes d'acquisition et de mieux définir ses domaines d'application.

Chapitre 4. Évaluation de la technique LiDAR et de ses applications à l'étude de l'érosion côtière

La précision et l'exactitude des données LiDAR ainsi que les limites d'application de l'altimétrie laser ont été évaluées afin de déterminer les avantages et/ou les inconvénients de cette technique par rapport aux autres techniques de relevés existantes. Cette partie a porté essentiellement sur trois points : la précision et l'exactitude des positionnements horizontaux, la précision et l'exactitude des élévations mesurées et les principales limitations et problèmes rencontrés dans les falaises. Pour ce faire, plusieurs tests ont été réalisés et les résultats sont présentés ci-après.

4.1 Résultats

4.1.1 Exactitude horizontale

En premier lieu, l'exactitude horizontale des positionnements a été évaluée. La méthode utilisée a été décrite dans la section § 2.5.1.3. Les résultats sont présentés ci-après. Les valeurs positives indiquent une erreur en direction de la mer tandis que les valeurs négatives représentent un décalage vers l'intérieur des terres. Toutes les valeurs sont exprimées en mètres sauf lorsque d'autres unités sont spécifiquement indiquées.

Le tableau XXIII présente les erreurs horizontales relatives pour chaque site. L'erreur due à la procédure de numérisation est estimée à 31 cm, ce qui correspond environ à la taille d'un pixel du MNI. L'erreur horizontale relative moyenne, tous sites confondus, est de $-38,5 \pm 38,5$ cm et l'erreur quadratique moyenne (RMS) est de 54 cm.

Tableau XXIII – Erreurs horizontales moyennes pour chaque site d'étude. *Les valeurs sont exprimées en mètres. L'imprécision de la numérisation a été déterminée en numérisant deux fois de suite le même secteur.*

<i>sites</i>	<i>moyenne</i>	<i>écart-type</i>	<i>RMS</i>
Maria	-0,19	0,06	0,19
Saint-Siméon	-0,25	0,53	0,58
Bonaventure	-0,30	0,03	0,30
Paspébiac	0,12	0,12	0,17
Saint-Godefroi	0,89	0,31	0,94
Pabos	0,04	0,14	0,15
Anse-à-Beaufils	0,10	0,10	0,14
La Malbaie	0,06	0,16	0,17
Percé-Pointe-St-Pierre	-0,43	0,07	0,43
Tous les sites	-0,39	0,39	0,54
<i>Imprécision de la numérisation</i>			
Pabos	0,17	0,26	0,31

Néanmoins, ces erreurs varient fortement d'un site à l'autre. Six des neuf sites étudiés présentent ainsi des erreurs inférieures à 31 cm qui peuvent s'expliquer par l'imprécision de la numérisation et ne sont donc pas significatives. Pour les trois autres, les erreurs sont plus importantes et atteignent 43 cm à Percé-Pointe-Saint-Pierre, 58 cm à Saint-Siméon et 94 cm à Saint-Godefroi.

Cependant, un examen minutieux de ces trois sites révèle la présence de plusieurs anomalies au niveau du sol et des marquages routiers qui peuvent avoir été à l'origine de plus grandes imprécisions lors de la numérisation de la ligne centrale. Parmi ces anomalies figurent notamment la présence d'importantes portions de route sans marquage routier dans ces secteurs, l'existence par endroits de double lignes centrales ou encore des intensités LiDAR particulièrement faibles sur la route rendant difficile l'identification de la ligne centrale et augmentant donc les risques d'erreurs lors de la numérisation (figure 4.1).

A ces endroits, des erreurs de numérisation de 2 ou 3 pixels (60 cm ou 90 cm) peuvent ainsi être observées. Au vu de ce qui précède, il a été décidé de ne pas tenir compte des résultats de ces trois sites dans le calcul de l'erreur horizontale relative moyenne globale.

Dans ce cas, l'erreur moyenne n'est plus que de 9 ± 9 cm et l'erreur RMS passe de 54 cm à 13 cm (tableau XXIV) ce qui indique clairement qu'aucune erreur horizontale significative ne peut être mise en évidence et que la résolution spatiale du LiDAR reste la principale source d'imprécision en ce qui concerne le positionnement planimétrique.



Figure 4.1 – Portion de route où les marquages au sol peuvent être source d'ambiguïtés lors de la numérisation à partir de MNI (secteur de Saint-Godefroi – Shigawake). Si la ligne centrale de la route est visible dans la partie gauche des images(1), elle disparaît graduellement dans la partie droite (2).

Tableau XXIV – Erreurs horizontales moyennes pour chaque site d'étude, excepté Saint-Siméon, Saint-Godefroi et Percé-Pointe-Saint-Pierre. Les valeurs sont exprimées en mètres.

<i>sites</i>	<i>moyenne</i>	<i>écart-type</i>	<i>RMS</i>
Maria	-0,19	0,06	0,19
Bonaventure	-0,30	0,03	0,30
Paspébiac	0,12	0,12	0,17
Pabos	0,04	0,14	0,15
Anse-à-Beaufils	0,10	0,10	0,14
La Malbaie	0,06	0,16	0,17
Tous les sites	0,09	0,09	0,13

4.1.2 Exactitude verticale

4.1.2.1 Exactitude verticale relative

L'exactitude verticale relative des données altimétriques laser a tout d'abord été déterminée. Pour ce faire, les élévations LiDAR de surfaces artificielles planes, comme des routes, des aires de stationnement ou des quais, ont été comparées au moyen des MNT générés à partir des données laser. Ce type de surfaces étant bien plus stable que les terrains naturels, leurs élévations ne doivent pas avoir subi de changement notable entre les deux relevés laser aéroportés. Dans ces conditions, toute différence d'élévation entre les données altimétriques de 2003 et celles de 2004 représente l'erreur verticale relative du système LiDAR. Dans cette étude, une erreur verticale relative moyenne de $1,8 \pm 4,8$ cm et une erreur quadratique moyenne de 5,1 cm ont été obtenues à partir d'un échantillon de 1742 mesures altimétriques effectuées dans le secteur de Paspébiac. Ces valeurs se révèlent fort semblables à celles mentionnées par Schenk dans son étude, celui-ci trouvant des erreurs verticales relatives de l'ordre de 5,7 cm (*Schenk et al., 1999*).

4.1.2.2 Exactitude verticale absolue

Ensuite, l'exactitude verticale absolue des données LiDAR a été déterminée à son tour. Chaque profil topographique réalisé sur le terrain lors des campagnes de mesures a été positionné sur les MNT et les élévations comparées à celles fournies par les données laser. Les erreurs verticales ont été calculées en soustrayant l'élévation de la donnée laser la plus proche de l'élévation mesurée sur le terrain. Les résultats sont présentés ci-dessous.

Comme attendu, les élévations LiDAR apparaissent très étroitement corrélées avec les élévations du terrain, le coefficient de corrélation R^2 atteignant 0,9996 (figure 4.2). L'erreur verticale moyenne entachant les données laser est de $11,6 \pm 11,8$ cm en 2003 et de $9,5 \pm 13,4$ cm en 2004 (tableau XXV). L'erreur quadratique moyenne est quant à elle de 16,6 cm en 2003 et de 16,4 cm en 2004, restant sensiblement identique pour les deux

relevés aériens. Néanmoins, les erreurs verticales observées varient fortement d'un point de mesure à l'autre et sont comprises entre 0,1 cm et 76,8 cm en 2003, et entre 0 cm et 180,8 cm en 2004.

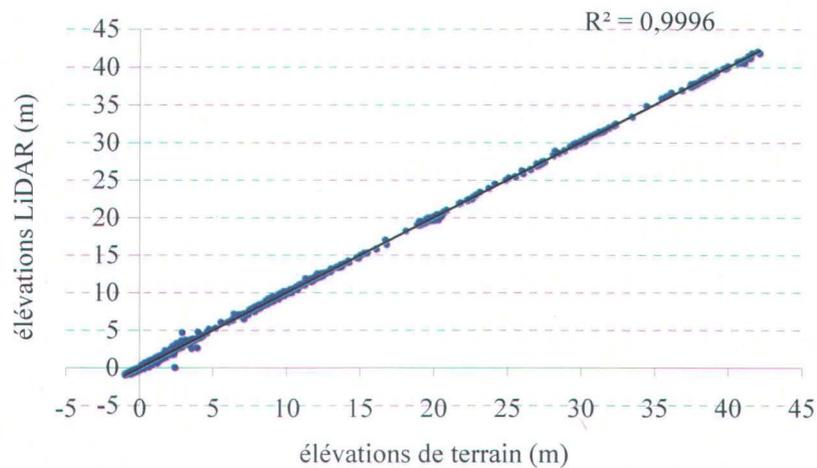


Figure 4.2 – Corrélation entre les élévations de terrain réelles et les mesures fournies par le LiDAR.

Tableau XXV – Exactitude verticale du LiDAR pour chacun des deux relevés aériens. *N* représente le nombre de mesures utilisées pour déterminer les paramètres statistiques. Les autres valeurs sont exprimées en mètres.

Année du relevé	Erreur verticales					N
	moyenne	écart-type	minimum	maximum	RMS	
2003	0,116	0,118	0,001	0,768	0,166	513
2004	0,095	0,134	0,000	1,808	0,164	799
total	0,103	0,128	0,000	1,808	0,165	1312

Une observation plus attentive des mesures montre cependant que cette grande variabilité des erreurs verticales est liée à la pente des terrains, les erreurs les plus importantes se rencontrant dans les parties les plus abruptes des profils topographiques (figure 4.3).

Afin de déterminer plus précisément l'influence de la pente des terrains sur l'exactitude verticale des relevés LiDAR, les pentes ont donc été classifiées en cinq classes, correspondant approximativement aux pentes caractéristiques de plusieurs environnements côtiers, et les erreurs moyennes ont été calculées pour chaque classe (tableau XXVI).

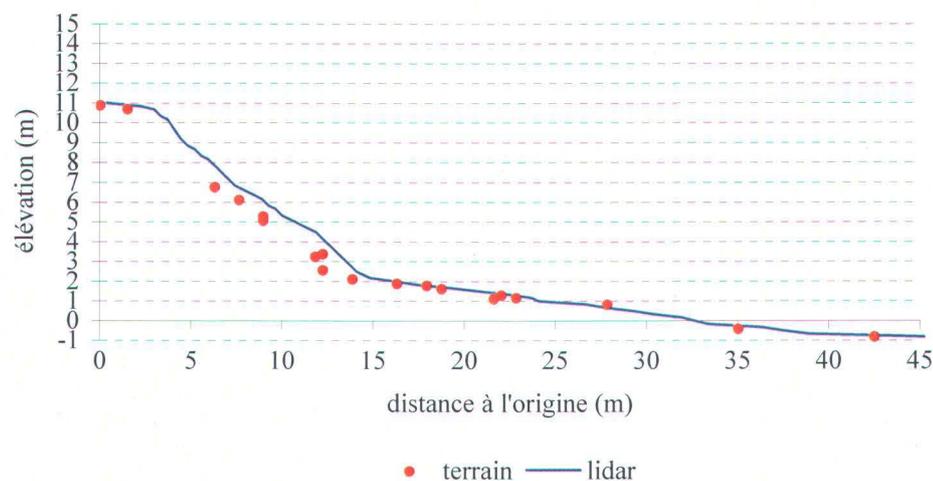


Figure 4.3 – Exemple de profil où les erreurs verticales sont plus importantes dans les pentes (secteur de Maria). Ces erreurs sont de 50 cm à 1 m dans le talus et de 5 cm à 15 cm sur la plage et le sommet du talus.

Tableau XXVI – Exactitude verticale du LiDAR en fonction de la pente du terrain β . N représente le nombre de mesures utilisées pour déterminer les paramètres statistiques. Les autres valeurs sont exprimées en mètres.

β (°)	Environnement côtier	moyenne	écart-type	minimum	maximum	RMS	N
0-1	Marais	0,06	0,06	0,00	0,63	0,09	443
1-10	Plage	0,11	0,11	0,00	0,64	0,15	762
10-20	Dune	0,18	0,16	0,01	0,65	0,24	54
20-55	Talus	0,35	0,27	0,02	1,26	0,44	41
55-90	Falaise	0,30	0,52	0,01	1,81	0,61	12

Les pentes inférieures à 1° sont caractérisées par des erreurs moyennes de 6 ± 6 cm et des erreurs quadratiques moyennes de 9 cm. Celles-ci passent à 11 ± 11 cm et 15 cm pour des pentes de plages typiques (entre 1° et 10°). Elles augmentent ensuite à 18 ± 16 cm et 25 cm pour des pentes comprises entre 10° et 20°, et atteignent 35 ± 27 cm et 44 cm dans les talus (entre 20° et 55°). Les erreurs verticales les plus importantes sont obtenues dans les falaises, pour des pentes de plus de 55°. L'erreur quadratique moyenne atteint alors 61 cm. La figure 4.4 confirme qu'une étroite corrélation entre l'erreur quadratique moyenne et la pente du terrain existe ($R^2 = 0,943$), celle-ci augmentant de façon linéaire avec la pente selon relation suivante :

$$e_z^{RMS} = 0,10 + 0,453\beta \quad (\text{éq. 3})$$

où e_z^{RMS} représente l'erreur quadratique moyenne verticale et β désigne la pente du terrain exprimée en radians. Cette équation sera discutée plus en détail par la suite.

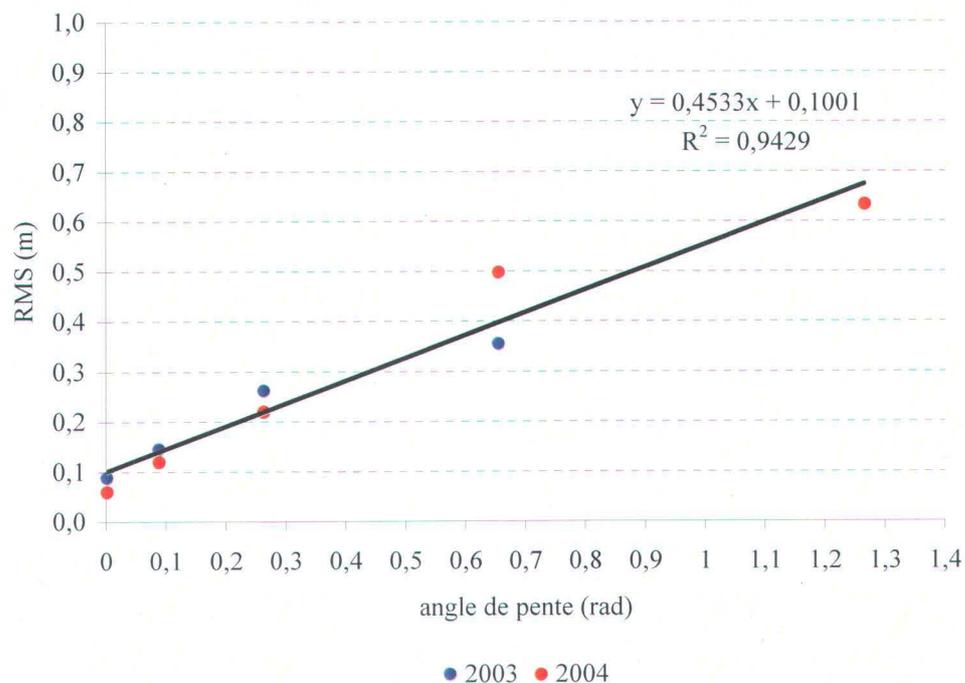


Figure 4.4 – Relation entre l'erreur quadratique moyenne verticale (RMS) et la pente du terrain, exprimée en radian.

4.1.3 Couverture des falaises

La quantité de données laser collectées varie fortement en fonction de la topographie du terrain et en particulier de la pente. Des problèmes de couverture peuvent ainsi se produire dans les environnements présentant des profils verticaux ou sub-verticaux comme les falaises. Afin de permettre d'améliorer la collecte de données dans ce type d'environnement, une série de mesures a été réalisée afin de déterminer la distance optimale qu'il faut prévoir entre la ligne de vol et la falaise pour obtenir une bonne couverture. Les résultats sont présentés au tableau XXVII et illustrés par la figure 4.5.

Tableau XXVII – Densité de mesures LiDAR en fonction de la pente du terrain et de la distance séparant la ligne de vol de la falaise. *Toutes les valeurs sont exprimées en données/m².*

Zones	Distance (m)	Classes de pentes (°)						
		20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90
Z1	40	0,8	1,0	0,9	0,8	-	-	-
Z2	40	0,8	1,8	1,6	0,7	0,3	0,4	0,4
Z3	45	0,8	1,5	1,3	0,9	0,5	0,6	0,2
Z4	55	1,3	0,7	0,8	0,6	0,7	0,3	0,3
Z5	100	1,3	1,4	1,3	0,9	0,5	0,4	0,4
Z6	98	0,9	1,1	1,0	0,9	0,8	0,6	0,4
Z7	94	1,2	0,7	0,9	1,1	0,6	0,3	0,4
Z8	120	1,1	1,1	1,0	1,0	0,9	0,3	0,3
Z9	80	0,7	1,1	1,2	1,1	0,6	0,4	0,4
Z10	70	0,9	0,9	1,1	1,5	0,4	0,2	0,6
Z11	62	0,7	0,8	1,0	1,1	0,5	0,2	0,5
Z12	50	1,6	1,2	1,0	0,8	0,7	0,4	0,5
Z13	25	1,5	1,2	1,0	1,0	0,5	0,4	0,3
Z14	35	1,1	0,8	0,7	0,7	0,7	0,3	0,2
Z15	95	0,7	0,8	0,8	1,2	0,4	0,3	0,8
Z16	5	1,4	1,4	1,0	1,1	0,5	0,3	0,4
Z17	36	1,5	0,7	1,0	0,9	0,7	0,4	0,3
moyenne		1,1	1,1	1,0	1,0	0,6	0,4	0,4
écart-type		0,3	0,3	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2

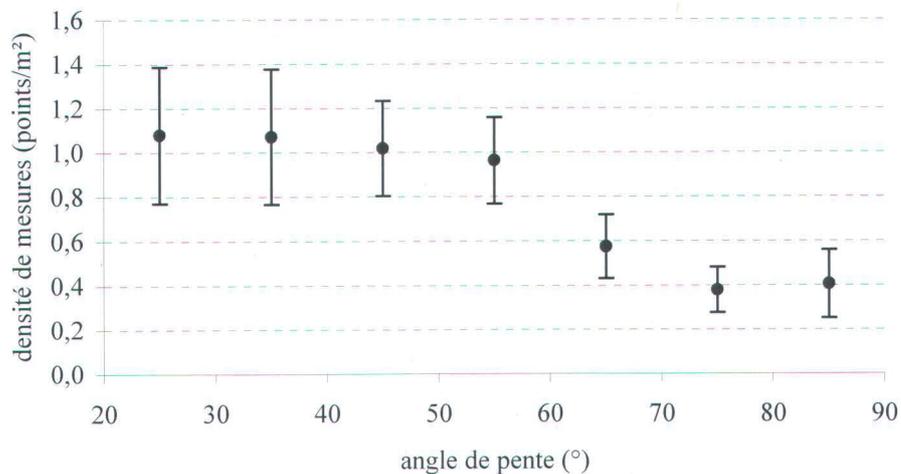


Figure 4.5 – Densité moyenne de mesures LiDAR en fonction de la pente du terrain. Les barres d'erreurs représentent l'écart-type.

Ces résultats indiquent que la densité de mesures laser diminue plus la pente du terrain augmente passant d'environ 1,1 mesures/m² pour des pentes de moins de 40° à seulement 0,4 mesures/m² sur des terrains de plus de 70°.

Cette décroissance ne se fait cependant pas de façon continue et linéaire. La densité de mesures demeure relativement constante tant que la pente du terrain reste inférieure à 60° approximativement, avec des densités moyennes de $1,1 \pm 0,3$ données collectées par m² pour des pentes de moins de 40° et de $1,0 \pm 0,2$ données/m² pour des terrains présentant des pentes comprises entre 40° et 60°. La densité de mesure chute ensuite rapidement pour des pentes de terrain de plus de 60°. Elle se trouve ainsi divisée approximativement par 2 pour des pentes de 60° à 70° et par 3 pour des pentes de plus de 70° avec respectivement $0,6 \pm 0,1$ et $0,4 \pm 0,2$ données collectées par m².

Il faut cependant rappeler qu'il s'agit de densités moyennes et que par endroits, le nombre de mesures laser collectées peut être encore bien plus faible. Des densités de 0,2 données/m² ont ainsi été observées localement.

La figure 4.6 montre les variations de densité en fonction de la distance moyenne entre le nadir du LiDAR et la falaise, et cela pour chaque classe de pentes. Deux plages de distances optimales peuvent être identifiées sur ces graphiques et correspondent à des pics de densité. La première se situe entre 35 m et 55 m de la falaise et est valable pour toutes les pentes inférieures à 50° ainsi que pour celles comprises entre 60° et 80°. La seconde est comprise entre 70 m et 80 m et concerne plutôt les terrains présentant des pentes de 50° à 60° d'une part et de plus de 80° d'autre part.

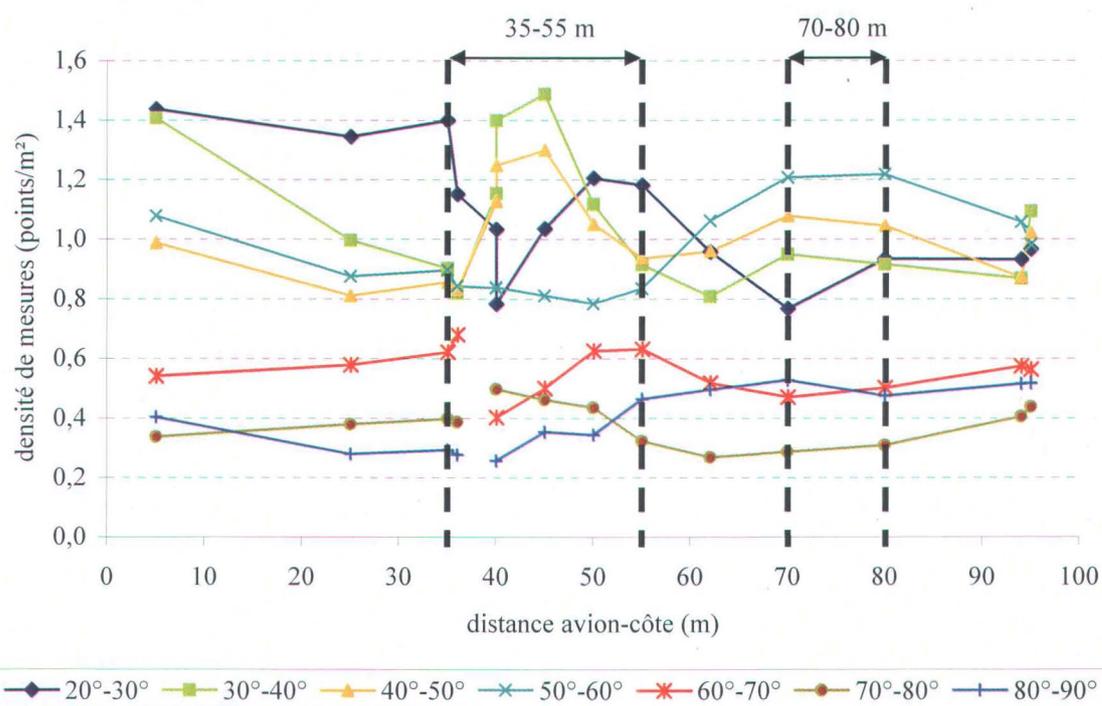


Figure 4.6 – Variation de la densité de mesures en fonction de l'éloignement du LiDAR à la côte. Chaque courbe correspond à une même valeur moyenne de pente afin d'éliminer les variations dues aux variations de pentes de terrain. Les deux plages de distances pour lesquelles les densités de mesures sont plus importantes sont indiquées par des flèches.

4.2 Discussion

4.2.1 Exactitude horizontale

Nos mesures ont permis d'estimer l'erreur de positionnement horizontale moyenne à 9 ± 9 cm et l'erreur quadratique moyenne à 13 cm. Cependant, la précision de la numérisation des limites utilisées reste bien inférieure à ces valeurs. Il n'est donc pas possible de dire avec certitude si ces résultats représentent bien l'erreur horizontale réelle du système LiDAR ou si ces valeurs résultent seulement des imprécisions de la numérisation et la seule chose qui peut être affirmée de façon certaine est que les erreurs horizontales sont inférieures à la résolution spatiale du LiDAR, soit 30 cm.

Nous pouvons néanmoins essayer de préciser un peu plus la valeur des erreurs horizontales en estimant, au moins de façon approximative, les erreurs horizontales systématiques théoriques de chaque composante du système altimétrique laser. Beaucoup d'études reposent sur le principe que la précision planimétrique du LiDAR dépend principalement de la précision planimétrique du système GPS qui est, pour sa part, toujours supérieure à sa précision altimétrique (*Krabill et al., 2002*). Par conséquent, ces erreurs horizontales doivent être très réduites et ne constituent pas une source d'erreurs significatives pour la réalisation des MNT.

Pourtant la précision horizontale du LiDAR ne dépend pas uniquement de la précision du positionnement GPS. Elle dépend aussi de la précision avec laquelle sont mesurés les angles de roulis, de tangage et de lacet de l'appareil, ainsi que l'angle d'incidence de l'impulsion laser. L'erreur horizontale totale du système altimétrique laser peut donc être exprimée comme suit :

$$e_x^{LiDAR} = e_x^{INS} + e_x^{DGPS} + e_x^{laser} \quad (\text{éq. 4})$$

où e_x^{INS} représente les erreurs de mesure angulaires de la centrale inertielle, e_x^{DGPS} l'erreur horizontale du système DGPS et e_x^{laser} l'erreur de pointage du faisceau laser.

Comme cela a déjà été mentionné, la contribution exacte de chaque composante à l'erreur systématique globale peut difficilement être déterminée étant donné le manque d'informations fournies par les différents intervenants (constructeurs et intermédiaires).

Dans ces conditions, nous en sommes réduit à supposer que les erreurs systématiques les plus importantes ont bien été corrigées grâce aux procédures de calibration et de post-traitements adéquats et que seules subsistent les imprécisions de mesure pour chaque appareil.

La précision de la centrale inertielle utilisée dans cette étude est de $0,005^\circ$ en ce qui concerne la mesure des angles de roulis et de tangage et de $0,015^\circ$ pour la mesure des angles de lacet. A une altitude d'environ 800 m, cela se traduit par une erreur horizontale au sol de 7 cm, 7 cm et 6 cm respectivement pour le roulis, le tangage et le lacet, soit une erreur planimétrique résultante d'environ 12 cm.

A cela, il faut encore ajouter l'erreur planimétrique du système DGPS, estimée par Krabill à 2 cm (*Krabill et al., 2002*). Par conséquent, en première approximation, l'erreur horizontale théorique minimale du système LiDAR employé dans cette étude doit être d'environ 14 cm, une valeur extrêmement proche des 13 cm déterminés à partir des MNI.

Ces résultats permettent d'affiner et de préciser les résultats de travaux précédents, tels ceux de Gutierrez, qui concluait que les erreurs horizontales laser devaient être inférieures à 50 cm (*Gutierrez et al., 2001*), et ceux de Schenk, qui obtenait des erreurs horizontales comprises entre 20 cm et 40 cm après comparaison de bords de toitures entre des données altimétriques laser et des images photogrammétriques (*Schenk et al., 2001*). Cependant, la valeur de 40 cm avancée par Schenk était très certainement le résultat d'une mauvaise identification et ne constitue pas une estimation fiable de l'exactitude horizontale du LiDAR, comme le conclut l'auteur lui-même (*Schenk et al., 2001*). De plus, une étude antérieure du même auteur, utilisant la même méthode d'identification des limites de toitures, mentionnait pour sa part une valeur de 24 cm (*Schenk et al., 1999*), plus conforme aux travaux ultérieurs et à nos propres résultats.

Quant aux nombreuses études mentionnant des erreurs planimétriques plus importantes (p. ex. 1,5 m dans *Huising and Gomes Pereira, 1998* ; 0,5 m dans *Gutierrez et al., 2001* ; 1 m dans *Murakami et al., 1999* ; 1,4 m dans *Brock et al., 2002* ; 1,5 m dans *Stockdon et al., 2002* ; 3,7 m dans *French, 2003* ; entre 0 m et 3 m dans *Webster et al., 2004b*), elles peuvent s'expliquer en grande partie par l'utilisation d'une centrale inertielle moins précise que celle utilisée dans cette étude ainsi que par une résolution spatiale plus faible générant de plus grandes imprécisions de mesure.

4.2.2 Exactitude verticale

Les résultats de cette étude confirment l'influence importante de la géométrie du terrain sur l'exactitude verticale des mesures altimétriques laser et permet de préciser la relation entre pente et erreur verticale.

Tout d'abord, les erreurs verticales mesurées sur des terrains plats et réguliers, présentant une pente inférieure à 1°, permettent de conclure que le système LiDAR utilisé ici présente une erreur verticale systématique comprise entre 6 et 9 cm (tableau XXVI). Ce résultat est conforme aux observations réalisées dans le cadre d'autres études par certains auteurs comme Filin qui trouve, après calibrage, une erreur verticale résiduelle de 6 cm (*Filin, 2001*), Schenk qui mentionne des erreurs de 7 cm en milieu urbain (*Schenk et al., 2001*), Csathó qui indique pour sa part des erreurs de 8 cm (*Csathó et al., 2001*) ou encore Krabill (*Krabill et al., 2002*) ou Hyyppä (*Hyyppä, 2000*) qui trouvent tous les deux des erreurs verticales résiduelles de 8,5 cm, sur la banquise arctique pour le premier et sur une route forestière asphaltée pour le second.

L'erreur quadratique moyenne de 9 cm mesurée ici se révèle néanmoins légèrement supérieure à ce qui était attendu, l'erreur verticale résiduelle pour ce système étant généralement comprise entre 5 cm et 8 cm (*Optech Inc., com. pers.*). Un examen plus attentif des données utilisées montre cependant que si un RMS de 9 cm est bien observé en 2003 pour les terrains plats, celui-ci n'est plus que de 6 cm en 2004.

Cette différence peut être expliquée par le fait qu'en 2003, toutes les données topographiques ayant servi à la validation des données laser en terrain plat ont été collectées au sommet des talus et des falaises, à proximité de la route 132. Or, ces terrains sont également recouverts d'un tapis herbeux de plusieurs centimètres de hauteur ayant pu fausser les mesures altimétriques LiDAR et conduire à une surestimation de l'élévation du sol à ces endroits. Par contre, lors des relevés de 2004, les données de validation ont été collectées essentiellement au niveau de marais intertidaux et de vasières ne présentant aucun couvert végétal.

On peut donc en conclure que le RMS de 2004 reflète de façon plus fiable l'erreur verticale systématique du LiDAR que le RMS de 2003, ce dernier résultant très certainement d'une addition de l'erreur verticale systématique réelle du LiDAR et de l'erreur de mesure due à la présence de végétation. Cette supposition est corroborée par les observations de Gutierrez qui mesure également des erreurs quadratiques moyennes de 9 cm au niveau d'un terrain de football recouvert de gazon (*Gutierrez et al., 2001*). Nous pouvons donc conclure de ce qui précède que l'erreur verticale systématique du LiDAR utilisé dans cette étude est d'environ 6 cm, ce qui est très proche de la valeur minimale de l'erreur verticale théorique (5 cm) et montre que les procédures de calibrage et de post-traitement des données laser ont été réalisées de façon adéquate et efficace.

En ce qui concerne les erreurs mesurées sur des terrains présentant des pentes typiques de plages (entre 1° et 10°), nos résultats sont là encore en accord avec les études précédentes. Sallenger indique ainsi un RMS de 15 cm pour des plages sableuses et non végétées de Caroline du Nord (*Sallenger et al., 2003b*), French mentionne des erreurs verticales comprises entre 9 cm et 16 cm au niveau d'un estuaire anglais (*French, 2003*), Huising et Gomes Perreira mesurent un RMS de 18 cm sur des plages néerlandaises (*Huising et Gomes Perreira, 1998*) et Kraus et Pfeifer rapportent des RMS de 11 cm, 12 cm et 18 cm sur des terrains forestiers autrichiens présentant des pentes de 3°, 6° et 9° respectivement (*Kraus et Pfeifer, 1998*).

Des divergences entre les résultats de cette étude et des travaux antérieurs n'apparaissent que pour des pentes supérieures à 20°. Comme cela a déjà été mentionné, très peu d'études ont été réalisées jusqu'à présent afin de déterminer l'exactitude des données altimétriques laser sur des terrains présentant des pentes supérieures à celles rencontrées habituellement sur les plages.

La plus détaillée est celle que Kraus et Pfeifer ont menée en 1998 dans une région boisée d'Autriche (*Kraus et Pfeifer, 1998*). Au cours de cette étude, l'exactitude verticale d'un système LiDAR ALTM 1020 a été mesurée pour divers terrains présentant des pentes comprises entre 3° et 31° en comparant les données laser avec des données photogrammétriques. Les deux auteurs ont observé des erreurs verticales de 71 cm et 83 cm pour des pentes de 23° et 31° respectivement (figure 5.9) alors que nos propres résultats n'indiquent des erreurs que de 44 cm pour le même type de pentes.

Parmi les explications pouvant être avancées pour expliquer ce désaccord entre les deux études, il y a :

1. la présence d'un important couvert végétal sur la zone d'étude autrichienne, ce qui constitue une source connue d'erreurs de mesure et contribue à la dégradation de l'exactitude verticale des données altimétriques laser (*Hyypä, 2000 ; Hopkinson et al., 2005*).
2. l'utilisation d'une centrale inertielle moins précise que celle utilisée dans notre étude (0,009° d'erreur au lieu de 0,005°) ainsi qu'une hauteur de vol supérieure (1000 m au lieu de 800 m) et un LiDAR plus ancien (ALTM-1020) qui ont contribué à l'accroissement des erreurs verticales observées en 1998.
3. l'existence d'imprécisions importantes concernant la modélisation des ondulations du géoïde dans la région d'étude autrichienne. Ces imprécisions seraient même plus importantes que l'exactitude verticale du LiDAR selon les auteurs de l'étude eux-mêmes.

Au vu de ce qui précède, il n'est par conséquent pas étonnant d'observer des erreurs verticales presque deux fois plus importantes chez Kraus et Pfeifer. Une autre étude mentionne pour sa part des erreurs verticales de plus de 40 cm sur des terrains boisés avec des pentes d'environ 23° (Hyypä, 2000), ce qui est assez proche de nos propres observations et apporte une confirmation supplémentaire.

Néanmoins, il est intéressant de noter que, malgré l'existence d'importants biais de mesure dans les données de validation, les résultats de Kraus et Pfeifer se caractérisent eux aussi par une augmentation linéaire de l'erreur RMS en fonction de la pente du terrain, pouvant être exprimée par l'équation suivante (figure 4.7) :

$$e_z^{RMS} = 0,025 + 1,53\beta \quad (\text{éq. 5})$$

où β représente l'angle de pente en radians. Cette relation est très semblable à celle mise en évidence dans cette étude (éq. 3), les deux équations ne différant que par la valeur de leurs coefficients.

Une expression plus générale de la relation entre l'erreur quadratique moyenne et la pente pourrait donc être :

$$e_z^{RMS} = A + B\beta \quad (\text{éq. 6})$$

Dans cette équation, le coefficient A représente l'erreur verticale lorsque la pente est nulle, c'est à dire lorsque le terrain est plat. Or, tel que montré précédemment, l'erreur verticale sur terrain plat peut être assimilée à l'erreur verticale systématique du LiDAR qui subsiste après le calibrage et le post-traitement des données. Cette erreur s'élève dans ce cas-ci à 6 cm, ce qui ne représente que la moitié de la valeur du coefficient A trouvé.

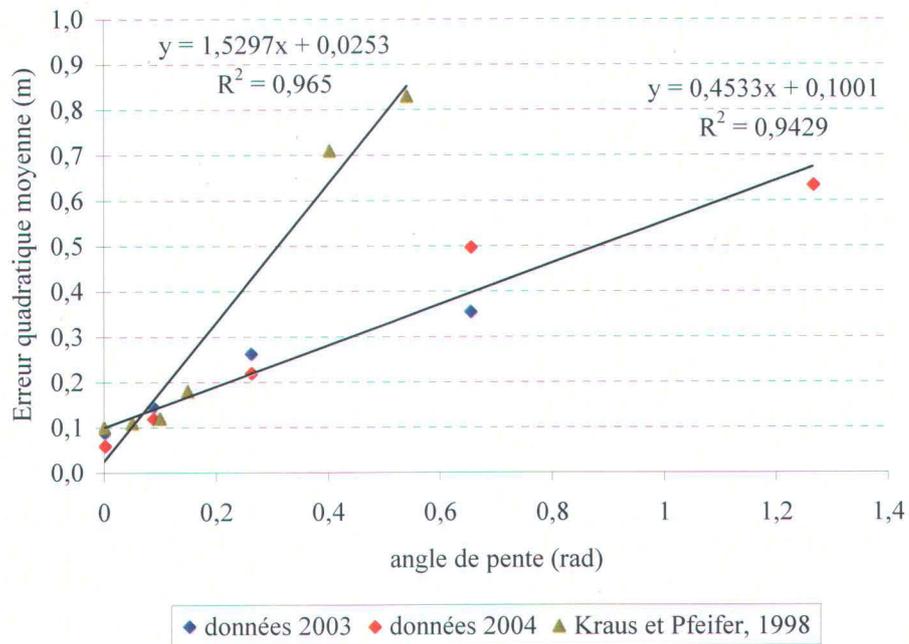


Figure 4.7 – Comparaison entre les erreurs quadratiques moyennes verticales observées par Kraus et Pfeifer (1998) et les erreurs obtenues dans cette étude.

Mais il a été noté que la présence de végétation basse (herbes) au niveau du sol pouvait introduire une erreur de mesure, celle-ci étant généralement de l'ordre de quelques centimètres (soit la hauteur moyenne de cette végétation).

En conclusion, le coefficient A ne représente pas uniquement l'erreur verticale systématique du LiDAR (e_z^{LiDAR}), mais aussi l'erreur de mesure induite par la végétation basse (e_z^{veg}), ce qui peut se résumer par :

$$A = e_z^{LiDAR} + e_z^{veg} \quad (\text{éq. 7})$$

Le second terme de l'équation présente, pour sa part, une certaine similitude avec la formule théorique (adaptée de Schenk, 1999b) qui exprime l'erreur verticale additionnelle e_z^{pente} résultant d'une erreur de positionnement horizontale e_x sur un terrain de pente β .

Celle-ci peut s'écrire :

$$e_z^{pente} = e_x \operatorname{tg}(\beta) \quad (\text{éq. 8})$$

Pour de petits angles de pente, et à condition qu'ils soient exprimés en radians, cette équation devient :

$$e_z^{pente} = e_x \operatorname{tg}(\beta) \approx e_x \beta \quad (\text{éq. 9})$$

La similitude entre les deux équations est grande et il est possible de supposer que $B = e_x^{LiDAR}$. Cependant, la valeur du coefficient B trouvée reste supérieure à l'erreur horizontale systématique du LiDAR (e_x^{LiDAR}) déterminée dans cette étude (0,453 pour B et 0,13 cm pour e_x^{LiDAR}). Tout comme le coefficient A , il apparaît donc que le coefficient B n'est pas déterminé par une seule variable mais bien par plusieurs.

Une autre source d'erreur potentielle a donc été envisagée : les erreurs de mesure dans le positionnement des points et profils de contrôle pris sur le terrain afin de valider les données laser. La diversité des méthodes utilisées lors des campagnes de terrain pour relever les données topographiques de contrôle (points ou profils) rend toutefois leur quantification précise difficile. Certaines données ont en effet été acquises au moyen d'un système de positionnement GPS RTK tandis que d'autres mesures ont été obtenues par relevés d'arpentage à l'aide d'un théodolite.

Dans le premier cas, la précision horizontale des positionnements est estimée entre 2 et 5 cm. Dans le second cas, la précision des mesures de distance dépendent directement de la précision des lectures effectuées sur la mire utilisée comme repère. Cette précision de lecture est estimée à 0,5 cm dans ce cas-ci, ce qui correspond approximativement à une précision horizontale de positionnement des points de contrôle au sol de 35 cm à 50 cm, en accord avec l'écart existant entre les valeurs observées de A et de e_x^{LiDAR} .

Le nombre de données de contrôle acquises par cette dernière méthode reste, en outre, relativement faible comparé aux autres données de contrôle (un peu plus de 18 %), de sorte que les erreurs de mesure moyennes pour l'ensemble des données de terrain ($e_x^{terrain}$) doivent être inférieures à ces valeurs de 35 à 50 cm. Il est donc possible de conclure que :

$$A = e_z^{LiDAR} + e_z^{veg} \quad (\text{éq. 10})$$

$$B = e_x^{LiDAR} + e_x^{terrain} \quad (\text{éq. 11})$$

Et, par conséquent, que l'erreur verticale globale du LiDAR, pour n'importe quel terrain de pente β , est :

$$e_z^{RMS} = e_z^{LiDAR} + e_z^{veg} + (e_x^{LiDAR} + e_x^{terrain})\beta \quad (\text{éq. 12})$$

Les différents termes de cette équation permettent en outre d'explicitier les résultats de Kraus et Pfeifer (1998) et de confirmer l'existence d'importantes erreurs de mesures, aussi bien au niveau planimétrique qu'altimétrique. La valeur du paramètre B (1,53) indique en effet l'existence, dans leur étude, d'erreurs horizontales importantes, de l'ordre de 1,5 m, ce qui provoque un accroissement important des erreurs verticales observées. La valeur anormalement petite du paramètre A est due, quant à elle, à la procédure de régression linéaire elle-même qui extrapole la valeur pour un angle nul.

Ainsi, si la relation linéaire mise en évidence permet de décrire de façon satisfaisante l'influence d'une pente sur l'exactitude des mesures laser dans la plupart des cas, elle ne permet pas une description réaliste de certains cas "limites". Ceux-ci sont :

2. l'existence d'une erreur systématique verticale minimale en dessous de laquelle le paramètre A ne peut pas descendre (limite inférieure dans le cas où $\beta \rightarrow 0$).
3. l'existence d'une erreur verticale maximale ($e_{z,max}^{RMS}$) qui ne peut pas être dépassée (limite supérieure dans le cas où $\beta \rightarrow 90^\circ$).

4. l'existence de ruptures de pentes (cas où β varie).

Le premier cas ayant déjà été abordé plus haut, nous allons maintenant examiner de plus près les deux autres. Le cas limite pour lequel la pente tend vers 90° se rencontre fréquemment dans les environnements dominés par des falaises ou le long de secteurs côtiers protégés par des murs comme il en existe beaucoup sur le littoral gaspésien.

Dans ce cas-là, l'équation générale utilisée (ég. 12) aura tendance à sous-estimer l'erreur verticale induite par une erreur horizontale car cette relation est basée sur la linéarisation de l'équation théorique (ég. 9). Or, cette simplification n'est valable que pour des angles relativement petits. A partir d'angles de plus de 35° (0,6 rad), la sous-estimation de l'erreur verticale dépasse 10 cm (figure 4.8). C'est pourquoi pour des pentes supérieures à 35° , il semble préférable d'utiliser une forme non linéarisée de l'équation 12. Celle-ci devient alors :

$$e_z^{RMS} = e_z^{LiDAR} + e_z^{veg} + (e_x^{LiDAR} + e_x^{terrain}) \operatorname{tg}(\beta) \quad (\text{ég. 13})$$

Cependant, il est clair que cette relation ne permet pas une prédiction réaliste de l'erreur verticale pour des parois verticales puisque l'erreur tend vers l'infini lorsque β tend vers 90° .

Or, l'erreur due à la pente (e_z^{pente}) ne peut en aucun cas être supérieure à la hauteur H de la paroi verticale et l'erreur verticale totale maximale est :

$$e_{z,\max}^{RMS} = e_z^{LiDAR} + e_z^{veg} + H \quad (\text{ég. 14})$$

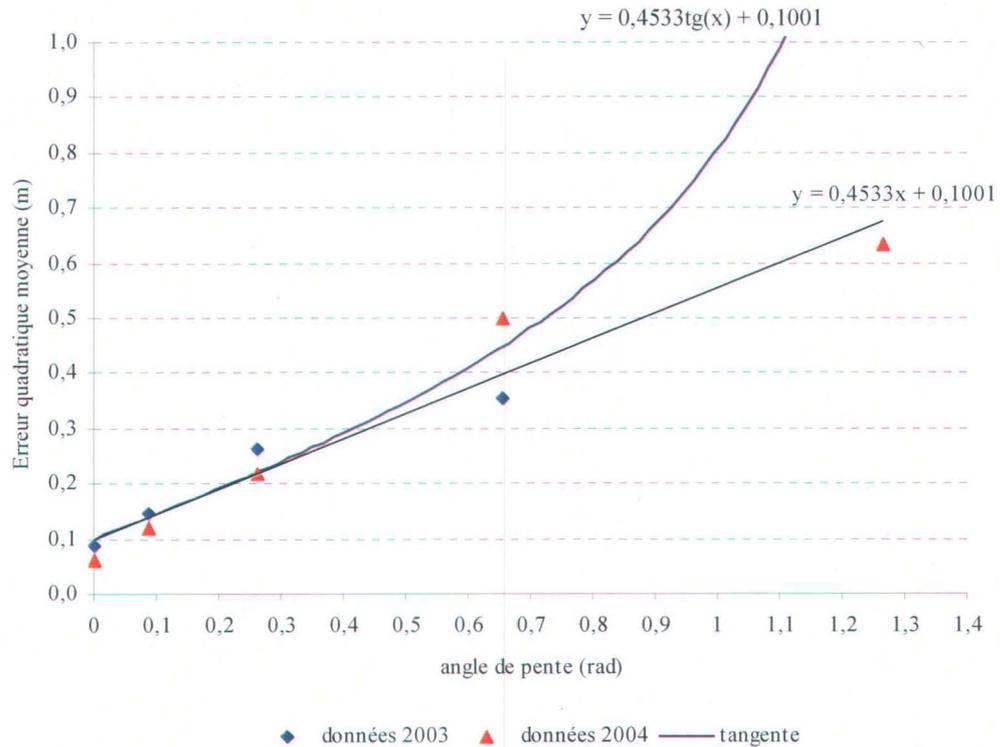


Figure 4.8 – Comparaison entre les erreurs verticales prédites par la relation linéaire et par la relation utilisant la tangente. Les premières sont données par la droite de régression (en noir) et les secondes par la courbe (en bleu foncé).

Si le LiDAR effectuait toutes ses mesures à la verticale, c'est à dire avec un angle d'incidence nul, le point de mesure serait toujours localisé soit au sommet de la paroi verticale, soit à sa base (figure 4.9a). L'erreur verticale e_z^{pente} causée par un décalage horizontal du point de mesure ne pourrait alors être que maximale, de même que l'erreur verticale moyenne.

Mais en raison de l'angle d'incidence changeant du laser, il est possible que le point de mesure LiDAR soit localisé à n'importe quelle hauteur dans la paroi (figure 4.9b), de sorte que l'erreur verticale totale pour un point de mesure peut, en réalité, prendre n'importe quelle valeur comprise dans l'intervalle $[0 - H]$. Celle-ci peut alors être exprimée par :

$$e_z = e_z^{LiDAR} + e_z^{veg} + z \quad (\text{éq. 15})$$

où z représente l'élévation du point de mesure dans la paroi verticale. Cette nouvelle équation permet donc de déterminer l'erreur verticale e_z d'une mesure LiDAR réalisée dans une paroi verticale à une hauteur z quelconque.

Cependant, l'erreur verticale moyenne e_z^{RMS} reste très difficile à prédire dans de tels environnements car elle dépend de la distribution des points de mesure laser dans la falaise. Or cette distribution est extrêmement variable puisqu'elle dépend de plusieurs paramètres de vol comme l'altitude, la distance entre le nadir du système et la paroi verticale, la fréquence d'émission des impulsions ou encore la fréquence de balayage. Le moindre mouvement de l'appareil suffit donc à modifier cette distribution.

Une approximation consiste à supposer une distribution homogène des points de mesures, et par conséquent des erreurs verticales, l'erreur verticale moyenne attendue dans une paroi verticale sera simplement de $\frac{H}{2}$.

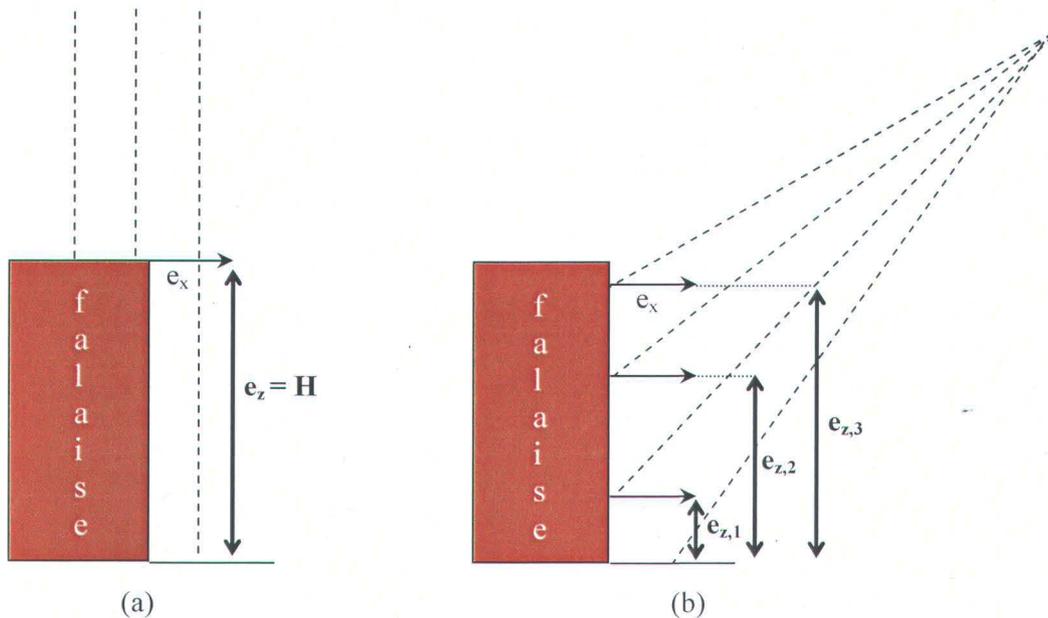


Figure 4.9 – Erreur verticale dans une falaise dans le cas de mesures effectuées avec un angle d'incidence nul (a) et non nul (b). Les trajets des impulsions laser du LiDAR sont représentés par des lignes en pointillés.

Cette simplification n'est cependant possible que si la pente du terrain est telle que n'importe quel point de mesure dans la falaise subissant une erreur de positionnement horizontale égale à $(e_x^{LiDAR} + e_x^{terrain})$ se retrouve à l'aplomb d'un point qui est situé sur un terrain de même pente (figure 4.10). Cette condition peut s'écrire :

$$e_z^{RMS} = e_z^{LiDAR} + e_z^{veg} + \frac{H}{2} \quad (\text{éq. 16})$$

si :
$$e_x^{LiDAR} + e_x^{terrain} \leq \frac{H}{\text{tg}(\beta)} \quad (\text{éq. 17})$$

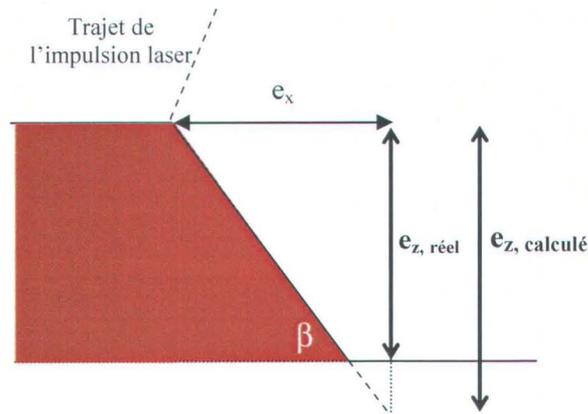


Figure 4.10 – Cas limite à partir duquel l'erreur verticale ne dépend plus de la pente du terrain mais de l'élévation du point de mesure.

Dans le cas contraire, l'erreur verticale réelle sera inférieure à l'erreur prédite en raison de la présence d'une rupture de pente, comme montré sur la figure 4.10.

Ce qui précède permet donc de conclure non seulement que l'erreur verticale moyenne entachant les données altimétriques laser varie en fonction de la pente du terrain, mais aussi que différentes relations, plus ou moins simples selon la pente considérée, peuvent être utilisées pour prédire cette erreur. Celles-ci, ainsi que leurs limites d'application, sont résumées au tableau XXVIII.

Tableau XXVIII – Résumé des différentes équations permettant de déterminer l'erreur verticale moyenne à partir des erreurs systématiques du LiDAR et de l'angle de pente du terrain considéré, ainsi que leurs limites d'applications.

<i>Erreur verticale moyenne totale</i>	<i>Limites d'applications</i>
$e_z^{LiDAR} + e_z^{veg}$	$\beta = 0^\circ$
$e_z^{LiDAR} + e_z^{veg} + (e_x^{LiDAR} + e_x^{terrain})\beta$	$0^\circ < \beta \leq 35^\circ$
$e_z^{LiDAR} + e_z^{veg} + (e_x^{LiDAR} + e_x^{terrain})\text{tg}(\beta)$	$35^\circ < \beta < \arctg\left(\frac{H}{e_x^{LiDAR} + e_x^{terrain}}\right)$
$e_z^{LiDAR} + e_z^{veg} + \frac{H}{2}$	$\beta \geq \arctg\left(\frac{H}{e_x^{LiDAR} + e_x^{terrain}}\right)$

4.2.3 Précision des positionnements de limites

Les études du milieu côtier prennent généralement en compte les variations de position du trait de côte afin de quantifier l'érosion et de déterminer un taux de recul annuel moyen du rivage. Ces estimations sont ensuite utilisées pour prédire les risques liés à ce phénomène et établir des plans d'aménagements urbains intégrant ces risques.

La précision avec laquelle la position du trait de côte peut être mesurée au moyen d'une technique de relevés donnée constitue par conséquent un élément crucial pour la gestion des risques naturels liés à l'érosion. Ayant déterminé, dans les sections précédentes, la précision et l'exactitude horizontale et verticale des données altimétriques LiDAR, il est nécessaire d'aborder la précision du positionnement horizontal de limites telles que le trait de côte.

Pour cela, il faut tout d'abord établir une définition du trait de côte. La définition la plus générale définit le trait de côte comme la ligne de contact entre la surface d'eau et la terre (Dolan et al., 1980 ; Graham et al., 2003).

Malheureusement, si la définition du trait de côte est extrêmement simple, sa localisation exacte l'est beaucoup moins car il varie à chaque instant en fonction du déferlement des vagues, des marées, des vents ou encore des courants et de nombreux auteurs se sont penchés sur ce problème complexe (p. ex. *Morton et al., 1991 ; Stockdon et al., 2002 ; Leatherman, 2003 ; Parker, 2003 ; Ruggiero et al., 2003 ; Robertson et al., 2004 ; Boak et Turner, 2005 ; Morton et al., 2005*).

En raison de cette difficulté à localiser le trait de côte instantané, les scientifiques et les ingénieurs préfèrent recourir à un indicateur, c'est à dire à un élément physique ou topographique matérialisant de façon approximative mais réaliste la position du trait de côte (*Boak et Turner, 2005*). Bien que les indicateurs utilisés soient nombreux et variés, il est possible de les subdiviser en deux catégories bien distinctes (figure 4.11) :

2. ceux basés sur une élévation donnée du niveau d'eau, comme un niveau marégraphique remarquable (marée haute, marée haute de vives-eaux, marée basse de vives-eaux, niveau moyen des mers...).
3. ceux basés sur un changement physiographique du profil de plage (végétation, dune, talus, falaise).

Les premiers sont matérialisés par une cote d'élévation tandis que les seconds correspondent à un élément réel et visible du paysage comme une rupture de pente dans les cas de dunes, de talus ou de falaises. L'indicateur utilisé varie évidemment selon les objectifs de l'étude. Les géomorphologues intéressés par les processus se déroulant sur la plage utilisent le plus souvent des indicateurs basés sur les niveaux de marée tandis que les indicateurs physiographiques se révèlent plus adaptés aux besoins des ingénieurs impliqués dans l'aménagement de l'arrière-plage. Les deux types d'indicateurs seront donc abordés dans cette discussion.

A. Sommet de talus/falaise
 B. Pied de talus/falaise
 C. Bord situé côté terre d'un ouvrage de protection

D. Ligne de végétation sur sol stable
 E. Ligne de végétation sur dune
 F. Escarpement
 G. Laisse de tempête
 H. Haute mer de vives-eaux
 I. Niveau moyen de marée haute
 J. Laisse de marée haute
 K. Niveau moyen des mers
 L. Niveau moyen de marée basse
 M. Niveau d'eau instantané
 N. Brisants
 O. Basse mer de vives-eaux
 P. Micro-falaise sous-marine

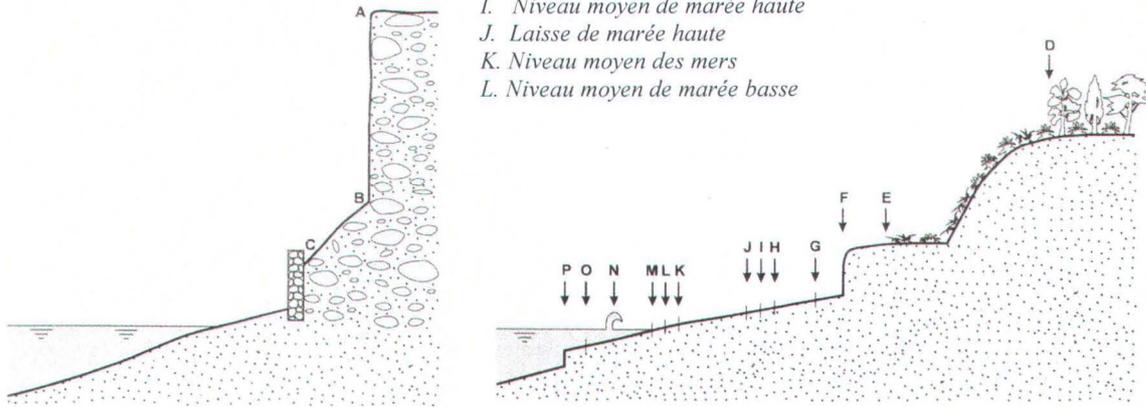


Figure 4.11 – Indicateurs de trait de côte les plus courants (adapté de Boak et Turner, 2005).

La précision du positionnement horizontal des indicateurs de trait de côte peut être déterminée à partir de l'erreur de mesure verticale, de l'erreur de mesure horizontale, de la résolution spatiale et de la pente de l'estran (figure 4.12) selon la relation théorique :

$$e_x^{côte} = e_x^{LiDAR} + \left[\frac{f_L}{2f_b H \operatorname{tg}(i_{\max})} \right] + \left[\frac{e_z^{LiDAR}}{\operatorname{tg}(\beta)} \right] \quad (\text{éq. 18})$$

Le second terme du membre de droite représente la résolution spatiale moyenne du système LiDAR, qui est fonction de la fréquence d'émission f_L , de la fréquence de balayage f_b , de la hauteur de vol H et de l'angle d'incidence maximal i_{\max} , tandis que le troisième terme représente l'erreur de positionnement induite par une erreur de mesure verticale e_z^{LiDAR} en fonction de l'angle de pente β (figure 4.12).

Pour des pentes relativement faibles, l'influence de l'erreur verticale est prédominante et génère des erreurs de positionnement du trait de côte importantes (tableau XXIX).

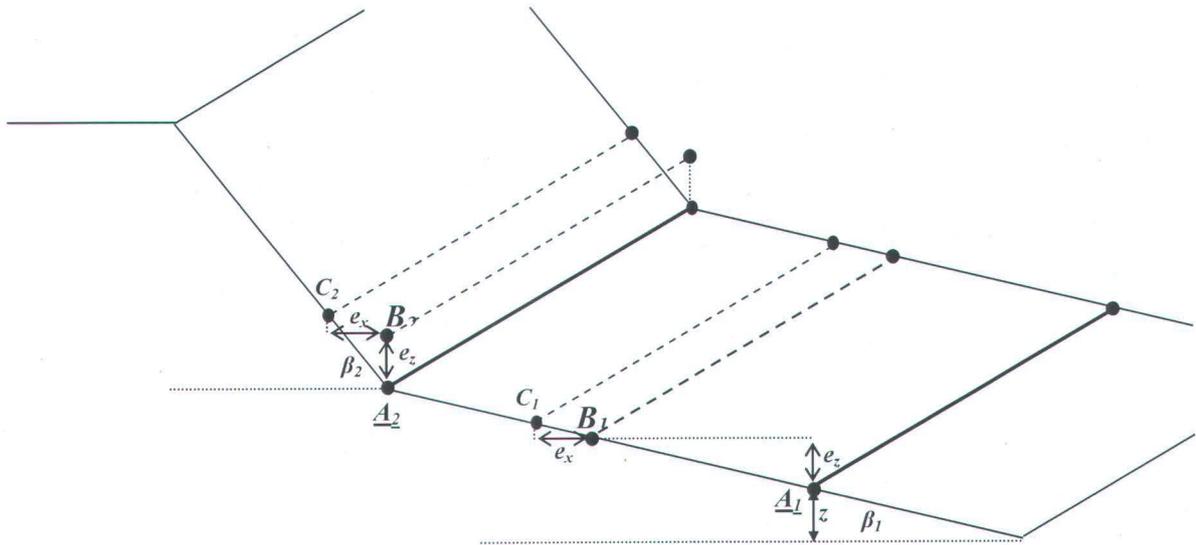


Figure 4.12 – Schéma illustrant le problème de positionnement du trait de côte. Le schéma décrit l'imprécision du positionnement dans le cas où l'indicateur de trait de côte est donné par une cote d'élévation z (A_1) ainsi que dans le cas où l'indicateur est donné par un changement physiographique (A_2). Une erreur verticale e_z déplace le trait de côte de A en B tandis qu'une erreur horizontale e_x le déplace en C .

Tableau XXIX – Erreur de positionnement horizontal du trait de côte en fonction de l'erreur de mesure verticale du LiDAR et de la pente du terrain.

pente ($^\circ$)	pente (rad)	e_x^{LiDAR} (cm)	e_z^{LiDAR} (cm)	$e_x^{c\hat{o}te}$ (cm)
1	0,017	13	6	356,7
2	0,035	13	6	184,8
3	0,052	13	6	127,5
4	0,070	13	6	98,8
5	0,087	13	6	81,6
6	0,105	13	6	70,1
7	0,122	13	6	61,9
8	0,140	13	6	55,7
9	0,157	13	6	50,9
10	0,175	13	6	47,0
15	0,262	13	6	35,4
20	0,349	13	6	29,5
25	0,436	13	6	25,9
30	0,524	13	6	23,4
35	0,611	13	6	21,6
40	0,698	13	6	20,2
45	0,785	13	6	19,0
50	0,873	13	6	18,0
55	0,960	13	6	17,2

Ainsi, pour des angles de pente caractéristiques des plages gaspésiennes (entre 6° pour les plages de sable grossier et 8° pour les plages de graviers et galets), les erreurs de positionnement se situent environ entre 50 cm et 70 cm. Pour des angles plus grands, les erreurs de positionnement du trait de côte diminuent progressivement pour passer en dessous de 30 cm (résolution spatiale du LiDAR) lorsque l'angle de pente dépasse 20° . Ce dernier cas se rencontre principalement dans les secteurs où les plages sont peu développées ou inexistantes, de sorte que le niveau de marée considéré comme indicateur se retrouve situé dans le talus ou la falaise elle-même.

Ces estimations sont compatibles avec les observations de Stockdon et al. (2002) qui mentionne des erreurs de $\pm 1,1$ m et $\pm 1,4$ m pour deux plages de Caroline du nord présentant des pentes entre 1:8 et 1:20, soit environ entre 3° et 8° . La résolution spatiale du système LiDAR employé au cours de cette étude n'était cependant que de 1 m, ce qui peut expliquer la différence entre ces résultats et nos estimations.

Il faut cependant remarquer que, lorsque l'indicateur de trait de côte est constitué par un changement de pente (sommet ou pied de talus/falaise), c'est la précision horizontale du positionnement du point d'inflexion qui est déterminante, et non l'élévation, car l'identification et la localisation du trait de côte ne dépend pas d'une cote d'élévation définie (figure 5.16). Dans ce cas particulier, l'angle de pente β intervenant dans l'équation 18 sera soit β_1 soit β_2 selon le sens de l'erreur de positionnement horizontale.

4.2.4 Représentation des environnements côtiers rocheux

4.2.4.1 Densité de mesures LiDAR

Outre des erreurs verticales importantes, les falaises présentent également une densité de mesures LiDAR plus faible due à la forte pente de la paroi. Cette densité peut être déterminée théoriquement à partir de l'équation suivante, qui exprime la résolution

spatiale transversale¹ $\Delta x_{transv.}$ pour n'importe quelle pente de terrain β et n'importe quel angle d'incidence i (Baltsavias, 1999b) :

$$\Delta x_{transv.} = (H - h)[tg(i_2) - tg(i_1)][1 + [tg(i_2 + \beta) - tg(i_2)]] \quad (\text{éq. 19})$$

où i_1 et i_2 représentent deux angles d'incidence consécutifs, l'écart entre les deux dépendant des fréquences d'émission et de balayage du système LiDAR. L'espacement des points de mesures à la surface du terrain lui-même ($\Delta x_{terrain}$) peut être obtenue très simplement par la relation suivante :

$$\Delta x_{terrain} = \frac{\Delta x_{transv.}}{\cos(\beta)} \quad (\text{éq. 20})$$

La figure 4.13 illustre cette relation théorique pour un angle d'incidence nul et pour un angle d'incidence de 15°. Deux éléments sont à remarquer sur ce graphique. Tout d'abord, plus l'angle d'incidence est grand et plus la distance entre deux points de mesure sur la pente se réduit, augmentant ainsi la quantité de mesures collectées. La résolution maximale est atteinte lorsque l'angle d'incidence est égal à la pente du terrain. Ensuite, cette distance varie relativement peu tant que la pente reste inférieure à 50° et la résolution spatiale reste plus ou moins constante. L'écart entre les points de mesure laser connaît ensuite un accroissement rapide lorsque les pentes sont supérieures à 50°.

Or, nos résultats montrent l'existence d'une baisse rapide de la densité de mesures précisément pour cette valeur de 50° ainsi que des densités relativement constantes pour des pentes inférieures à cette valeur (tableau XXVII et figure 4.5). Au vu de cela, les résultats apparaissent donc en accord avec la théorie.

¹ C'est à dire la distance horizontale séparant deux points de mesures LiDAR le long d'une ligne de balayage.

Une bonne corrélation entre les densités de mesures observées sur le terrain et les densités théoriques prédites (figure 4.14) existe pour toutes les classes de pentes sauf pour celles comprises entre 60° et 80° où les densités observées se révèlent légèrement inférieures à celles prédites par la théorie.

Cela pourrait s'expliquer par une mauvaise classification de certaines parties de la falaise lors du post-traitement des données. En effet, lors de cette étape, un filtrage et une classification des données sont réalisés afin d'éliminer la végétation et les bâtiments et de ne conserver que les retours provenant du sol. Ces éléments sont généralement identifiés grâce aux pentes importantes et aux variations rapides d'élévation produites par leur présence.

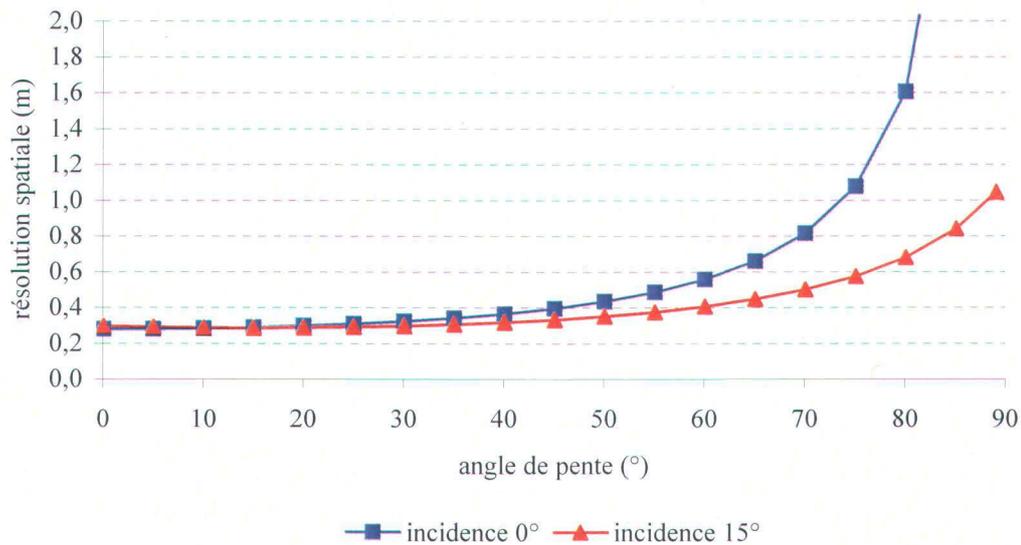


Figure 4.13 – Relation entre la résolution spatiale du LiDAR et la pente du terrain. Les valeurs sont données pour des angles d'incidence nul (en bleu) et maximal (en rouge).

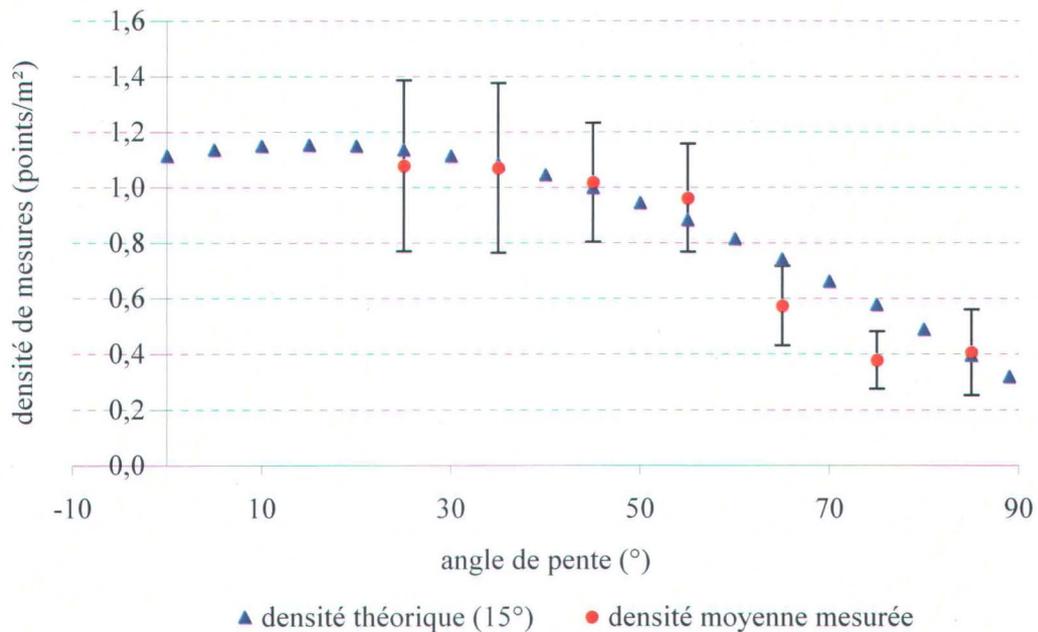


Figure 4.14 – Relation entre la densité de mesures LiDAR au sol et la pente du terrain. Les densités moyennes mesurées dans cette étude sont présentées en rouge et les densités théoriques pour un angle d'incidence maximal sont présentées en bleu. Les barres d'erreur représentent l'écart-type.

Malheureusement ce type de filtre atteint ses limites dans les environnements rocheux car ce type d'environnement se caractérise lui aussi par des variations rapides d'élévation et de pente, menant à une identification erronée de certaines parties de la falaise en tant que végétation ou structure artificielle (figure 4.15). Ce problème a été particulièrement marqué lors des premiers relevés de 2003.

Lors des relevés de 2004, les paramètres de classification et de filtrage ont été modifiés et améliorés de sorte que le nombre de points de mesure correctement classifiés comme faisant partie du sol est plus important (figure 4.16). Néanmoins, il apparaît préférable de travailler avec les données non filtrées lorsque de tels environnements sont présents dans la zone d'étude ou d'effectuer un filtrage manuel.

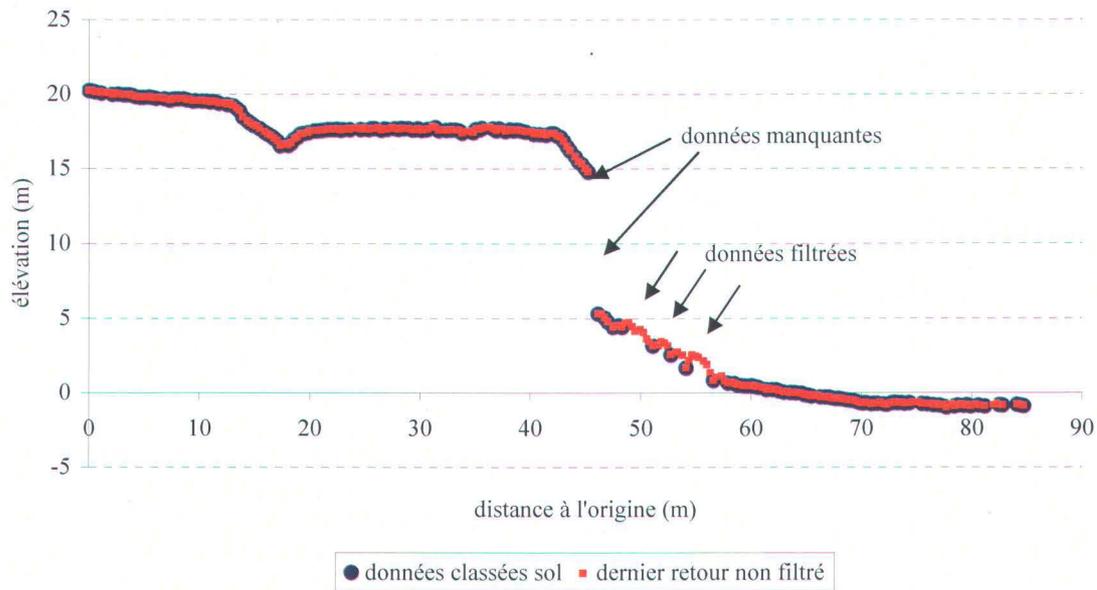


Figure 4.15 – Exemple de mauvaise classification du pied de falaise (secteur de l'anse-à-Beaufils, 2003). Les données classées comme "sol" sont en bleu, celles classées comme "végétation" sont en rouge. Les éboulements au pied de la falaise se trouvent dans cette dernière classe.

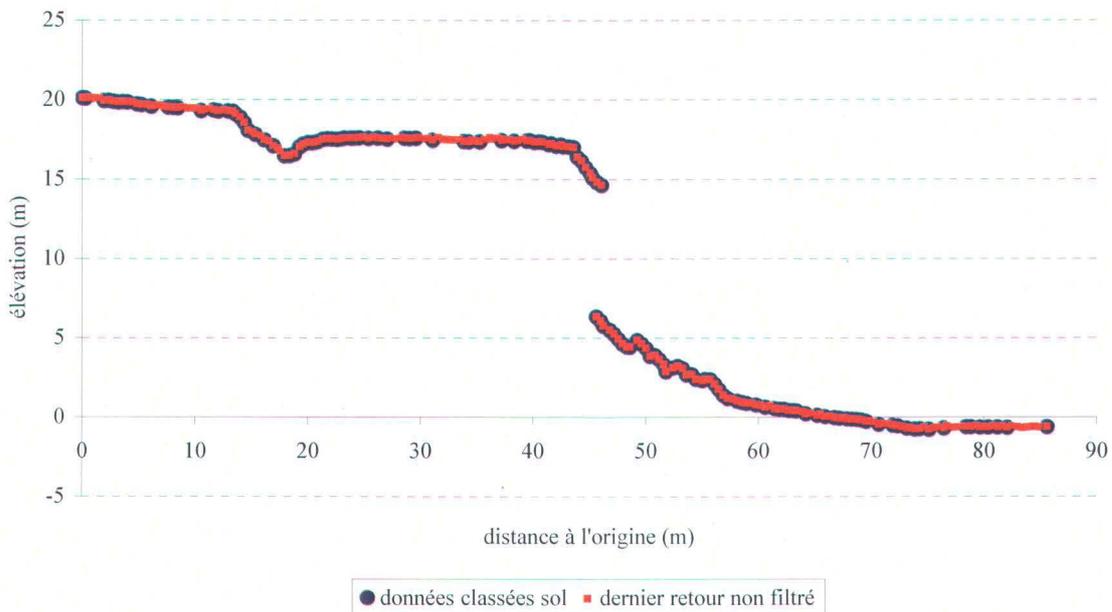


Figure 4.16 – Exemple de profils avant (en bleu) et après (en rouge) le filtrage des données laser de 2004 (secteur de l'Anse-à-Beaufils). Toutes les données situées au pied de la falaise sont bien classées comme "sol".

4.2.4.2 Distance optimale

L'équation 20 et la figure 4.14 indiquent que la distance entre deux points de mesures LiDAR se réduit plus l'angle d'incidence du faisceau laser augmente. La distance minimale, et par conséquent la densité maximale de mesures, est atteinte lorsque l'angle d'incidence du laser i est égale à la pente du terrain β .

Cependant dans la réalité, l'angle d'incidence est limité par les spécifications techniques du système LiDAR de sorte que la densité maximale ne peut jamais être atteinte pour des terrains présentant des pentes supérieures à l'angle d'incidence maximal (soit 15°-20° pour cette étude). Le plus grand nombre de mesures est alors obtenu lorsque les angles d'incidence sont proches de l'angle d'incidence maximal, c'est à dire lorsque l'avion se trouve à une distance de la côte d_{\max} de :

$$d_{\max} = (H - h) \operatorname{tg}(i_{\max}) \quad (\text{éq. 21})$$

où H représente la hauteur de vol, h est l'élévation du terrain et i_{\max} est l'angle d'incidence maximal du système LiDAR. Pour les paramètres de vol utilisés dans cette étude et une hauteur moyenne de falaise de 30 m, la distance maximale permettant d'obtenir les plus grandes densités de mesures serait d'environ 280 m.

Toutefois, des phénomènes d'atténuation affectent l'énergie des impulsions laser émises et réfléchies, empêchant la détection de l'écho lumineux lorsque la perte d'énergie est trop importante. Si l'atténuation atmosphérique est négligée¹, l'atténuation de l'énergie est proportionnelle au carré de la distance parcourue par l'impulsion laser, soit dans ce cas à une perte d'environ 7 % entre un angle incident nul et un angle incident de 15°.

¹ Cette hypothèse est réaliste en première approximation car la longueur d'onde utilisée par le LiDAR est peu absorbée par l'atmosphère.

Il n'est cependant pas possible dans notre cas de déterminer avec précision la distance à partir de laquelle les impulsions réfléchies ne sont plus détectées car cela dépend de plusieurs paramètres inconnus comme le diamètre de l'optique du récepteur LiDAR, la sensibilité du capteur, la puissance du bruit environnant (rayonnements solaires, rayonnements thermiques) et la capacité à filtrer ces bruits.

Les résultats de cette étude montrent néanmoins que les densités de mesures les plus importantes sont observées pour des distances entre l'avion et la falaise inférieures à 100 m. La densité maximale pour la plupart des pentes est même atteinte entre 35 m et 55 m sauf pour les pentes comprises entre 50° et 60° d'une part, et entre 80° et 90° d'autre part. Dans ces deux cas, la densité maximale est observée pour des distances de 70 m. Il est donc possible de conclure de ces résultats que la distance optimale du LiDAR aéroporté utilisé dans cette étude, permettant d'obtenir un bon compromis entre l'atténuation d'énergie et le nombre de mesures au sol, est comprise entre ~ 35 m et ~ 70 m.

4.2.4.3 Surplombs et encoches

L'existence d'encoches et de surplombs dans les falaises constitue un autre facteur important à prendre en compte lors de relevés laser aéroportés. De telles structures s'observent couramment au niveau des côtes rocheuses. Les encoches résultent principalement de l'érosion du pied des falaises par les vagues, que ce soit par l'effet de compression hydraulique ou par l'effet abrasif des particules solides mises en suspension lors du déferlement (*Komar, 1976 ; Daigneault, 2001*). La hauteur de l'encoche dépend donc directement de la limite d'action des vagues tandis que sa profondeur dépend de l'énergie des vagues et de la résistance de la roche à l'érosion. La profondeur maximale de l'encoche est déterminée, quant à elle, par le seuil de rupture des bancs de roches constituant la falaise (*Hoque et Pollard, 2005*). Dans ce cas, lorsque la profondeur maximale est atteinte, le poids des roches en surplomb atteint la limite de résistance structurale des roches provoquant ainsi l'effondrement de cette partie de la falaise par effet de cisaillement (figure 4.17). Il peut alors en résulter un autre surplomb dû à la présence d'un banc de roche plus résistant situé plus haut dans la falaise.

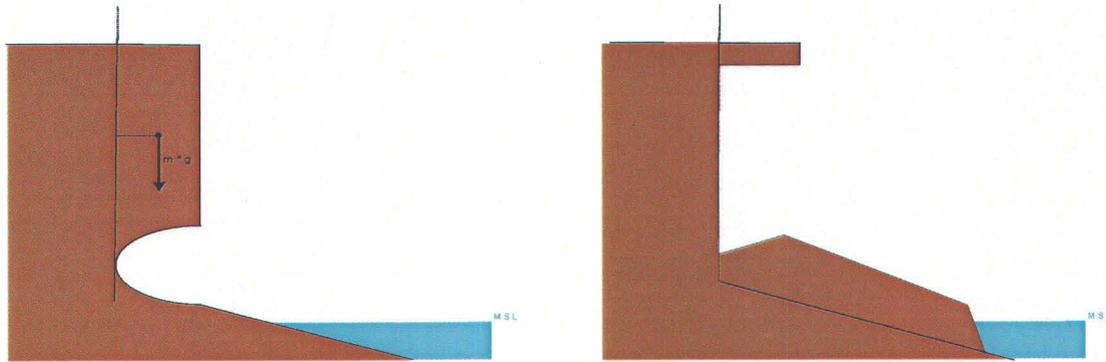


Figure 4.17 – cas limite de cisaillement. Lorsque le poids ($m \cdot g$) de la partie de la falaise en surplomb dépasse la force de résistance des roches, un effondrement se produit. Les bancs supérieurs restent parfois intacts et forment un autre surplomb.

La mesure de la profondeur des encoches d'érosion situées au pied des falaises, associée à des données géologiques, géotechniques et stratigraphiques, apparaît donc comme une donnée intéressante qui permet de mieux quantifier les risques d'effondrement dans les falaises. De telles mesures restent cependant difficiles à réaliser et dépendent essentiellement de l'accès aux bas des falaises. C'est pourquoi la réalisation de telles mesures par télédétection aérienne constituerait une avancée technique intéressante.

Pour qu'une telle mesure soit possible par relevé aérien LiDAR, les paramètres à prendre en considération sont : la hauteur de l'encoche, sa profondeur et l'angle d'incidence de l'impulsion laser qui dépend elle-même de la hauteur de vol et de la distance horizontale entre l'appareil et la falaise (figure 4.18). La relation entre ces différents paramètres est la suivante :

$$\operatorname{tg}(i) = \frac{d}{(H - a - h)} = \frac{b'}{a} \quad (\text{éq. 22})$$

où i est l'angle d'incidence du faisceau laser, a et b sont respectivement la hauteur et la profondeur de l'encoche, b' est la profondeur atteinte par le laser, H est la hauteur de vol, h est l'élévation de la base de l'encoche et d est la distance horizontale séparant le nadir du LiDAR de la falaise.

La hauteur a' et la profondeur b' de l'encoche pouvant être effectivement mesurées au moyen de relevés aériens LiDAR sont donc :

$$b' = a * \operatorname{tg}(i) \quad (\text{éq. 23})$$

$$a' = 0 \quad \text{si } b' = b \quad (\text{éq. 24})$$

$$a' = a - [b * \cot g(i)] \quad \text{si } b' > b \quad (\text{éq. 25})$$

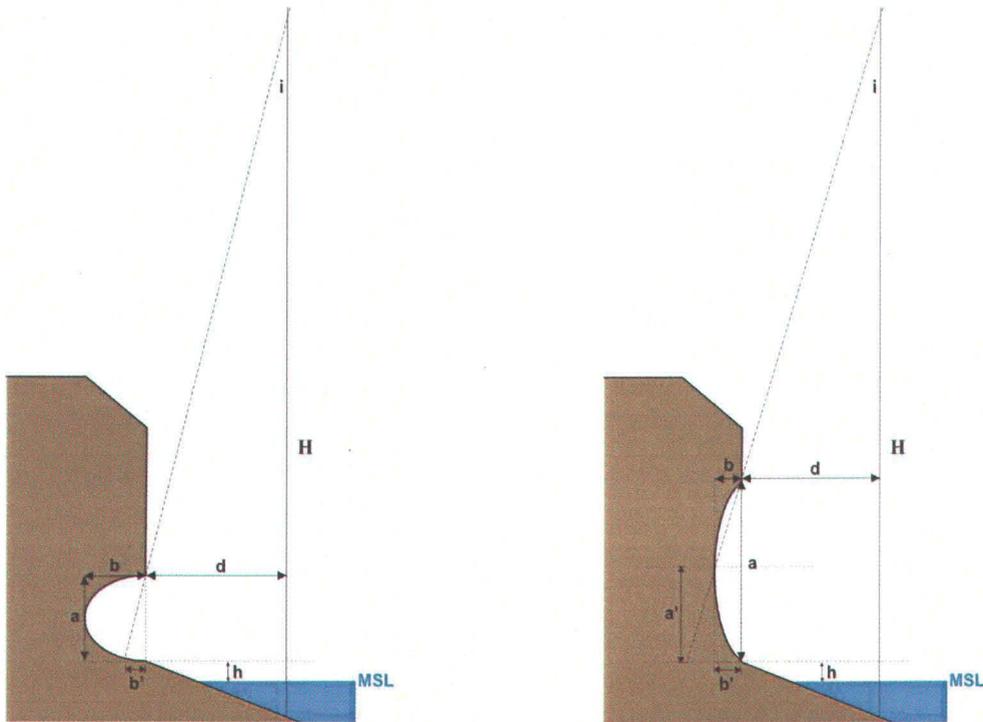


Figure 4.18 – Schéma explicatif du problème de couverture d'une falaise en présence d'un surplomb. Le schéma de gauche illustre le cas d'un surplomb ne permettant pas une mesure aérienne de la profondeur de l'encoche. Le schéma de droite illustre le cas où la profondeur peut être mesurée.

En outre, la profondeur réelle de l'encoche b ne peut être mesurée que si $b' \geq b$, c'est à dire si :

$$\operatorname{tg}(i) = \frac{d}{(H - a - h)} = \frac{b}{a} \quad (\text{éq. 26})$$

Cette équation montre donc que la mesure de la profondeur totale de l'encoche n'est possible que si les paramètres de vol et le système LiDAR utilisés permettent que :

$$\operatorname{tg}(i) \geq \frac{b}{a} \quad (\text{éq. 27})$$

Dans le cas contraire, l'encoche ne pourra pas être complètement couverte et sa profondeur sera sous-estimée. Mais l'angle d'incidence du laser reste limité par l'angle d'incidence maximal permis par le système. Dans le cas de cette étude, l'angle d'incidence maximal était de 15° lors des premiers relevés et de 20° lors des relevés suivants. Par conséquent, seuls les surplombs dont le rapport profondeur/hauteur est inférieur à 0,268 la première année et à 0,364 la seconde année peuvent être couverts entièrement, à condition que la distance entre l'appareil et la falaise le permette. Deux exemples sont donnés aux figures 4.19 et 4.20. Chaque figure présente un profil topographique dans une falaise obtenu par mesures LIDAR.

Dans le premier exemple (figure 4.19), un surplomb d'environ 13 m de hauteur et 2,5 m de profondeur est présent au pied de la falaise, soit un rapport de 0,192. Les paramètres étant dans ce cas de 800 m pour la hauteur de vol, de 100 m pour la distance et d'environ 7° pour l'angle d'incidence du laser, la profondeur totale ne peut pas être obtenue et la profondeur mesurée n'est que de 1,6 m. Néanmoins, si l'angle d'incidence maximal avait été utilisé ici, cette mesure aurait pu être obtenue ($\operatorname{tg}(15^\circ) = 0,268$ et $b' = 3,48$ m).

Dans le second exemple (figure 4.20), un surplomb est situé à environ 12 m d'élévation dans la falaise. Ses dimensions sont d'environ 13 m de haut et 1,5 m de profondeur, soit un rapport de 0,115. Les paramètres étant de 800 m pour la hauteur de vol, de 95 m pour la distance et d'environ 7° pour l'angle d'incidence du laser, la profondeur totale de 1,5 m peut être obtenue.

Toutefois, les données collectées pour cette étude révèlent que le système LiDAR utilisé ne permet pas de couvrir la majeure partie des encoches et des surplombs présentant dans les secteurs d'étude et que d'importantes zones sans mesures existent dans les falaises (figure 4.21). Par conséquent, l'influence de la profondeur des encoches et des surplombs sur les risques d'effondrement dans les falaises ne sera pas prise en compte dans la suite de l'étude. Il faut toutefois mentionner que les nouveaux modèles de LiDAR autorisent des angles d'incidence de 45° (Optech Inc., com. pers.), ce qui devrait améliorer ainsi la couverture des environnements rocheux.

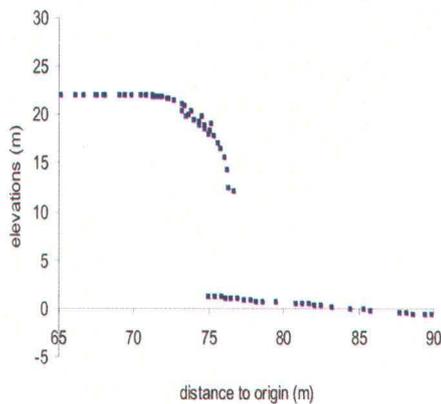


Figure 4.19 – Exemple de surplomb ne pouvant pas être mesurés par relevés LiDAR (secteur de l'Anse-à-Beaufils). L'image de gauche représente le profil de la falaise tel qu'il est obtenu par LiDAR et l'image de droite indique la localisation du profil.

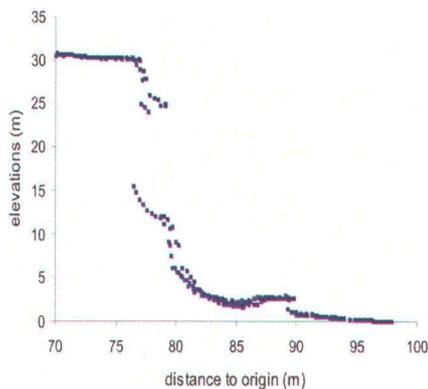


Figure 4.20 – Exemple de surplomb ne pouvant pas être mesurés par relevés LiDAR (secteur de l'Anse-à-Beaufils). L'image de gauche représente le profil de la falaise tel qu'il est obtenu par LiDAR et l'image de droite indique la localisation du profil.

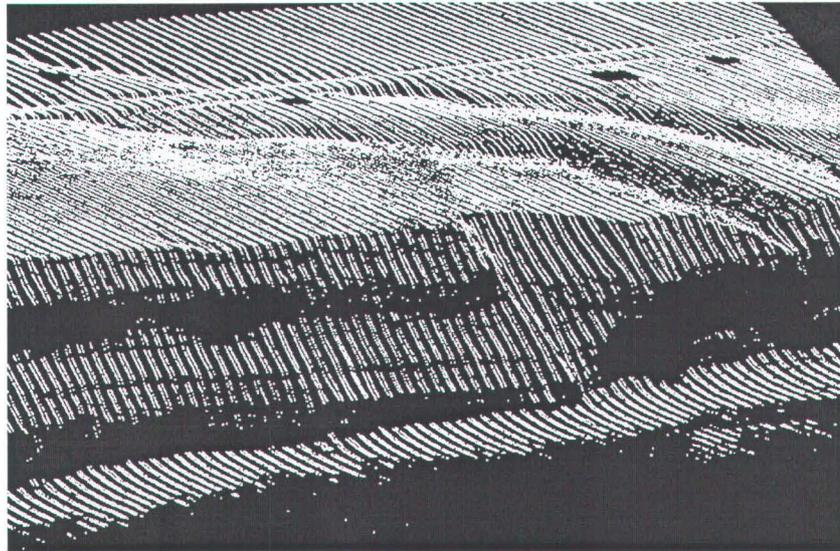


Figure 4.21 – Exemple de zones non couvertes par les relevés LiDAR dans les falaises (secteur de l'Anse-à-Beaufils). Chaque points blanc correspond à une mesure laser. Plusieurs zones sans mesures sont visibles dans la falaise et sont dues à la présence d'encoches et de surplombs.

4.2.4.4 Problèmes de modélisation des falaises

Au cours de cette étude, des problèmes concernant la représentation des falaises sous forme de MNT ont également été constatées. Ces problèmes résultent de la nature discrète des données topographiques LiDAR et de la nécessité de recourir à des interpolations entre les mesures afin de générer les MNT.

La première source d'erreurs observée dans le MNT est due à la présence de surplombs. Dans ce cas, des points de mesure laser situés à différentes hauteurs dans la falaise occupent des positions planimétriques très proches de celles de points de mesures situés sur le sommet de la falaise (figure 4.22) de sorte que la représentation en 2D devient impossible. Il en résulte alors de fausses "dépressions" dans le sol causées par l'interpolation entre l'élévation des points de surface et celle des points situés dans la paroi de la falaise (figure 4.23).

La seconde source d'erreurs dans le MNT est due à la répartition discontinue des points de mesures qui nécessite une interpolation entre les points et en particulier entre les lignes de balayage. Lorsque les environnements couverts sont relativement homogènes et ne présentent pas de variations rapides de leur topographie à l'échelle de la résolution du système (entre 0,3 m et 2 m environ), cette interpolation reste assez proche de la réalité.

Cependant dans les environnements rocheux comme les falaises, le trait de côte est, en général, beaucoup plus irrégulier et de brusques variations topographiques existent. Dans ces conditions, des erreurs d'interpolation se produisent. Celles-ci se traduisent alors par un aspect "ondulé" du trait de côte (figure 4.23).

Ce problème est encore renforcé par le fait que, d'un relevé à l'autre, les points de mesure laser ne tombent pas exactement au mêmes endroits mais sont distribués différemment d'une année à l'autre. Les erreurs d'interpolation lors de la construction du MNT ne sont donc pas localisées aux mêmes endroits et peuvent donner l'illusion, lorsqu'ils sont comparés, de faux reculs et de fausses avancées du trait de côte (figure 4.24).

Dans ces conditions, il apparaît impératif de travailler uniquement avec les données laser ponctuelles, sans recourir à des représentations nécessitant des interpolations, lorsque des environnements rocheux sont concernés. Cela évite ainsi d'introduire des erreurs de représentation dans les profils en interpolant de façon non réaliste dans les zones non couvertes par les mesures. Les calculs d'érosion et de recul du trait de côte ne devraient donc pas être effectués à partir de MNT comme cela a été fait dans certaines études (*Young et Ashford, 2006*), car ceux-ci ne constituent pas des représentations suffisamment fidèles de la réalité du terrain lorsque celui-ci est trop accidenté. Ils devraient par contre toujours être effectués au moyen de profils topographiques, tels ceux montrés aux figures 4.19 et 4.20, car aucune procédure d'interpolation n'intervient dans leur réalisation au contraire des MNT et des TIN qui sont à proscrire.

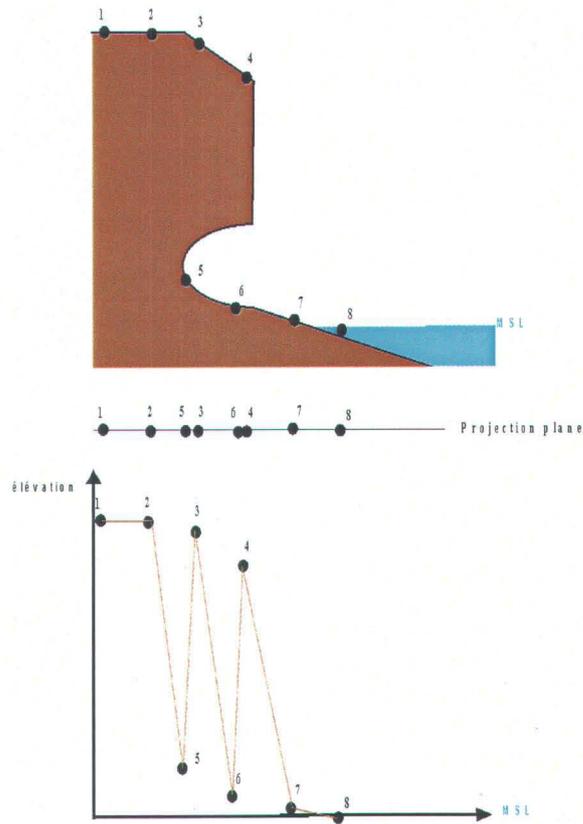


Figure 4.22 – Schéma illustrant les problèmes d'interpolation apparaissant lors de la réalisation d'un MNT d'une falaise présentant un surplomb. Le schéma supérieur montre la disposition réelle des points de mesures laser (numérotés de 1 à 8) dans la falaise. Le schéma inférieur montre le profil obtenu après réalisation d'un MNT par interpolation. Le niveau de référence des élévations est le niveau moyen des mers (MSL).

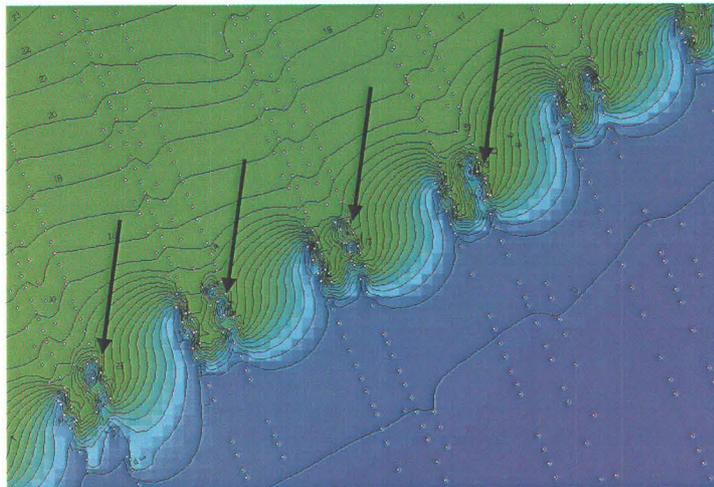


Figure 4.23 – Exemple d'erreurs entachant les MNT des environnements rocheux. Chaque point blanc représente une mesure laser. Les erreurs se présentent soit sous la forme de dépressions dans le sommet de la falaise (flèches), soit comme une ondulation des courbes de niveaux due à une mauvaise interpolation entre les lignes de balayage.

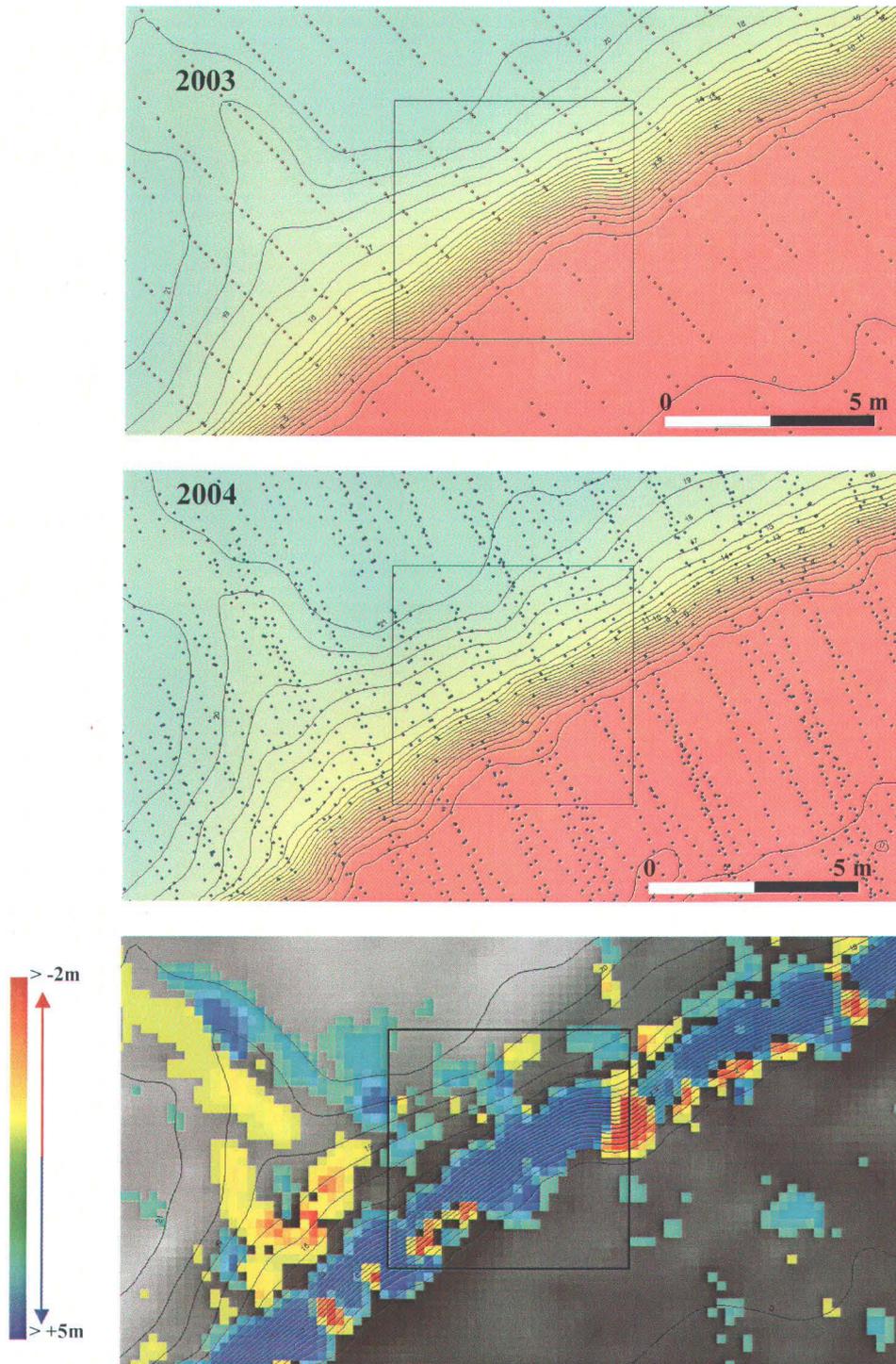


Figure 4.24 – Exemple d’erreurs dues à de mauvaises interpolations entre points. *L’image supérieure* montre la distribution des points de mesures en 2003 et les courbes de niveaux obtenues, *celle du centre* montre la distribution dans la même section de falaise en 2004. *L’image inférieure* montre les variations verticales et les zones fictives d’accretion (couleurs "froides") et d’érosion (couleurs "chaudes") dans la falaise résultant de la comparaison des deux MNT.

4.3 Conclusions

Plusieurs éléments se dégagent de cette étude sur les applications de la technologie LiDAR aux environnements côtiers :

1. Nos mesures ont permis d'évaluer l'erreur moyenne de positionnement horizontal du système à 9 cm et l'erreur quadratique moyenne à 13 cm. Cette dernière valeur est très proche de l'erreur horizontale théorique du système employé dans cette étude, estimée à 14 cm. La principale source d'imprécision du positionnement planimétrique apparaît donc être la résolution spatiale du système plutôt que les erreurs systématiques.
2. Les résultats de cette étude confirment l'influence importante de la géométrie du terrain sur l'exactitude verticale des mesures altimétriques LiDAR et permettent de préciser la relation existant entre les deux. Une erreur verticale systématique de 6 cm a été mise en évidence pour ce système LiDAR. À cette erreur s'ajoute d'autres erreurs qui résultent de l'erreur horizontale du système ainsi que des caractéristiques physiques du terrain. Les plus importantes contributions proviennent de la pente et de la hauteur du couvert végétal. Par conséquent, l'erreur verticale moyenne globale s'accroît de façon linéaire en fonction de la pente. Elle a été évaluée à 15 cm pour les plages, 24 cm pour les dunes, 45 cm dans les talus et à 61 cm pour les falaises. Plusieurs relations théoriques permettant de déterminer l'erreur verticale globale en fonction des caractéristiques des environnements côtiers les plus fréquents ont ensuite été proposées et leurs limites d'application discutées.
3. La précision avec laquelle le trait de côte peut être positionné au moyen d'un système laser dépend principalement de la résolution spatiale et des erreurs systématiques du système. Lorsque le trait de côte est localisé au moyen d'une cote d'élévation marégraphique, la contribution de l'erreur verticale systématique du système domine pour les pentes de moins de 20°. L'erreur de positionnement

est alors comprise entre 50 cm et 70 cm pour des pentes de plages typiques. Elle atteint 30 cm (soit la résolution spatiale du LiDAR) lorsque l'angle de pente dépasse 20°. Lorsque le trait de côte est localisé au moyen d'un changement topographique, la contribution de l'erreur horizontale est la principale source d'erreur.

4. Les limites des systèmes aéroportés LiDAR se révèlent dans les environnements côtiers rocheux. Outre des erreurs verticales globales pouvant être élevées en raison des fortes pentes, les falaises entraînent également une diminution marquée de la densité de mesures collectées. Nos résultats ont montrés que cette diminution n'est vraiment significative que pour des pentes de plus de 50°, la densité moyenne de mesures passant alors d'environ 1 donnée/m² à 0,4 donnée/m². Cette densité dépend principalement de la résolution spatiale du système ainsi que de la distance horizontale le séparant de la paroi rocheuse à relever. Les distances offrant la meilleure couverture de tels environnements ont été estimées à environ 35 m et 70 m pour le système utilisé dans cette étude.
5. L'existence d'encoches d'érosion basales ou de surplombs dans les falaises marines constituent une autre limitation importante aux relevés aériens de tels environnements côtiers. Cette étude a permis de préciser les cas où la profondeur des encoches ou des surplombs peuvent être obtenus à partir des données LiDAR. Cela n'est possible que si le rapport profondeur/hauteur du surplomb est inférieur à la tangente de l'angle d'incidence du laser, lui même déterminé par les paramètres de vol (hauteur de vol et distance à la côte) et la localisation du surplomb dans la falaise (élévation du bord supérieur du surplomb). L'emploi de systèmes LiDAR aéroportés autorisant des angles d'incidence supérieurs (jusqu'à 45°) constituerait une solution possible à ces problèmes de couverture et devrait permettre d'améliorer de façon significative la quantité et la qualité des données collectées dans les falaises.

6. Enfin, les résultats de cette recherche ont mis en évidence les problèmes liés à la représentation, sous forme de modèles numériques de terrain, d'environnements côtiers rocheux. La distribution discontinue et variable des points de mesure laser au niveau du sol implique en effet des interpolations qui sont des sources d'erreurs importantes lorsque les terrains modélisés présentent une grande variabilité topographique comme c'est le cas pour les côtes rocheuses. Dans ces conditions, les interpolations introduisent des distorsions importantes dans les MNT, conduisant à une représentation biaisée du terrain. Au vu de ces résultats, il apparaît donc impératif de ne travailler qu'avec les données ponctuelles du LiDAR, sans recourir à des représentations nécessitant des interpolations, lorsque des environnements rocheux sont concernés. Ainsi, les calculs d'érosion et de recul du trait de côte ne devraient pas être effectués à partir de MNT ou d'une quelconque représentation 2D, mais des profils topographiques composés par les points de mesures laser devraient plutôt être employés.



Chapitre 5. Développement d'une approche multi-sources des risques naturels côtiers

5.1 Les risques naturels côtiers

Certains phénomènes naturels représentent un danger potentiel pour les populations car ils modifient l'environnement dans lequel elles vivent et où se déroulent certaines activités humaines. Afin de prévenir ou de réduire de tels dangers, il est nécessaire d'identifier les éléments qui contribuent à leur apparition et de les quantifier. Pour cela, certaines notions sont utilisées comme le risque, la vulnérabilité (*Boruff et al., 2005*), la résilience (*Klein et al., 1998 ; Klein et al., 2003*), la sensibilité (*Shaw et al., 1998*) ou la susceptibilité (*IPCC-CMZS, 1992*).

Un risque naturel est habituellement défini comme la probabilité qu'un phénomène naturel potentiellement dangereux pour l'homme se produise et il peut être déterminé à partir de la fréquence d'événements antérieurs (*Boruff et al., 2005*). La vulnérabilité est quant à elle une notion plus large qui prend en compte l'ensemble des facteurs d'un système qui amplifient ou atténuent les effets du phénomène naturel sur ce système (*Boruff et al., 2005*). Ces facteurs peuvent aussi bien être naturels qu'anthropiques. Si la vulnérabilité d'un système apparaît comme un outil de gestion plus utile que le risque, elle est également plus difficile à quantifier que ce dernier car elle nécessite de prendre en compte les différents facteurs et leurs interactions, ce qui se révèle très complexe.

Le concept de résilience est, pour sa part, plus difficile à définir. De façon générale, il désigne la capacité d'un système à revenir dans son état initial après avoir subi un stress (*Klein et al., 2003*). Cependant, cette définition peut varier selon les domaines d'application. Ce concept a été développé initialement dans le domaine de l'écologie où il désigne la capacité d'un écosystème à absorber un changement tout en perdurant (*Holling, 1973*). La notion de résilience a ensuite été étendue aux sciences sociales avant d'être appliquée par Klein et al. (1998) aux environnements côtiers néerlandais. Dans ce cas, la

résilience côtière est définie comme « *la capacité auto-organisante de la côte à conserver ses fonctions actuelles et potentielles lors de modifications des conditions hydrauliques et géomorphologiques* » (Klein et al., 2003) et prend en considération aussi bien des facteurs morphologiques qu'écologiques et socio-économiques. Cependant, bien que certains présentent la résilience comme une composante déterminante de la vulnérabilité, elle demeure, selon Klein et al. (2003), un concept relativement vague et mal défini ne pouvant pas encore être considéré comme un outil de gestion efficace.

La sensibilité d'un système est définie, quant à elle, par Shaw et al. (1998) comme la probabilité qu'un changement physique se produise. Cette notion apparaît donc assez proche de celle de la vulnérabilité si ce n'est qu'elle n'intègre pas la composante sociale et économique généralement incluse dans cette dernière. Notons cependant que cette définition diffère de celle utilisée par le Groupe Inter-gouvernemental d'Études sur le Climat (GIEC/IPCC) pour qui la sensibilité est définie comme la combinaison de la susceptibilité (probabilité) qu'un changement physique se produise, de l'impact d'un changement physique sur les systèmes socio-économiques et écologiques (vulnérabilité) et de la capacité d'une région ou d'un pays à gérer ces impacts (résilience socio-économique ou capacité adaptative telle que définie par Klein et al. (1998)).

Dans le cadre de cette étude, les notions de risque et de vulnérabilité nous apparaissent comme les plus pertinentes et seront par conséquent les seules utilisées ici. Bien qu'il existe différentes sortes de risques naturels, certains sont spécifiquement côtiers. Parmi ceux ayant reçu le plus d'attention, nous pouvons citer: les inondations liées à une hausse du niveau marin en réponse à un réchauffement climatique global (Gornitz, 1991 ; Gornitz et al., 1994 ; French, 1994 ; Shaw et Forbes, 1990 ; Shaw et al., 1998 ; Forbes et al., 1989 ; Paskoff, 2004 ; Walsh et al., 2004 ; Mills et al., 2005), les inondations dues aux surcotes de tempêtes extra-tropicales (Dolan et Davis, 1994 ; Murty et Flather, 1994 ; Doornkamp, 1998 ; Bellomo et al., 1999 ; Webster et al., 2004a ; Forbes et al., 2004 ; Laska et al., 2005 ; Webster et al., 2006a ; Vila-Concejo et al., 2006), l'érosion côtière (Van de Graaf, 1994 ; Bird, 1994 ; Dean et Malakar, 1999 ; Ferreira et al., 2006), les

ouragans et les cyclones tropicaux (*Bush et Pilkey, 1994 ; Coch, 1994 ; Sallenger et al., 2001*), ou encore les tsunamis (*Camfield, 1994 ; Schubert, 1994*).

5.2 Les indices existants

Afin d'évaluer ces risques potentiels ainsi que la vulnérabilité du littoral, divers indices de risques côtiers ont été développés. Ils reposent tous sur un certain nombre de variables géologiques, marines et climatiques. Ces indices de risque physiques peuvent également être couplés à des indices de risque socio-économiques basés sur des variables démographiques, sociales et économiques afin de mieux évaluer la vulnérabilité des populations vivant dans ces régions (*McLaughlin et al., 2002 ; Boruff et al., 2005*). Ce dernier aspect des risques ne sera toutefois pas abordé ici car il sort du cadre de cette recherche et seuls les risques physiques seront pris en considération.

En Amérique du nord, la référence en matière de risques côtiers est l'étude menée par Gornitz (*1991*) dans le cadre d'un programme de recherche sur les changements globaux du Département américain de l'Énergie (*Gornitz, 1991 ; Gornitz et White, 1992 ; Gornitz et al., 1994 ; Gornitz et al., 1997*). Celui-ci avait pour objectif la conception d'une base de données permettant de prédire la vulnérabilité des côtes du sud-est des États-Unis. L'accent était surtout mis sur la vulnérabilité aux inondations épisodiques dues aux surcotes de tempêtes, la vulnérabilité aux inondations permanentes qui résulteraient d'une hausse du niveau marin global ainsi que la vulnérabilité à l'érosion.

Dans le cadre de ce programme, 13 variables reflétant les principales caractéristiques climatiques, marines et terrestres des régions littorales américaines atlantiques ont été sélectionnées et utilisées. Parmi celles-ci figurent notamment la lithologie, l'élévation du terrain, la subsidence, le taux d'érosion ou d'accrétion, la probabilité d'occurrence des tempêtes tropicales et de cyclones ou encore le nombre de cyclones (tableau XXX).

La côte a ensuite été subdivisée en cellules de taille variable, les plus petites faisant 3' de côté (~ 5,5 km) et les plus grandes 0,25° de côté (~ 28 km), et chacune des 13 variables

s'est vu attribuer une valeur sur une échelle de 1 à 5 selon un critère de vulnérabilité croissante. Toutes les variables ont ensuite été combinées entre elles pour obtenir un indice de risque général pour chaque cellule côtière.

De plus, un indice de vulnérabilité côtière (IVC ou CVI), ne prenant en considération que les 7 variables terrestres et marines, a également été développé afin d'identifier les zones où les risques d'inondations épisodiques et permanentes étaient les plus importants (Gornitz *et al.*, 1994 ; Gornitz *et al.*, 1997). C'est ce dernier indice qui a été repris sous une forme légèrement modifiée par la Commission géologique américaine (USGS) et appliqué à l'ensemble des littoraux américains (Thieler *et Hammar-Klose*, 1999 ; Thieler *et Hammar-Klose*, 2000a ; Thieler *et Hammar-Klose*, 2000b).

C'est également une forme modifiée de cet indice de vulnérabilité côtière qui a été utilisée par la Commission géologique du Canada (CGC) afin de déterminer la sensibilité des côtes canadiennes à une future élévation du niveau moyen des mers (Shaw *et al.*, 1998). Dans cette dernière étude, les 7 variables terrestres et marines utilisées par Gornitz *et al.* (1990, 1991, 1994, 1997) ont été conservées, mais la classification de ces variables sur une échelle de vulnérabilité allant de 1 à 5 a été modifiée afin de tenir compte de certaines caractéristiques côtières typiquement canadiennes comme la présence de falaises de glace et de sédiments englacés dans le Grand Nord ou l'existence de taux de subsidence élevés (Shaw *et al.*, 1998). Une synthèse de ces différents indices est présentée au tableau XXXI.

Tableau XXX – Classification des risques côtiers sur base de 13 variables climatiques, terrestres et marines développée par Gornitz et al. (1994).

Variable	Classe de risque				
	Très faible 1	Faible 2	Modéré 3	Élevé 4	Très élevé 5
1. Élévation (m)	> 30	21-30	11-20	6-10	0-5
2. Géologie	Roches plutoniques, volcaniques et métamorphiques dures ou moyennes	Roches métamorphiques peu résistantes, grès et conglomérats	Roches sédimentaires	Sédiments meubles grossiers et/ou mal classés	Sédiments meubles fins, cendres volcaniques
3. Géomorphologie	Côtes rocheuses à falaises, fjords, fiards	Falaises moyennes, côtes indentées	Petites falaises, dépôts glaciaires, marais, mangroves, récifs coralliens	Plages de galets, estuaires, lagons, plaines alluviales	Barrières, plages sableuses, vasières, deltas
4. Variation marine (mm/a)	< -1,0	-1,0 à 0,99	1,0 à 2,0	2,1 à 4,0	> 4,0
5. Variation trait de côte (m/a)	> 2,0 accrétion	1,0 à 2,0 accrétion	-1,0 à +1,0 stable	-1,1 à -2,0 érosion	< -2,0 érosion
6. Marnage (m)	< 1,0	1,0-1,9	2,0-4,0	4,1-6,0	6,0
7. Hauteur de vague max. (m)	0-2,9	3,0-4,9	5,0-5,9	6,0-6,9	> 6,9
8. Probabilité annuelle de tempête tropicale (%)	0-8,0	8,1-12,0	12,1-16,0	16,1-20,0	> 20,1
9. Probabilité annuelle d'ouragan (%)	0-4,0	4,1-8,0	8,1-12,0	12,1-16,0	16,0-20,0
10. Indice de fréquence – intensité des ouragans	0-20	21-40	41-80	81-120	> 120
11. Vitesse moyenne de progression (m/s)	> 15	15,0-12,0	12,1-9,0	9,1-6,0	< 6,0
12. Nombre annuel moyen de cyclones extra-tropicaux	0-10,0	10,1-20,0	20,1-30,0	30,1-40,0	> 40,1
13. Surcote moyenne due aux ouragans	0-2,0	2,1-4,0	4,1-6,0	6,1-7,0	> 7,0

Tableau XXXI – Synthèse des différents indices de risques utilisés e
 cotation des risques liés au marnages en ce qui concerne les indices c

ique du nord. Remarque : il y a de toute évidence une erreur dans la
 és par l'USGS (Thieler et Hammar-Klose, 1999, 2000a et 2000b).

Variable	Indice de vulnérabilité côtière (Gornitz et al., 1991)				
	Très faible 1	Faible 2	Modéré 3	Élevé 4	Très élevé 5
1. Élévation (m)	> 30	21-30	11-20	6-10	0-5
2. Géologie	Roches plutoniques, volcaniques et métamorphiques dures ou moyennes	Roches métamorphiques peu résistantes, grès et conglomérats	Roches sédimentaires	Sédiments meubles grossiers et/ou mal classés	Sédiments meubles fins, cendres volcaniques
3. Géomorphologie	Côtes rocheuses à falaises, fjords, fiards	Falaises moyennes, côtes indentées	Petites falaises, dépôts glaciaires, marais, mangroves, récifs coralliens	Plages de galets, estuaires, lagons, plaines alluviales	Barrières, plages sableuses, vasières, deltas
4. Variation marine (mm/a)	< -1,0	-1,0 à 0,99	1,0 à 2,0	2,1 à 4,0	> 4,0
5. Variation trait de côte (m/a)	> 2,0 accrétion	1,0 à 2,0 accrétion	-1,0 à +1,0 stable	-1,1 à -2,0 érosion	< -2,0 érosion
6. Marnage (m)	< 1,0	1,0-1,9	2,0-4,0	4,1-6,0	6,0
7. Hauteur de vague max. (m)	0-2,9	3,0-4,9	5,0-5,9	6,0-6,9	> 6,9

Tableau XXXI (suite) – Synthèse des différents indices de risques utilisés en Amérique du nord. *Remarque : il y a de toute évidence une erreur dans la cotation des risques liés au marnages en ce qui concerne les indices développés par l'USGS (Thieler et Hammar-Klose, 1999, 2000a et 2000b).*

Variable	Indice de sensibilité (Shaw et al., 1998)				
	Très faible 1	Faible 2	Modéré 3	Élevé 4	Très élevé 5
1. Élévation (m)	> 30	21-30	11-20	6-10	0-5
2. Géologie	Roches plutoniques, volcaniques et métamorphiques dures	Roches métamorphiques	Roches sédimentaires	Sédiments peu consolidés	Sédiments meubles, glace
3. Géomorphologie	Fjords, fiards, hautes falaises rocheuses	Moyennes ou petites falaises rocheuses	Plages, placages sédimentaires sur socle rocheux	Barrières, talus, marais, tourbières, vasières, deltas, flèches, tombolo	Sédiments englacés, glaces riches en sédiments, banquise, glaciers
4. Variation marine (cm/100 a)	> -50	-20 à -20	-19 à +20	21 à 40	> 40
5. Variation trait de côte (m/a)	> +0,1 accrétion	0 stable	-0,1 à -0,5 érosion	-0,6 à -1,0 érosion	< -1,0 érosion
6. Marnage (m)	< 0,5	0,5-1,9	2,0-4,0	4,1-6,0	> 6,0
7. Hauteur de vague max. (m)	0-2,9	3,0-4,9	5,0-5,9	6,0-6,9	> 6,9

Tableau XXXI (suite) – Synthèse des différents indices de risques utilisés en Amérique du nord. *Remarque : il y a de toute évidence une erreur dans la cotation des risques liés au marnages en ce qui concerne les indices développés par l'USGS (Thieler et Hammar-Klose, 1999, 2000a et 2000b).*

	<i>Indice de vulnérabilité côtière (Thieler et Hammar-Klose, 1999 et 2000a)</i>				
<i>Variable</i>	<i>Très faible 1</i>	<i>Faible 2</i>	<i>Modéré 3</i>	<i>Élevé 4</i>	<i>Très élevé 5</i>
1. Géomorphologie	Côtes rocheuses à falaises, fjords, fiards	Falaises moyennes, côtes indentées	Petites falaises, dépôts glaciaires, plaines alluviales	Plages de galets, estuaires, lagons	Barrières, plages sableuses, marais, vasières, deltas, mangroves, récifs coralliens
2. Pente de la côte (%)	> 0,115	0,115 à 0,055	0,055 à 0,035	0,035 à 0,022	< 0,022
3. Variation marine (mm/a)	< 1,8	1,8 à 2,5	2,5 à 3,0	3,0 à 3,4	> 3,4
4. Variation trait de côte (m/a)	> 2,0 accrétion	1,0 à 2,0 accrétion	-1,0 à +1,0 stable	-1,1 à -2,0 érosion	< -2,0 érosion
5. Marnage moyen (m)	6,0	4,1-6,0	2,0-4,0	1,0-1,9	< 1,0
6. Hauteur moyenne des vagues (m)	< 0,55	0,55-0,85	0,85-1,05	1,05-1,25	> 1,25
	<i>Indice de vulnérabilité côtière (Thieler et Hammar-Klose, 2000b)</i>				
<i>Variable</i>	<i>Très faible 1</i>	<i>Faible 2</i>	<i>Modéré 3</i>	<i>Élevé 4</i>	<i>Très élevé 5</i>
1. Géomorphologie	Côtes rocheuses à falaises, fjords, fiards	Falaises moyennes, côtes indentées	Petites falaises, dépôts glaciaires, plaines alluviales	Plages de galets, estuaires, lagons	Barrières, plages sableuses, marais, vasières, deltas, mangroves, récifs coralliens
2. Pente de la côte (%)	> 1,9	1,3-1,9	0,9-1,3	0,6-0,9	< 0,6
3. Variation marine (mm/a)	< -1,21	-1,21 à 0,1	0,1 à 1,24	1,24 à 1,36	> 1,36
4. Variation trait de côte (m/a)	> 2,0 accrétion	1,0 à 2,0 accrétion	-1,0 à +1,0 stable	-1,1 à -2,0 érosion	< -2,0 érosion
5. Marnage moyen (m)	6,0	4,1-6,0	2,0-4,0	1,0-1,9	< 1,0
6. Hauteur moyenne des vagues (m)	< 1,1	1,1-2,0	2,0-2,25	2,25-2,60	> 2,60

Cependant, tout ces indices s'attachent à décrire et évaluer la vulnérabilité côtière à un niveau régional, les côtes étant découpées en cellules ayant une taille standard de $0,25^\circ$, soit environ 28 km, et les paramètres physiques utilisés pour déterminer la vulnérabilité du littoral étant des valeurs moyennes calculées sur des sections de côtes de 3', 5', 7,5' ou 15' de degré selon les cas (*Gornitz et al., 1994 ; Gornitz et al., 1997 ; Shaw et al., 1998*).

Une telle résolution spatiale est en grande partie imposée par la faible quantité de données disponibles, celles-ci n'offrant bien souvent qu'une couverture clairsemée du littoral car les mesures ne se concentrent que sur certains sites spécifiques. Or, si une telle résolution spatiale est suffisante pour prendre des décisions politiques au niveau national ou provincial, la mise en oeuvre de mesures concrètes pour réduire ces risques nécessite, pour sa part, une description plus fine et une connaissance plus approfondie des risques à l'échelle locale, c'est à dire inférieure à quelques kilomètres, afin de mieux cibler les zones à risque élevé et établir des priorités.

Une telle résolution est cependant à présent disponible grâce aux techniques du LiDAR et de la vidéogrammétrie à haute résolution qui permettent d'acquérir rapidement d'énormes quantité de données sur de larges bandes côtières avec une précision et une exactitude suffisantes, comme cela a été démontré dans les chapitres précédents.

Il faut également ajouter que les études sur les risques précitées se concentrent essentiellement sur les risques à moyen et long termes (entre 10 et 10^2 ans) liés à une hausse du niveau marin dans le cadre d'un réchauffement climatique global. Or, certains risques peuvent nécessiter des mesures de gestion à plus court terme (1 à 10 ans), comme les risques de glissement de terrain par exemple.

Les mesures à mettre en application pour réduire ces risques côtiers varient suivant la stratégie considérée.

Celles-ci sont habituellement rangées en trois catégories distinctes (*Burton et al., 1993 ; Klein et al., 2003 ; Walsh et al., 2004 ; Ferreira et al., 2006*) :

- **le retrait** des infrastructures et activités humaines des zones à risques afin de réduire l'exposition à ceux-ci.
- **l'adaptation** qui consiste simplement à gérer au mieux les conséquences des risques naturels sans chercher à s'y opposer.
- **la protection** qui consiste à réduire les risques et leurs impacts au moyen de diverses initiatives de défense de la côte (empierrements, épis, murs, jetées...).

Certaines stratégies, comme la stratégie du retrait, nécessitent impérativement des prédictions de risque et de recul du trait de côte sur le long terme afin de déterminer de façon fiable et sécuritaire l'importance du recul vers l'intérieur des terres et d'éviter la répétition de travaux très coûteux à trop court terme. D'autres stratégies, comme la stratégie de la protection et de l'opposition aux risques, peuvent requérir des prédictions à plus court terme et à plus petite échelle afin de mieux cibler les zones à protéger.

C'est d'ailleurs cette dernière stratégie qui est bien souvent préférée au retrait car elle implique des travaux moins importants et moins onéreux. Cependant, les indices de vulnérabilité développés jusqu'à présent n'offrent pas une résolution spatiale suffisante pour prendre des décisions éclairées à ce niveau.

C'est dans ce domaine que les relevés aéroportés LiDAR, ainsi que les relevés vidéographiques à haute résolution, se révèlent particulièrement adaptés. Outre une quantité de mesures accrue, leur résolution spatiale permet en effet d'obtenir à présent un certain nombre d'informations géomorphologiques, géologiques et géographiques supplémentaires qui viennent compléter les informations déjà disponibles via d'autres sources. Elles autorisent ainsi une détermination plus précise des risques naturels côtiers à petite échelle, en particulier les risques à court et moyen termes liés aux affaissements, glissements et effondrements de terrain, ainsi qu'une gestion et un aménagement plus efficaces du littoral.

5.3 Les apports du LiDAR à la gestion des risques naturels côtiers

Un certain nombre de travaux portant sur la vulnérabilité côtière ont déjà eu recours à des données altimétriques laser. Celles-ci ont surtout permis de compléter et d'améliorer les modèles topographiques côtiers et de simuler ainsi plus précisément les zones menacées par des risques d'inondation, qu'elles soient causées par des surcotes dues à des tempêtes extra-tropicales (*Webster et al., 2004a ; Webster et al., 2004b*) ou par une élévation future du niveau marin accompagnée d'une intensification des tempêtes (*Forbes et al., 2004 ; Webster et al., 2006a*).

Des données LiDAR ont également été employées afin de préciser la position du trait de côte et affiner ainsi la valeur des taux de régression ou de progradation utilisés pour évaluer la vulnérabilité à long terme des côtes américaines à l'érosion côtière (*Stockdon et al., 2002 ; Leatherman, 2003 ; Graham et al., 2003 ; Allan et al., 2003 ; Brock et al., 2004 ; Robertson et al., 2004 ; Morton et al., 2005*).

Enfin, les relevés LiDAR ont aussi été utilisés pour identifier et suivre l'évolution de certaines zones côtières particulièrement vulnérables à des événements climatiques extrêmes comme les ouragans tropicaux (*Sallenger et al., 2000 ; Sallenger et al., 2001 ; White et Wang, 2002 ; Woolard and Colby, 2002 ; Sallenger et al. 2003a ; Sallenger et al. 2003b*) ou certaines tempêtes particulièrement violentes qui accompagnent le phénomène El Niño (*Sallenger et al, 1999 ; Revell et al., 2002 ; Sallenger et al., 2002 ; Allan et al., 2003*).

L'emploi de données LiDAR, seules ou combinées à des données provenant d'autres sources d'acquisition, dans le but d'évaluer des risques naturels côtiers n'est donc pas une chose nouvelle. Cependant, toutes ces études se sont concentrées sur la seule information altimétrique fournie par ces données. Et bien que de nombreuses études aient eu recours à des données LiDAR pour décrire et étudier la géomorphologie et la dynamique côtière locale, aucune ne semble avoir encore essayé de prendre en compte ces informations géomorphologiques, géologiques et géographiques, et de les intégrer aux indices de

vulnérabilité côtière existant afin d'améliorer la prédiction des risques, en particulier les risques à court terme.

C'est l'objectif de cette section : les apports du LiDAR à la gestion des risques sont tout d'abord abordés. Ensuite ces nouveaux paramètres sont intégrés aux autres paramètres déjà pris en considération dans l'évaluation des risques par les études précédentes (*Gornitz et al., 1994 ; Shaw et al., 1998*) et un indice modifié de vulnérabilité est développé sur base de ces nouveaux critères. Enfin, les limites d'application de ce nouvel indice de risque ainsi que les meilleures techniques d'acquisition pour chacune des variables sont discutées.

5.3.1 Cellules littorales

Comme cela a déjà été mentionné précédemment, la plupart des indices de vulnérabilité existants décrivent les risques côtiers pour des cellules littorales de grande taille. Ces cellules sont supposées être homogènes, c'est à dire être formées par un même type d'environnement côtier, soumis aux mêmes forçages climatiques et hydrodynamiques et présentant la même dynamique littorale sur toute la longueur de côte couverte par la cellule.

Malheureusement, cette hypothèse est rarement vérifiée à une telle échelle, les côtes présentant habituellement une forte variabilité géologique et géomorphologique qui influence directement la dynamique littorale. Cela est particulièrement vrai pour les côtes canadiennes qui sont caractérisées par une forte hétérogénéité des environnements côtiers, des environnements très contrastés pouvant se côtoyer et former ainsi une mosaïque complexe dont la réponse à l'érosion peut varier fortement sur des distances de seulement quelques centaines de mètres ou de quelques kilomètres (*Shaw et al., 1998*).

De plus, une prédominance des plages de graviers et de galets, résultant de l'érosion de dépôts glaciaires et de l'apport de sédiments hétérogènes ainsi fournis, est souvent observée sur les littoraux canadiens (*Forbes et Taylor, 1987 ; Forbes et al., 1995*).

Or, le comportement de ces plages de graviers et galets peut généralement être associé à des cellules littorales de petite taille (*Forbes et al., 1995*).

Jusqu'à présent, il était par conséquent extrêmement difficile de prendre la totalité de ces environnements côtiers en considération dans les modèles de risques existants et de nombreuses petites zones vulnérables ont été nécessairement ignorées par les études précédentes (*Shaw et al., 1998*). Il s'agit typiquement de deltas de petites et de moyennes tailles, des petites plages abritées ou de petits marais salés. Ce n'est plus le cas à présent, la résolution spatiale des données altimétriques laser étant maintenant suffisante pour tenir compte de cette hétérogénéité à petite échelle ainsi que de la variabilité des processus érosifs le long des côtes.

Les modèles numériques de variations verticales obtenus à partir des données altimétriques laser de 2003 et 2004 sur nos sites d'étude mettent ainsi clairement en évidence une alternance entre zones stables et zones en érosion (figure 5.1), révélant par là même l'existence de cellules littorales de quelques centaines de mètres de long seulement. Le site de Paspébiac en constitue un exemple marquant.

L'étude menée par Renaud (2000) sur l'évolution de ce barachois avait montré que le cordon oriental composant la structure cuspidée, d'une longueur d'environ 1700 m, avait subi un recul annuel moyen de -3,45 m/a entre 1934 et 1992, et de -4,16 m/a entre 1992 et 1998 (*Renaud, 2000*). Or, si les relevés LiDAR montrent bien un recul moyen du trait de côte de -2,26 m/a entre 2003 et 2004 pour l'ensemble du cordon, en accord avec les résultats précédents, cette valeur moyenne n'apparaît pas du tout représentative des variations réelles subies par la structure sédimentaire. En réalité, nos résultats montrent que ce cordon, loin de se comporter comme un ensemble cohérent, doit plutôt être subdivisé en trois sous-systèmes, trois cellules, évoluant de façon radicalement différente l'une de l'autre (figure 5.1).

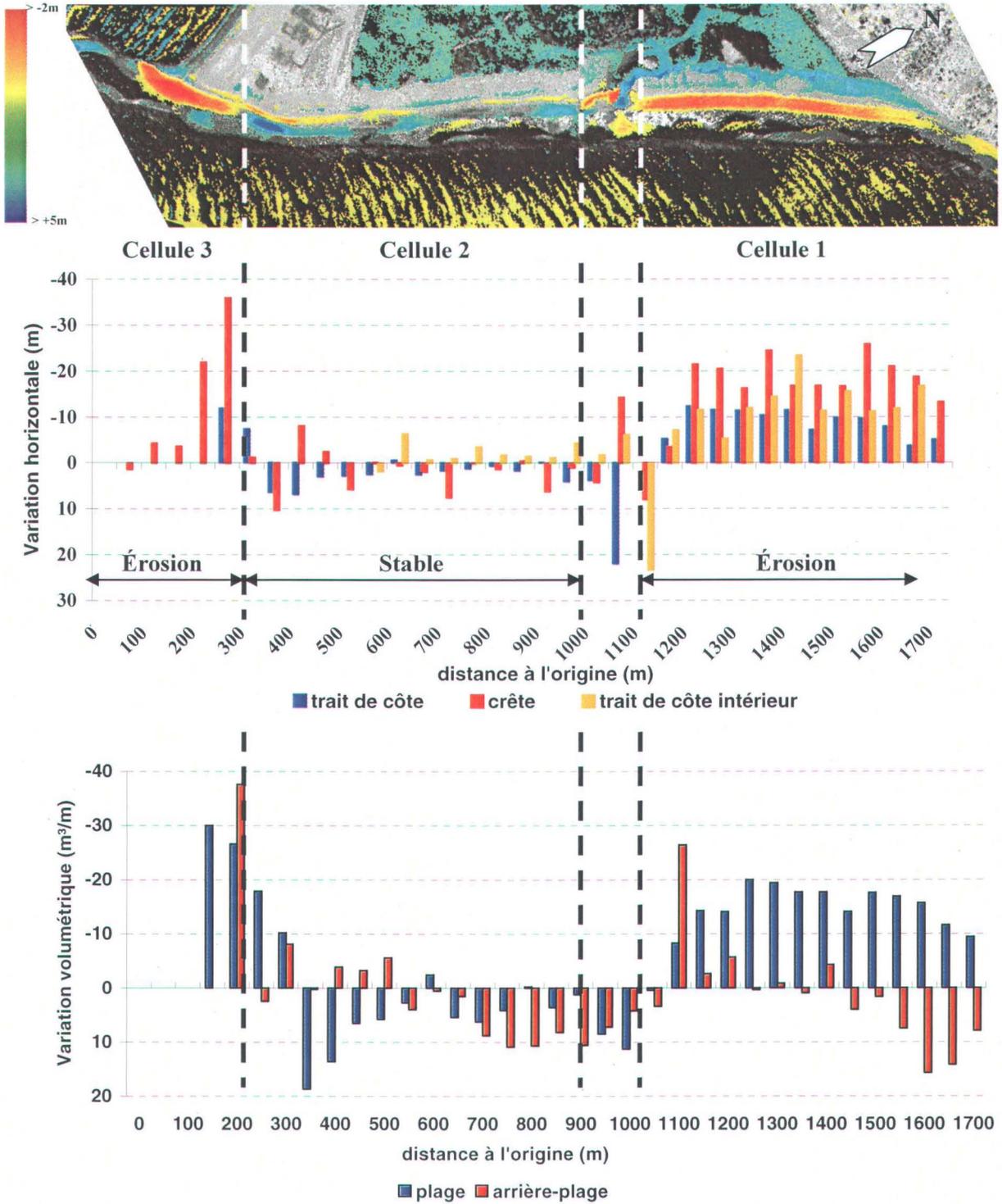


Figure 5.1 – Décomposition du cordon oriental de Paspébiac en trois sous-systèmes, ou cellules, selon leur dynamique entre 2003 et 2004. L'image supérieure montre les variations verticales subies entre 2003 et 2004. Les couleurs "chaudes" indiquent les zones ayant subi un dégraissement et les couleurs "froides" les zones en accrétion.

Une première cellule, située au nord du chenal de marée qui perce le cordon, s'étend sur une distance d'environ 550 m. Elle a montré entre 2003 et 2004 un recul important de son trait de côte, estimé à -8,7 m pour cette seule année. Le trait de côte intérieur, délimitant la lagune, a pour sa part régressé de -9,8 m, indiquant ainsi une migration très rapide de toute cette portion du cordon sur la lagune. Cette régression s'est accompagnée d'une perte nette de 9100 m³ de sédiments.

Toutefois, juste à côté de cette première cellule qui subit une forte érosion, se trouve une portion de côte relativement stable et en légère accrétion. Cette seconde cellule s'étend au sud de la première sur une distance d'environ 700 m, et se caractérise par une progradation de son trait de côte de +2,6 m. Le trait de côte intérieur a pour sa part régressé de -2,4 m, trahissant ainsi une extension des débordements de tempêtes dans la lagune et un élargissement moyen du cordon de +5,0 m le long de cette portion de côte. Cet élargissement s'est accompagné d'un gain de sédiments de +6582 m³. Il est à noter que la limite entre ces deux cellules semble être marquée par le chenal de marée lui-même et que la transition entre la partie en érosion et la partie en accrétion se fait relativement rapidement, sur une distance de moins de 100 m.

Enfin, au sud de la seconde cellule littorale se trouve une dernière cellule expérimentant elle aussi une érosion importante. Elle correspond à la partie distale du cordon et s'étend sur une distance d'environ 350 m seulement. Le recul du trait de côte mesuré par LiDAR y est de -8,0 m pour une perte de sédiments de 4253 m³.

Il n'a malheureusement pas été possible de déterminer si la position et l'évolution des cellules mises en évidence dans le cadre de cette étude correspondent à un état d'équilibre du système et demeurent stables dans le temps ou bien si il ne s'agit que d'un état temporaire résultant de conditions météorologiques et hydrodynamiques exceptionnelles. Les études antérieures ayant porté sur l'évolution de Paspébiac n'ont cependant pas montré l'existence d'une stabilité à long terme de la partie centrale du cordon oriental. Il est donc possible d'en déduire que ces cellules ne sont que temporaires, même si les mécanismes qui en sont à l'origine restent très mal connus.

Cet exemple illustre donc bien les problèmes qu'il peut y avoir à utiliser des taux moyens calculés sur de grandes cellules pour décrire l'évolution du littoral à court et moyen termes. Les résultats de cette étude indiquent plutôt que, pour avoir une bonne représentativité de la variabilité et de l'hétérogénéité des milieux côtiers paraglaciers, la taille des cellules littorales considérées devrait être idéalement comprise entre 100 m et 1000 m.

Outre l'existence d'une alternance entre zones en érosion et zones stables à l'échelle de quelques centaines de mètres, les relevés LiDAR ont également permis de mettre en évidence l'existence de zones sensibles de très petite taille sur lesquelles se concentre l'érosion (erosional hotspots). Leur taille est habituellement de quelques dizaines de mètres seulement et ils s'observent en particulier à proximité d'ouvrages de protection comme l'illustre la figure 5.2.

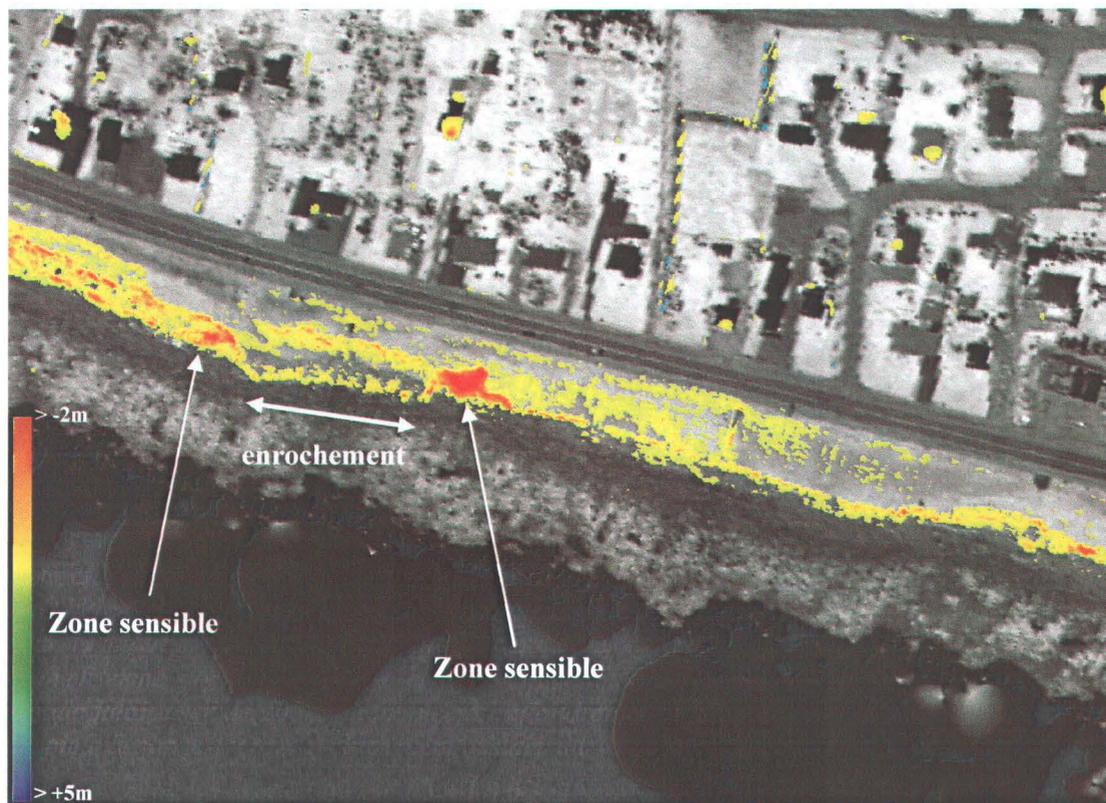


Figure 5.2 – Exemple de zones sensibles sur lesquelles se concentrent l'érosion (secteur des talus de Saint-Siméon).

5.3.2 *Structures géologiques*

Les relevés laser de 2003 et 2004 montrent que le LiDAR est parfaitement capable de révéler l'existence, dans les falaises et les talus, de faiblesses structurales géologiques telles que des failles, des fractures ou des affaissements de terrain, et cela même si elles sont de faible dimension et/ou dissimulées sous un épais couvert végétal, ce qui les rend habituellement très difficiles à détecter avec les méthodes traditionnelles d'arpentage et de photogrammétrie aérienne.

Or, ces faiblesses géologiques accroissent localement les risques de glissement de terrain, d'éboulement ou d'effondrement à très court terme (quelques mois à quelques années). Deux exemples sont donnés par les figures 5.3 et 5.4.

Sur la première figure, les TIN générés à partir des données LiDAR de 2003 et 2004 pour le secteur d'étude de Maria révèlent la présence d'un affaissement de terrain d'environ 100 m de long dans le talus bordant la route nationale 132. Cet affaissement présentait en 2003 un dénivelé de 2,5 m par rapport au terrain environnant qui est resté stable en 2004. La zone menacée couvre une surface estimée à environ 1000 m² et correspond à un volume de terre d'environ 7200 m³. Il est à noter que cette zone est directement adjacente à la route 132 et semble en soutenir une partie des fondations.

Le second exemple montre une portion de falaise du secteur de Paspébiac pour laquelle les données altimétriques LiDAR ont révélé l'existence, lors des relevés de 2003, d'une fracture au sommet de la falaise longeant le bord de celle-ci. En outre, un petit cône de débris est visible sur la plage, dans l'axe de la fracture, témoignant de l'instabilité de cette portion de falaise et des risques importants d'effondrement à court terme.

Cette interprétation est confirmée par les données laser de 2004 qui montrent qu'un pan entier de falaise s'est effondré, provoquant un recul du sommet de la falaise pouvant atteindre 7 m par endroits et s'étendant sur une longueur de côte d'un peu plus de 55 m, ce qui correspond à un volume estimé de 6545 m³. Une importante accumulation de débris

est toujours bien visible au pied de la falaise. Son volume est estimé quant à lui à 5330 m³, indiquant qu'une partie du dépôt a déjà été érodée par les vagues et repris par la dérive littorale afin d'alimenter les plages situées en aval (ouest).

Le LiDAR apparaît donc comme une nouvelle source de données qui permet non seulement d'améliorer la précision de mesures qui pouvaient déjà être obtenues au moyen d'autres sources d'acquisition, mais qui permet également d'apporter de nouveaux éléments d'information qui restaient à la limite de la détection jusqu'alors. Le LiDAR, et dans une moindre mesure la vidéogrammétrie à haute résolution, viennent donc compléter et enrichir les données fournies par les techniques d'acquisition actuelles.

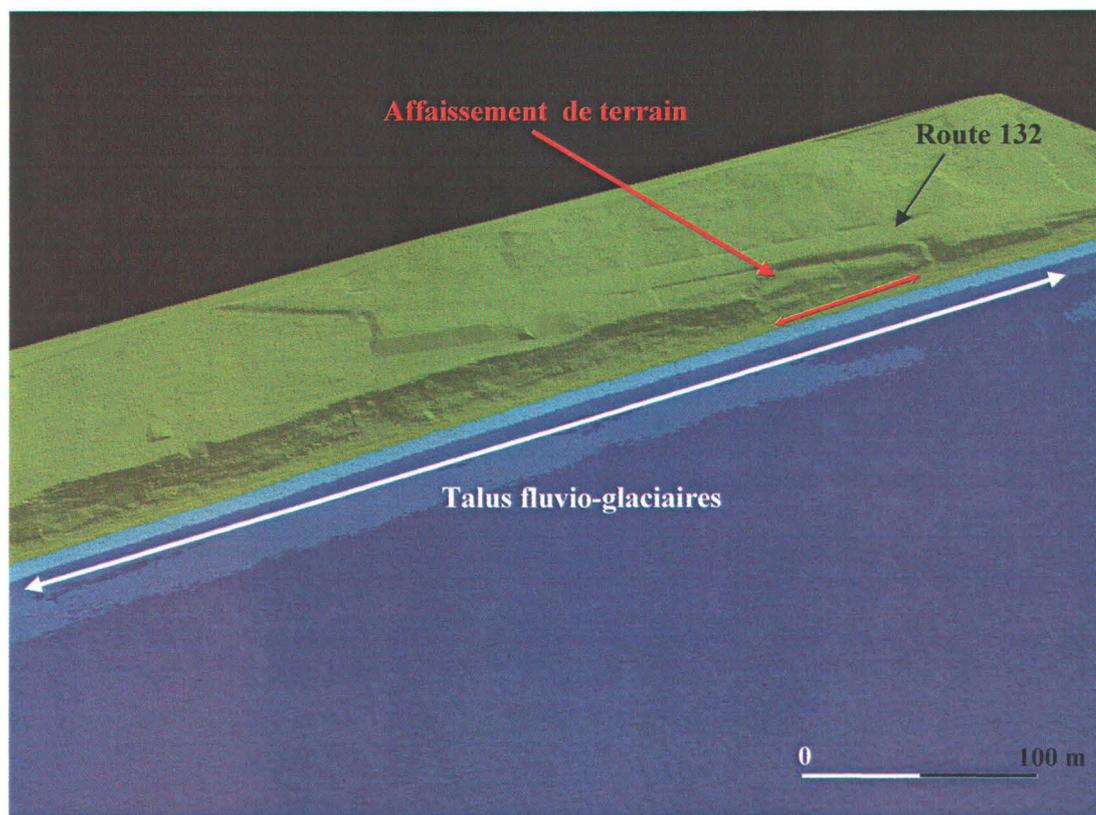


Figure 5.3 – Affaissement de terrain mis en évidence par le LiDAR le long de la route nationale 132, au niveau d'un talus du secteur de Maria.

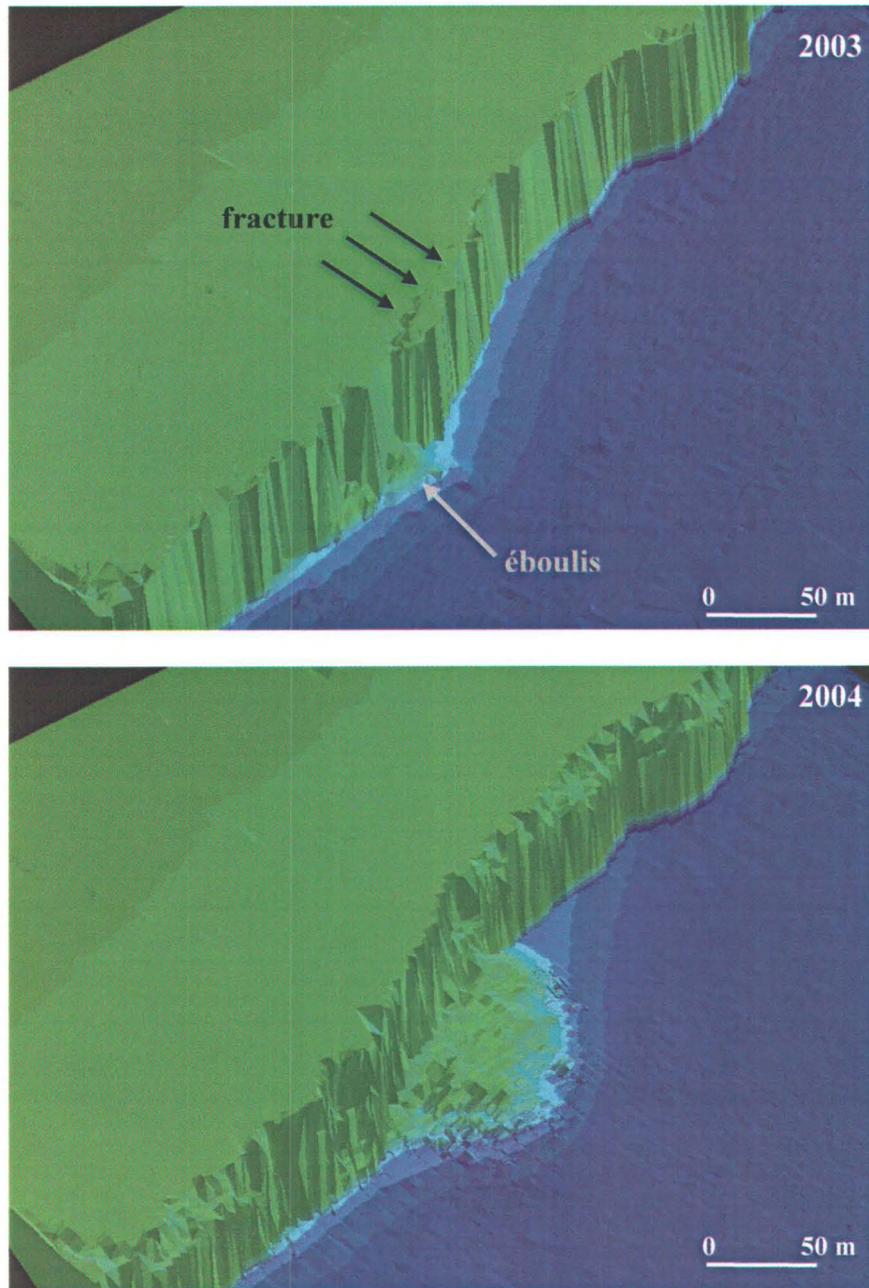


Figure 5.4 – Faiblesse structurale mise en évidence par le LiDAR (secteur de Paspébiac). Les données altimétriques LiDAR révèlent en 2003 l'existence d'une fracture courant parallèlement au bord de la falaise dans la partie sommitale, ainsi qu'un petit cône de débris sur la plage témoignant de l'instabilité de cette portion de falaise et des risques importants à court terme. Cela est confirmé par les données laser de 2004 qui montrent l'effondrement d'un pan de falaise d'environ 6545 m³. L'accumulation est encore clairement visible sur la plage, au pied de la falaise.

5.4 Développement d'une approche multi-sources des risques côtiers

Afin d'intégrer ces nouvelles informations aux données existantes, l'indice de sensibilité développé par Shaw et al. (1998) a été modifié. Si 6 des 7 variables retenues par Shaw et al. ont été conservées, 5 autres variables ont été ajoutées afin de profiter des apports du LiDAR et de la vidéogrammétrie à haute résolution. Celles-ci ont été choisies dans le but de mieux représenter les risques côtiers à court et moyen termes liés à l'érosion et d'offrir ainsi un outil permettant une meilleure gestion du littoral à échelle locale. Les variables retenues, ainsi que leur classification sur une échelle de risques comprise entre 1 et 5, sont présentées dans le tableau XXXII.

Les 6 premières variables sont identiques à celles de Shaw et al. (1998). Seule la variation du niveau moyen des mers n'a pas été pris en compte dans cette étude, ce paramètre concernant plutôt les risques à long terme et ayant déjà fait l'objet de travaux antérieurs très complets et détaillés par Shaw et al. (1998) et Gornitz et al. (1991, 1994) par exemple.

Leur classification sur l'échelle de risque a également été conservée puisque celle-ci avait déjà été adaptée aux côtes canadiennes. Ces variables sont décrites ci-après.

5.4.1 La géologie

La résistance des roches ou des dépôts sédimentaires constituant le littoral détermine en grande partie la vulnérabilité de la côte à l'érosion. À une extrémité de l'échelle des risques se trouvent les roches plutoniques ou métamorphiques résistantes (gneiss, granites durs...) qui présentent un risque très faible. À l'autre extrémité se trouvent les sédiments non consolidés qui offrent très peu de résistance à l'érosion marine ou climatique et constituent donc un risque particulièrement élevé.

Tableau XXXII – Classification utilisée pour évaluer la vulnérabilité des côtes canadiennes à l'érosion en prenant en considération les nouvelles informations fournies par le LiDAR.

Paramètres	Indice Modifié de Vulnérabilité Côtière				
	Très faible 1	Faible 2	Modéré 3	Élevé 4	Très élevé 5
1. géologie	roches plutoniques et métamorphiques dures	roches métamorphiques	roches sédimentaires	sédiments peu consolidés	sédiments non consolidés, glace
2. géomorphologie	fjords, hautes falaises rocheuses	moyennes ou petites falaises rocheuses	plages, placages sédimentaires sur socle rocheux	barrières, talus, marais, tourbières, vasières, deltas, flèches, tombolo	sédiments englacés, glaces riches en sédiments, banquise, glaciers
3. Variation du trait de côte (m/a)	> +0,1 accrétion	0 stable	-0,1 à -0,5 érosion	-0,6 à -1,0 érosion	> -1,0 érosion
4. Marnage (m)	< 0,5	0,5-1,9	2,0-4,0	4,1-6,0	> 6,0
5. Hauteur maximale de vague (m)	0-2,9	3,0-4,9	5,0-5,9	6,0-6,9	> 6,9
6. Élévation terrain (m)	> 30	21-30	11-20	6-10	0-5
7. Élévation base dune - talus - falaises (m)	> MHHW + S _{max}	MHHW – MHHW + S _{max}	MHW – MHHW	MLW – MHW	< MLW
8. Stabilité de la pente	> 75 %	60-75 %	35-60 %	10-35 %	< 10 %
9. Chenal	Absent, stabilisé des deux côtés	stabilisé d'un côté + stabilité naturelle	Stabilisé d'un côté + instabilité naturelle	non stabilisé + stabilité naturelle	non stabilisé + instabilité naturelle
10. Faiblesses structurales	Absence de failles, fractures ou affaissements	---	---	---	Présence de failles, fractures ou affaissements
11. Protection	Protection par des roches dures	Protection par des roches sédimentaires	Protection par des sédiments meubles	Absence de protection, pas d'encoche basale	Absence de protection, encoche basale bien formée

Bien que certaines études aient déjà essayé d'obtenir des informations sur ce paramètre en utilisant des techniques de relevés aéroportés comme le LiDAR (Boucher, 2007), seul des relevés géologiques conduits au sol apparaissent actuellement à même de fournir des informations géologiques précises et détaillées sur la lithologie de la côte et le degré de résistance des roches ou dépôts.

5.4.2 La géomorphologie

Cette variable, qui est déterminée par la géologie côtière, le régime des vents, des vagues, des houles et des marées, constitue un bon indicateur de la résistance générale du littoral et de son comportement face aux principaux forçages climatiques et marins. Les côtes dominées par des environnements rocheux, tels les fjords ou les falaises, entrent dans les classes de faibles risques (classes 1 ou 2) tandis que les plages, les talus et les structures sédimentaires sableuses moins résistantes sont classées comme de risque moyen ou élevé. Les côtes les plus vulnérables à l'érosion comprennent essentiellement les côtes arctiques en raison de leur forte teneur en glace.

Ce paramètre étant essentiellement descriptif, il peut être déterminé au moyen de n'importe quel système d'acquisition, que ce soit par photographie ou vidéographie aériennes, données satellitaires, données LiDAR, données RADAR, relevés de terrain au sol, etc. Les prises de vues aériennes, particulièrement lorsqu'elles sont à haute ou très haute résolution comme dans le cas de la vidéogrammétrie, nous apparaissent néanmoins comme les plus adéquates car elles allient bonne résolution, rapidité d'acquisition et rapidité de traitement. En outre, elles sont aisément interprétables par un opérateur humain, ce qui n'est pas le cas des données provenant d'autres sources d'acquisition comme le LiDAR ou le RADAR qui nécessitent certains traitements spécifiques avant de pouvoir être visualisées et interprétées.

5.4.3 La variation annuelle moyenne du trait de côte

Ce paramètre est un des plus utilisés pour les prédictions de risque à plus ou moins long terme. Tout comme la géomorphologie côtière, il résulte à la fois de l'influence de la géologie, du vent, des vagues, des houles et des marées. Il constitue donc un autre bon indicateur de la résistance de la côte à l'érosion et de son évolution à plus ou moins long terme. Les côtes en accrétion ne présentent que des risques très faibles et sont par conséquent classées dans les risques de type 1 tandis que les côtes caractérisées par un taux de recul supérieur à -1 m/a sont considérées ici comme très vulnérables (classe 5).

La détermination de cette variable n'est cependant pas aisée. Outre les problèmes liés à la définition du trait de côte, à son identification et à la précision de son positionnement qui ont déjà été discutés au chapitre précédent (§4.2.3), il a été montré dans le présent chapitre que le nombre et la dispersion le long du littoral des mesures de recul utilisées pour calculer cette moyenne avait un impact très important sur la représentativité de cette variable car les côtes présentent généralement une forte hétérogénéité d'environnements et de comportements. Par conséquent, il est recommandé d'effectuer ces moyennes sur des cellules ayant des tailles comprises entre 100 m et 1000 m selon l'hétérogénéité des environnements couverts. Pour la mesure des reculs en tant que tels, la méthode la plus utilisée consiste à effectuer des comparaisons diachroniques de la position du trait de côte. Pour cela, la source de données la plus employée actuellement est la photographie aérienne qui permet de localiser visuellement le trait de côte avec une précision de l'ordre de 3 à 15 m selon qu'elles sont orthorectifiées ou pas (*Stockdon et al., 2002 ; Allan et al., 2003 ; Ruggiero et al., 2003*).

Cependant, le LiDAR offre une meilleure précision de positionnement et son usage devrait se généraliser progressivement lorsque les relevés laser couvriront un intervalle de temps suffisant pour réaliser des moyennes annuelles fiables. Cet intervalle de temps est généralement de l'ordre de quelques décennies afin de prendre en compte dans la moyenne la contribution de certains phénomènes climatiques ayant une longue période d'occurrence (*Forbes et al., 2004*).

Cependant, baser les taux de recul moyens sur de si longs intervalles de temps peut aussi poser certains problèmes, en particulier lorsque les côtes subissent une forte pression anthropique. Dans ce cas, les aménagements littoraux réalisés entre-temps entraînent des perturbations de la dynamique côtière, celles-ci pouvant aussi bien s'étendre sur quelques années seulement ou sur plusieurs décennies. Les moyennes annuelles calculées alors intégreront à la fois les taux antérieurs aux aménagements et les taux postérieurs à ceux-ci, faussant ainsi les taux de recul moyens déterminés qui risquent de ne plus être représentatifs de la dynamique actuelle et future de la côte.

5.4.4 Le marnage

Cette variable influence à la fois la vulnérabilité de la côte aux inondations et sa vulnérabilité à l'érosion car plus la différence de niveau entre la marée basse et la marée haute est importante et plus la zone littorale soumise à l'action des vagues et aux risques d'inondations causés par des surcotes est large.

La mesure de cette variable ne peut être faite par des moyens aéroportés et s'obtient au moyen de marégraphes placés en mer.

5.4.5 La hauteur significative maximale des vagues

Ce paramètre est directement lié à l'énergie des vagues (*Komar, 1976*) et constitue donc une bonne indication de leur potentiel d'érosion. Si la hauteur moyenne des vagues est parfois utilisée (*Thieler et Hammar-Klose, 1999 ; 2000a ; 2000b*), la hauteur significative maximale a été ici préférée car elle correspond aux grandes vagues de tempêtes qui ont une influence particulièrement importante sur l'érosion à court terme des côtes.

Leur mesure s'effectue en général au moyen de houlographes, même si certaines études ont essayé de les mesurer par télédétection, que ce soit au moyen de systèmes LiDAR (Tsai et al., 1982 ; Hwang et al., 2000), RADAR (Shearman, 1983 ; Trivero et al., 1998) ou au moyen de caméras fixes placées au sol (Foote et Horn, 1999 ; Turner et al., 2004) bien que cette dernière méthode soit surtout utilisée pour étudier les caractéristiques des vagues lors du déferlement ainsi que la migration des barres d'avant-côte. Cependant, ces mesures par télédétection ne permettent pas, en général, d'obtenir des données sur des périodes de temps suffisamment longues pour réaliser des moyennes annuelles.

5.4.6 L'élévation du terrain

Ce paramètre influence essentiellement les risques liés aux inondations, les terrains ayant des élévations comprises entre 0 m et 5 m étant ceux où le risque est le plus élevé en cas de surcote de tempête.

Si la topographie peut être obtenue par différentes techniques, le LiDAR apparaît actuellement comme la meilleure solution pour collecter rapidement une grande quantité de données topographiques fiables afin de modéliser avec précision la côte sur des distances étendues.

À ces 6 variables ont été ajoutées 5 nouvelles variables afin de prendre en compte les risques à court terme ainsi que les nouvelles informations pouvant être obtenues à partir des données altimétriques laser. Certains de ces paramètres concernent tout les types d'environnements côtiers tandis que d'autres ne concernent qu'un type d'environnement particulier. Ils ont cependant été inclus dans le calcul de l'indice de vulnérabilité générale des côtes car ils permettent de prendre en compte des risques très spécifiques qui n'étaient pas pris en considération jusqu'à présent. Il s'agit notamment des risques de glissement de terrain, des risques d'effondrement ainsi que les risques liés à la présence d'un chenal de marée. Ces nouveaux paramètres sont présentés plus en détail ci-dessous, ainsi que la meilleure source d'acquisition possible. Une synthèse de ces différentes variables et de leurs moyens d'acquisition est présentée au tableau XXXIII.

5.4.7 L'élévation du pied de dune, de talus ou de falaise

Ce paramètre détermine, avec le marnage, la fréquence d'exposition de l'arrière-plage à l'action des vagues. Il influence donc à la fois la vulnérabilité de la côte à l'érosion marine et la vulnérabilité aux ruptures de cordons dunaires, aux débordements de tempêtes et aux autres risques d'inondation. Si le taux annuel moyen de recul intègre déjà l'influence de cette variable sur le long terme, des études récentes menées sur les îles-barrières de Caroline du Nord et les falaises de l'Oregon ont démontré l'intérêt de ce paramètre dans la détermination des risques à court termes dus aux vagues de tempêtes (*Sallenger et al., 2000 ; Sallenger et al., 2002*).

Ces risques étaient estimés en comparant l'élévation de la base de la dune ou de la falaise et l'élévation maximale atteinte par le jet de rive (runup). Ce dernier paramètre est toutefois difficile à déterminer avec précision car il dépend des conditions de vagues locales, qui sont bien souvent mal connues. De plus, le calcul de l'élévation du jet de rive à partir de ces données hydrodynamiques est généralement réalisé au moyen de relations empiriques (*Holman, 1986 ; Sallenger et al., 2002*) pouvant difficilement être transposées à d'autres régions. C'est pourquoi dans cette étude, les niveaux de marées et de surcote ont été préférés aux élévations de jets de rive. Ils présentent l'avantage de pouvoir être déterminés facilement au moyen de tables de marées et de stations marégraphiques tout en constituant un indicateur satisfaisant de l'exposition moyenne aux vagues de la base des dunes, talus ou falaises et donc de leur vulnérabilité à l'érosion marine.

Le risque est considéré comme maximal lorsque la base est soumise en permanence à l'action des vagues, ce qui se produit lorsque son élévation est inférieure au niveau moyen de marée basse (MLW). Le risque est au contraire minimal lorsque le pied est à une élévation supérieure à celle du niveau moyen des plus hautes mers (MHHW) augmenté de la surcote maximale S_{\max} observée ou théorique.

Tableau XXXIII – Synthèse des paramètres utilisés dans cette étude pour évaluer les risques côtiers ainsi que les sources d'acquisitions recommandées pour chaque variable.

<i>Variables</i>	<i>Sources</i>
1. Géologie	Relevés de terrain
2. Géomorphologie	Photographie, photogrammétrie, vidéogrammétrie HD
3. Variation du trait de côte (m/a)	Photogrammétrie, LiDAR
4. Marnage (m)	Marégraphes
5. Hauteur de vague max. (m)	Marégraphes
6. Élévation terrain (m)	LiDAR
7. Élévation base dune – talus - falaise (m)	LiDAR
8. Stabilité de la pente	LiDAR
9. Chenal	LiDAR
10. Faiblesses structurales	Photogrammétrie, vidéogrammétrie HD
	LiDAR
	Vidéogrammétrie HD
11. Protection	Photogrammétrie, vidéogrammétrie HD

Tout comme pour l'élévation générale du terrain, le LiDAR apparaît actuellement comme la meilleure méthode d'acquisition permettant de collecter en grande quantité les données topographiques nécessaires pour déterminer ce paramètre avec une précision et une résolution spatiale suffisantes.

5.4.8 La stabilité des pentes

Cette variable est importante lorsque la côte est formée par des dépôts sédimentaires meubles car elle détermine en grande partie le risque de glissement de terrain et donc d'érosion. La stabilité d'un terrain meuble est habituellement évaluée en comparant l'angle de la pente réelle avec l'angle de rupture théorique correspondant au matériau constituant le terrain (Roberge, 2004).

Cet angle de rupture exprime l'angle maximal théorique pour lequel les forces de frottements internes sont supérieures aux forces gravitaires qui s'appliquent sur les grains du matériau. Au-delà de cet angle, les frottements internes ne sont plus suffisants pour empêcher le matériau d'être entraîné par la pesanteur terrestre et des mouvements gravitaires se produisent alors, provoquant des glissements de terrain dangereux.

L'angle de rupture dépend principalement du matériau en place ainsi que de son degré de compaction et de cohésion et il est calculé à partir des valeurs nominales d'angles de frottement interne effectifs du dépôt meuble. L'écart entre l'angle de pente réel d'un terrain et l'angle de rupture théorique peut donc être considéré comme un indicateur réaliste des risques de mouvements gravitaires existants.

Dans le cadre de cette étude, lorsque la différence entre les deux angles de pente est inférieur à 10 % de la valeur de l'angle de rupture théorique, le terrain est considéré comme instable et le risque de glissement est très élevé (classe 5), de petits changements dans la topographie du terrain pouvant suffire à le déstabiliser. Il faut en effet garder à l'esprit que la valeur de l'angle de rupture n'est qu'une valeur théorique et que certains facteurs, comme la teneur en eau du matériau, peuvent réduire cette valeur limite en diminuant les forces de cohésion entre les grains. Par contre, lorsque l'écart est supérieur à 75 % de l'angle de rupture, les risques de déstabilisation et la probabilité qu'un glissement de terrain se produise sont considérés comme très faibles.

Comme toutes les autres variables topographiques, le LiDAR apparaît actuellement comme la meilleure source d'acquisition, sa précision verticale et sa résolution spatiale permettant des mesures fiables des pentes des plages et des talus sur de grandes distances. Il n'y a que dans les falaises que les mesures des pentes par LiDAR perdent de leur fiabilité (cf. §4.2.4).

5.4.9 La stabilité d'un chenal de marée

Ce paramètre permet de prendre en compte les risques liés à l'existence d'un chenal de marée. Ces risques ne se rencontrent donc pas dans tout les environnements côtiers mais sont spécifiques aux îles-barrières et aux flèches sableuses. Les risques liés à l'existence d'un chenal de marée résultent principalement des modifications potentielles que le chenal peut subir. Il peut s'agir soit d'un élargissement du chenal soit d'une migration latérale du chenal le long de la côte (Vila-Concejo et al., 2006). C'est pourquoi le risque est considéré comme faible (classe 1) lorsque des ouvrages de stabilisation sont présents de chaque côté du chenal et comme maximal lorsque le chenal n'a pas fait l'objet d'une stabilisation et qu'il est caractérisé par une grande instabilité naturelle.

Tout comme pour le paramètre "géomorphologie", cette stabilité ou instabilité naturelle peut être évaluée au moyen d'un large spectre de données, que ce soit des données LiDAR, photographiques, photogrammétriques ou vidéogrammétriques, de mesures de terrain, etc. La figure 5.5 montre un exemple de migration latérale d'un chenal de marée particulièrement instable sur le cordon oriental de Paspébiac obtenu au moyen de données LiDAR.

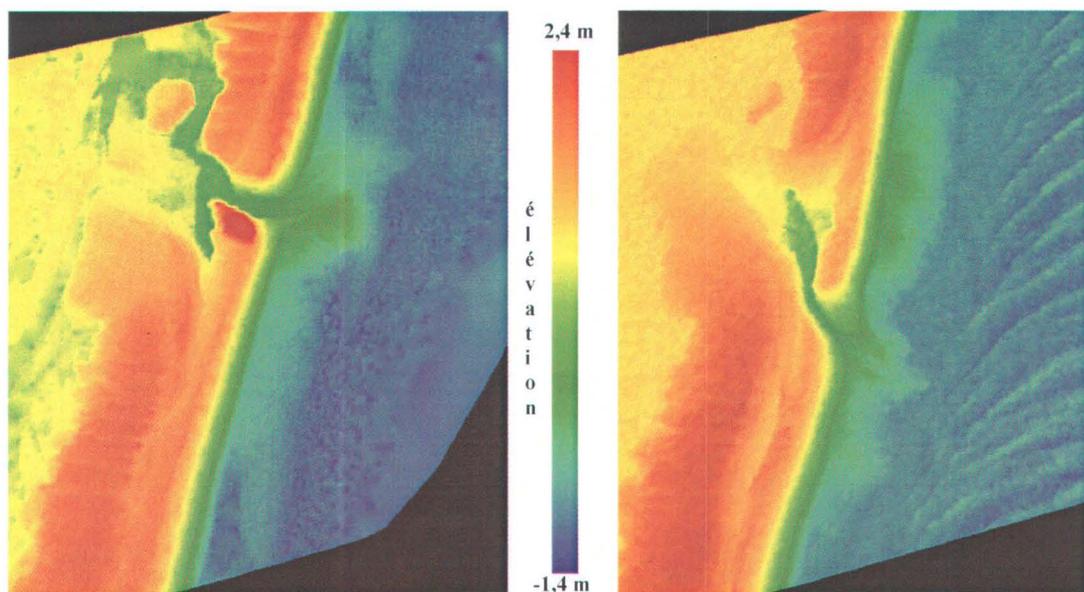


Figure 5.5 – Migration latérale du chenal de marée du barachois de Paspébiac. L'embouchure du chenal s'est déplacée d'environ 50 m en direction du sud-ouest entre 2003 et 2004.

5.4.10 L'existence de faiblesses structurales

Ce paramètre se rencontre principalement dans les talus et les falaises et influence les risques liés à l'érosion en affaiblissant localement la résistance de la côte à l'action des vagues et aux mouvements gravitaires. Daigneault (2001) avait déjà essayé d'utiliser ce paramètre, ainsi qu'un certain nombre d'autres variables géologiques comme le pendage, la schistosité et le pourcentage de matrice, afin d'évaluer la vulnérabilité des côtes rocheuses de Gaspésie à l'érosion. Nombre de ces paramètres ne peuvent cependant être obtenus qu'au moyen d'analyses poussées sur des échantillons de roches ou par des études détaillées menées sur le terrain, de sorte que l'indice de vulnérabilité développé par Daigneault peu difficilement être appliqué de façon systématique et rapide à de grandes portions de littoral.

C'est pourquoi seule la présence de faiblesses macro-structurales telles que des failles ou des affaissements de terrain a été retenue ici comme variable, les autres paramètres utilisés par Daigneault, en particulier ceux se rapportant à la lithologie et la minéralogie des roches, étant déjà pris en compte de façon implicite par d'autres variables utilisées dans la présente étude (la variable "géologie" notamment).

Les sources d'acquisition les plus rapides et les plus fiables pour obtenir les informations sur cette variable semblent actuellement être le LiDAR et la photogrammétrie ou vidéogrammétrie à haute résolution, en particulier si les vues sont prises en obliques car elles permettent alors une description détaillée des parois verticales des falaises.

Ces deux techniques apparaissent mêmes complémentaires. Le LiDAR permet ainsi de mettre en évidence les affaissements et les fractures présents sur la partie sommitale des talus ou falaises et qui sont généralement difficiles à observer sur les photographies aériennes soit parce qu'ils sont masqués par la végétation soit parce que les variations topographiques sont trop faibles. La photogrammétrie et la vidéogrammétrie oblique permettent, quant à elles, d'observer les failles et fractures présentes au niveau des parois verticales et qui restent inaccessibles au LiDAR.

5.4.11 La présence d'ouvrages de protection

Ce paramètre est rarement pris en considération dans l'évaluation des risques côtiers et de la vulnérabilité du littoral car il ne se rapporte pas à l'état naturel des côtes et est plutôt considéré comme une perturbation d'origine anthropique. Pourtant ces mesures de protection, en modifiant de façon plus ou moins importante les caractéristiques physiques et dynamiques du littoral, ont une influence directe sur les risques côtiers et la vulnérabilité côtière.

En outre, certains phénomènes naturels peuvent constituer également une protection temporaire du trait de côte, modifiant ainsi très localement et temporairement le niveau de vulnérabilité de la côte. Il s'agit principalement des effondrements qui se produisent dans les falaises et qui, en s'accumulant au pied de la falaise, la soustraient pendant un certain temps à l'action érosive des vagues et des houles.

Comme l'indice de vulnérabilité développé se veut une aide et un outil pour la gestion du littoral à petite échelle, il nous a donc semblé nécessaire de tenir compte de ces différents types de protections afin de mieux prédire le comportement du littoral à court et moyen termes. Toutefois, en ce qui concerne les protections d'origine humaine, seuls les ouvrages de défense longitudinaux, c'est à dire ceux construits parallèlement au trait de côte tels les murs déflecteurs et les enrochements placés au pied des structures terrestres, ont été considérés ici car leur influence sur les risques et la vulnérabilité des terrains situés en arrière peut être déterminée sans ambiguïtés. Cette catégorie d'ouvrages consiste en effet simplement à renforcer le trait de côte et à augmenter artificiellement sa résistance à l'érosion avec pour conséquence une réduction de la vulnérabilité à l'érosion des terrains situés en arrière de ces ouvrages. Cela n'est pas le cas des ouvrages transversaux (épis, jetées, quais...) qui, en perturbant les conditions hydrodynamiques côtières et le transport sédimentaire littoral, conduisent à des réponses très différentes du trait de côte, celui-ci subissant généralement une accrétion en amont de l'ouvrage (par rapport à la direction du transport sédimentaire côtier) et une érosion en aval (Komar, 1976). C'est pourquoi ce dernier type d'ouvrages n'est pas considéré ici.

Il faut cependant rappeler que, si les ouvrages de protections longitudinaux réduisent l'érosion des terrains situés en arrière de ces structures, ils ont également pour effet d'accroître l'érosion de la plage située en avant, ce qui se traduit habituellement par un dégraissement au pied de l'ouvrage et une modification du profil de la plage. Celle-ci peut alors passer d'un type dissipatif (stable ou en accrétion) à un type réfléchissant (en érosion). En outre, la réduction de l'érosion de l'arrière-plage implique aussi une diminution des apports sédimentaires alimentant le transport sédimentaire littoral, provoquant ainsi l'érosion des plages situées en aval de la dérive littorale. Cet effet est particulièrement marqué sur les plages et les barrières graveleuses de l'est du Canada (*Forbes et al., 1995*).

Les critères ayant été utilisés pour évaluer ce paramètre sur l'échelle de risque s'inspirent en partie des critères utilisés pour la géologie. Les côtes protégées par des murs de béton, des enrochements ou des éboulements naturels de roches dures sont ainsi classées à très faible risque (classe 1) tandis que celles protégées par des éboulements naturels de roches sédimentaires sont considérées comme à faible risque (classe 2). Ce risque monte encore lorsque l'éboulement naturel est constitué de sédiments meubles, peu ou pas consolidés (classe 3). Lorsqu'aucune protection, naturelle ou artificielle, ne vient s'opposer à l'action des vagues, les risques sont alors considérés comme élevés (classe 4) et deviennent très élevés (classe 5) si une encoche d'érosion est présente à la base des talus et des falaises.

Les méthodes d'acquisition les plus adaptées à la détermination de cette variable sont la photographie aérienne, la photogrammétrie ou la vidéogrammétrie à haute résolution.

5.4.12 Calcul de l'indice de vulnérabilité côtière

Après avoir été classées sur une échelle de risques de 1 à 5, ces 11 variables ont été combinées afin d'obtenir un indice de vulnérabilité côtière modifié (*IVC*). Celui-ci correspond à la racine carrée de la moyenne des produits des variables, soit :

$$IVC = \sqrt{\frac{v_1 v_2 v_3 v_4 v_5 v_6 v_7 v_8 v_9 v_{10} v_{11}}{11}} \quad (\text{éq. 28})$$

Il s'agit la même méthode de calcul que celle utilisée précédemment par Gornitz et al. (1991) et par Shaw et al. (1998). Elle est préférée à d'autres méthodes de calcul (comme la moyenne arithmétique par exemple) car il a été montré (Gornitz et al., 1997) qu'elle se révèle peu sensible¹ aux erreurs de classification et aux omissions lorsque celles-ci ne concernent qu'une seule variable, tout en restant sensible aux variations de plusieurs variables ce qui permet d'obtenir des résultats fiables même si les données sur une variable sont manquantes ou peu précises.

Cette méthode fournit donc des valeurs numériques comprises entre 0 et 2107 qui, bien que ne pouvant pas être rattachées directement à des grandeurs physiques spécifiques, permettent de comparer différentes portions de côtes et de déterminer les secteurs où la vulnérabilité est la plus importante. Ces valeurs ont été regroupées en 4 classes de vulnérabilité croissante : faible ($IVC < 15$), modérée ($15 < IVC < 125$), élevée ($125 < IVC < 615$) et très élevée ($IVC > 615$).

Ce calcul a été réalisé pour les 9 secteurs d'études de cette étude. Ils sont présentés et discutés au chapitre suivant.

¹ La sensibilité de l'indice caractérise l'influence qu'une erreur de classification sur une variable a sur le calcul de l'*IVC*. Plus la sensibilité est élevée et plus la variation de l'*IVC* que produira l'erreur de classification d'une seule variable sera grande.

Chapitre 6. Applications de l'Indice de Vulnérabilité Côtière

L'indice de vulnérabilité côtière modifié (IVC) décrit au chapitre précédent a été calculé pour chacun des 9 sites d'étude répartis le long de la côte méridionale de la Gaspésie (chapitre 1). Pour ce faire, le littoral a été subdivisé en cellules de longueur variable et la valeur de chaque paramètre composant l'IVC a été déterminée pour chacune de ces cellules côtières. La valeur de l'IVC a ensuite été calculée pour toutes les cellules et une classification a été réalisée selon les critères décrits à la fin du chapitre précédent.

Les valeurs de l'IVC obtenues, tout secteurs confondus, varient entre 5 et 145 avec des modes prononcés à 10, 17, 29, 42, 54 et 85 (figure 6.1). Les résultats sont présentés et discutés de façon plus détaillée ci-après pour chacun des 9 secteurs d'étude.

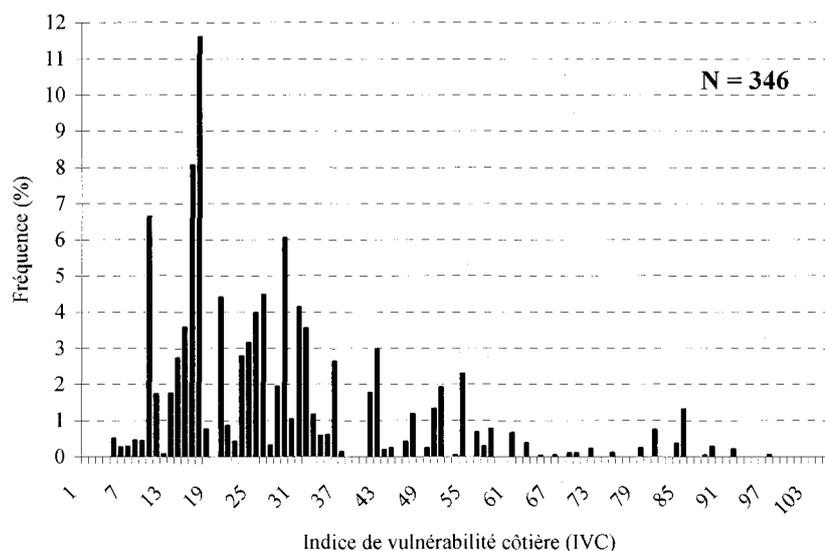


Figure 6.1 – Histogramme des fréquences des IVC (tout sites).

6.1 Secteur de Maria

L'IVC de ce secteur varie entre 10 et 106 avec des modes à 10, 15 et 41 (figure 6.2). La majeure partie du secteur (64 %) présente une vulnérabilité faible (figure 6.3). Cela est dû en grande partie à la présence d'un mur de protection qui stabilise et empêche tout retrait du trait de côte, résultant ainsi en un IVC assez bas (correspondant au premier mode). Il faut cependant rappeler que cet IVC ne prend pas en compte l'érosion verticale qui se produit en général au niveau de la plage située au pied de tels ouvrages.

Seules 3 portions de côte présentent une vulnérabilité plus élevée (classe 2 ou vulnérabilité modérée). Il s'agit de la zone des talus, située dans la partie sud-ouest du site, de la flèche sableuse qui s'étend dans la partie nord-est du site et constitue la « Pointe Verte » ainsi que d'un petit segment de plage, d'environ 300 m de long et situé entre l'embouchure du ruisseau à Xavier Audet et la Plage des Goélands.

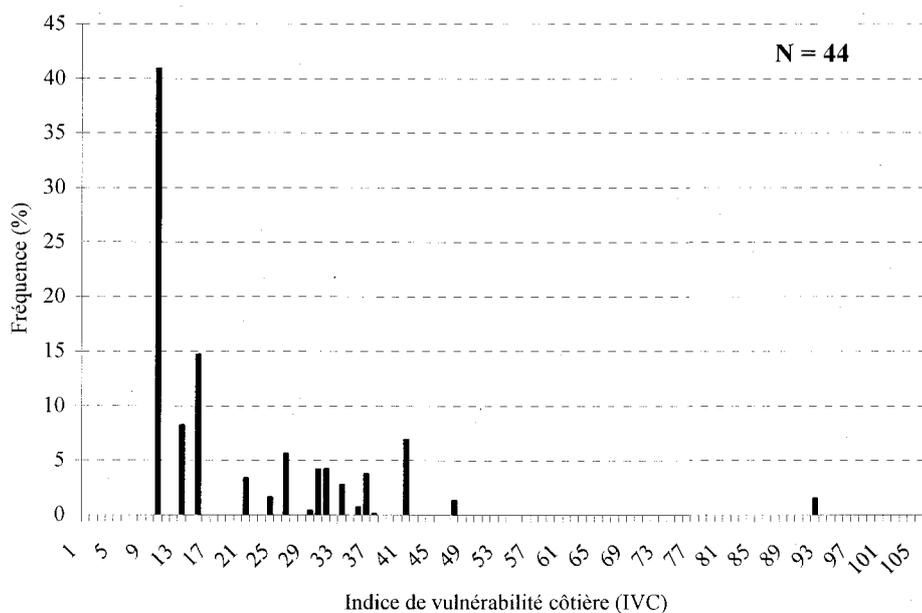


Figure 6.2 – Histogramme des fréquences des IVC (secteur de Maria).

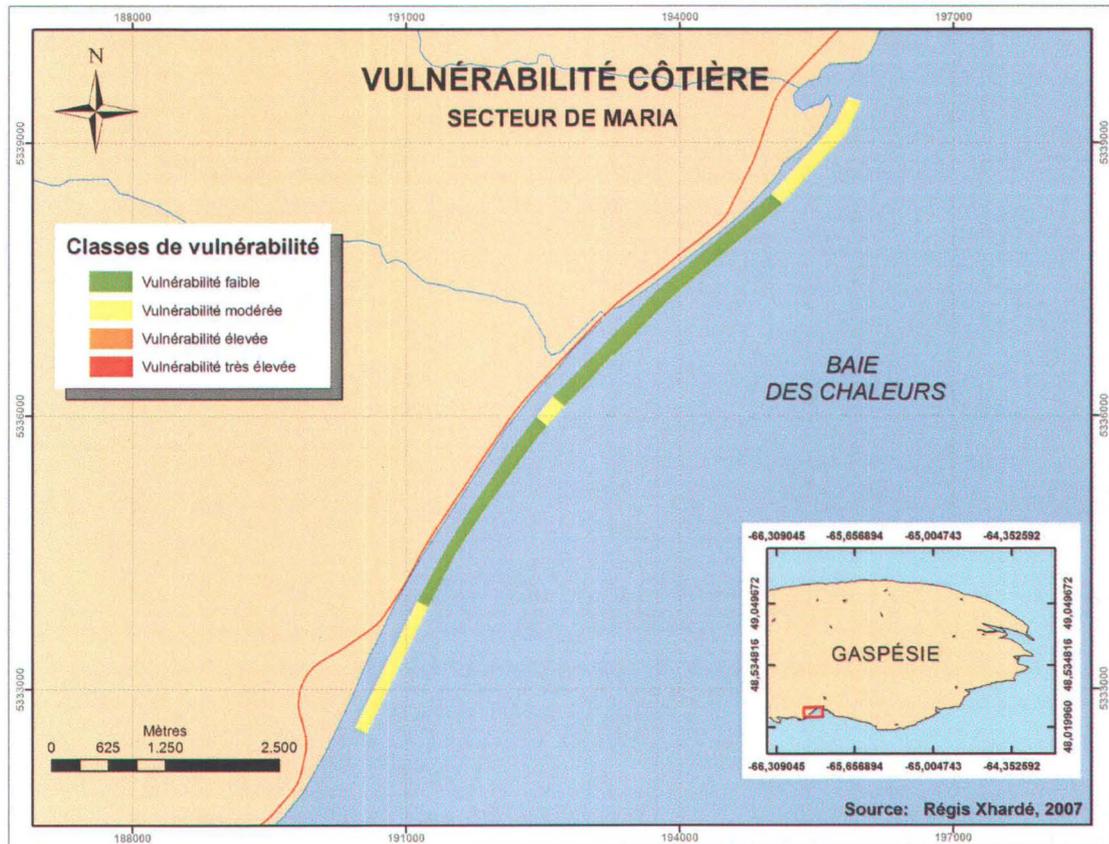


Figure 6.3 – Carte de vulnérabilité côtière du secteur de Maria.

Ces 3 zones présentent toutes un risque plus élevé en raison principalement de l'absence de protection à ces endroits, à laquelle s'ajoutent la faible élévation du terrain (< 5 m sauf dans les talus), une exposition de l'arrière-plage aux vagues lors des marées hautes de vives-eaux et des tempêtes ainsi que des pentes proches de la limite de stabilité pour les talus (10 à 35 %).

La zone présentant l'IVC le plus élevé correspond à une portion de talus située juste au sud du début du mur de protection et qui se caractérise, outre les paramètres déjà cités pour les talus ayant une vulnérabilité modérée, par la présence d'un affaissement de terrain qui augmente considérablement les risques de glissement dans ce secteur (figure 5.3).

6.2 Secteur de Saint-Siméon

L'IVC de ce secteur varie entre 14 et 97 avec des modes à 25 et 51 (figure 6.4). Contrairement au secteur de Maria, la très grande majorité de ce secteur (97 %) présente une vulnérabilité modérée (figure 6.5) malgré la présence de nombreux enrochements au pied des talus afin de réduire l'érosion. Sans surprise, les portions de côte les plus vulnérables se révèlent être celles dépourvues de protection et/ou présentant des faiblesses structurales.

Les zones couvrant l'embouchure de la rivière Petite Bonaventure et le marais de Saint-Siméon apparaissent également plus vulnérables. En effet, elles cumulent des risques d'inondation et de débordements de tempêtes élevés en raison de leur faible élévation et des risques d'érosion importants. Ces risques sont dus à un apport sédimentaire très restreint par la présence d'ouvrages de protection au pied des talus situés en amont ainsi que par la présence de nombreux vestiges de quais constituant autant d'obstacles au transport sédimentaire le long du littoral (*Morneau et al., 2001a*).

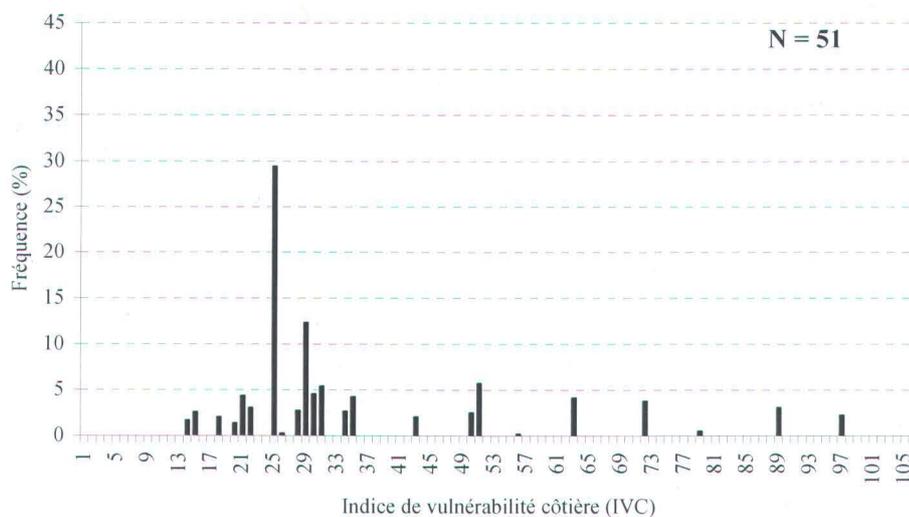


Figure 6.4 – Histogramme des fréquences des IVC (secteur de Saint-Siméon).

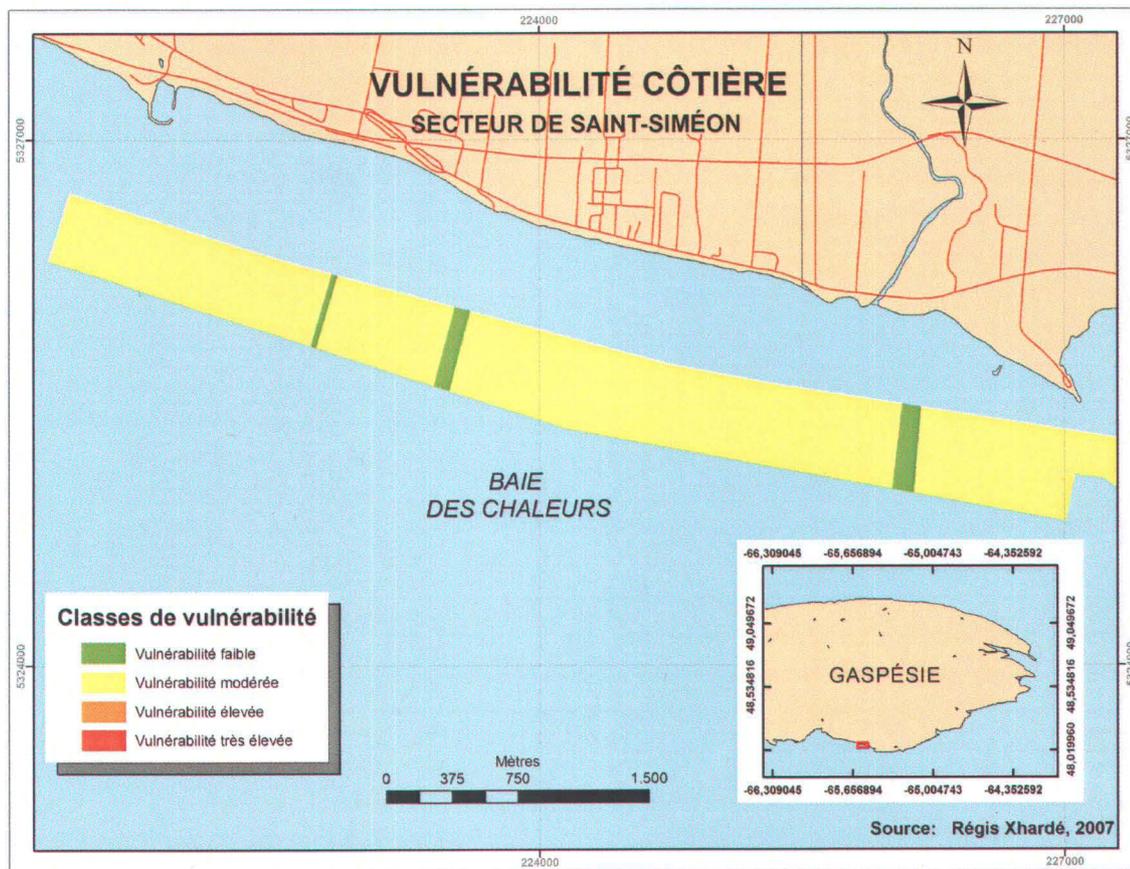


Figure 6.5 – Carte de vulnérabilité côtière du secteur de Saint-Siméon.

6.3 Secteur de Bonaventure

L'IVC de ce secteur varie entre 16 et 72 avec des modes à 16, 29 et 42 (figure 6.6). La totalité du littoral présente une vulnérabilité modérée, et ce malgré la présence d'un enrochement le long de la majeure partie de ce secteur (figure 6.7). Cela peut s'expliquer par la faible élévation de l'arrière-plage dans ce secteur (< 10 m) qui accroît les risques liés aux inondations et débordements de tempêtes ainsi qu'à des pentes de talus très proches de leur limite de stabilité (10 à 35 %). Les valeurs d'IVC les plus élevées s'observent principalement dans les talus non protégés, leur base étant alors soumise à l'action des vagues lors des grandes marées et des tempêtes.

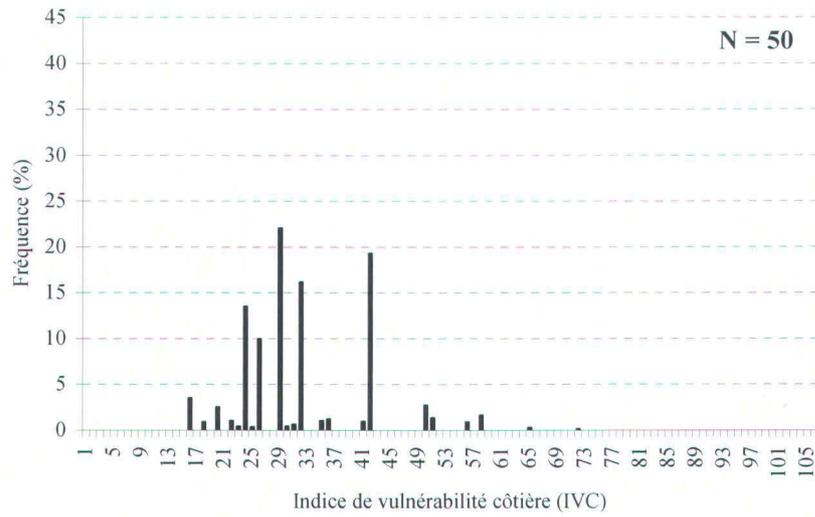


Figure 6.6 – Histogramme des fréquences des IVC (secteur de Bonaventure).

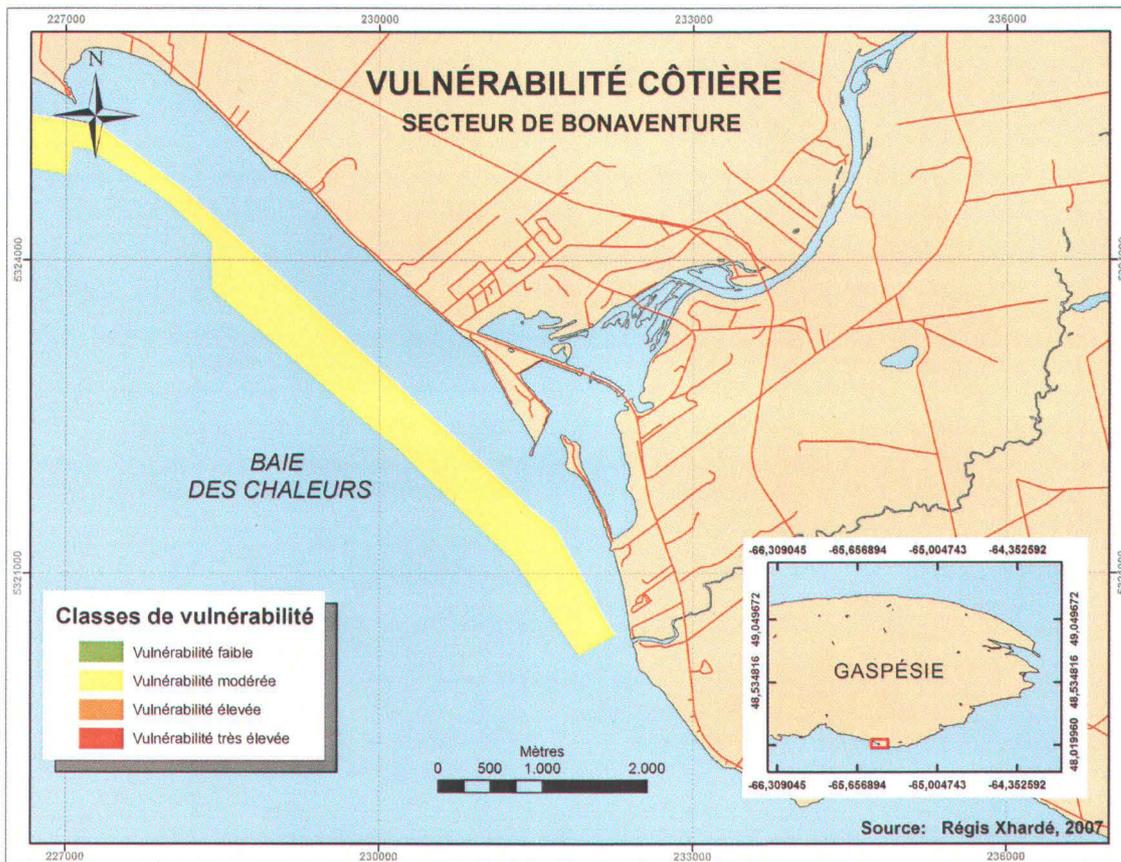


Figure 6.7 – Carte de vulnérabilité côtière du secteur de Bonaventure.

La flèche occidentale du barachois, qui s'étend à l'embouchure de la rivière Bonaventure, constitue la seule zone en accrétion de ce secteur grâce la présence d'une jetée à son extrémité qui intercepte le transport sédimentaire littoral. Cette vulnérabilité reste modérée en raison des risques élevés d'inondation et de la nature fragile du littoral (sédiments non consolidés).

6.4 Secteur de Paspébiac

L'IVC de ce secteur présente des valeurs comprises entre 5 et 85 avec des modes à 11, 16, 61 et 85 (figure 6.8). Seulement 28 % du littoral de ce secteur se caractérise par une vulnérabilité faible et correspondent à des falaises rocheuses ayant des élévations supérieures à 20 m (figure 6.9). Tout le reste du secteur présente une vulnérabilité modérée.

Les valeurs d'IVC les plus élevées se rencontrent au niveau de la barrière orientale du barachois, ainsi que sur une portion de plage d'environ 400 m localisée directement à l'ouest de l'épi de la « plage à Norbert ».

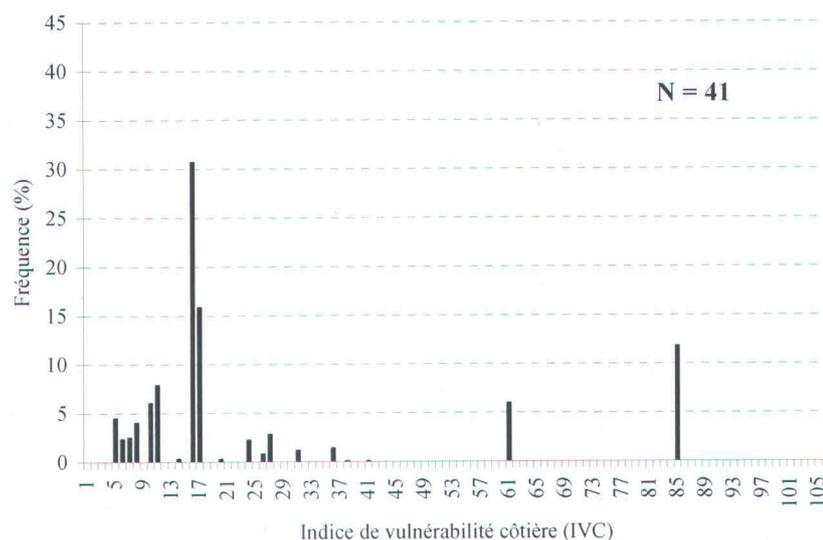


Figure 6.8 – Histogramme des fréquences des IVC (secteur de Paspébiac).

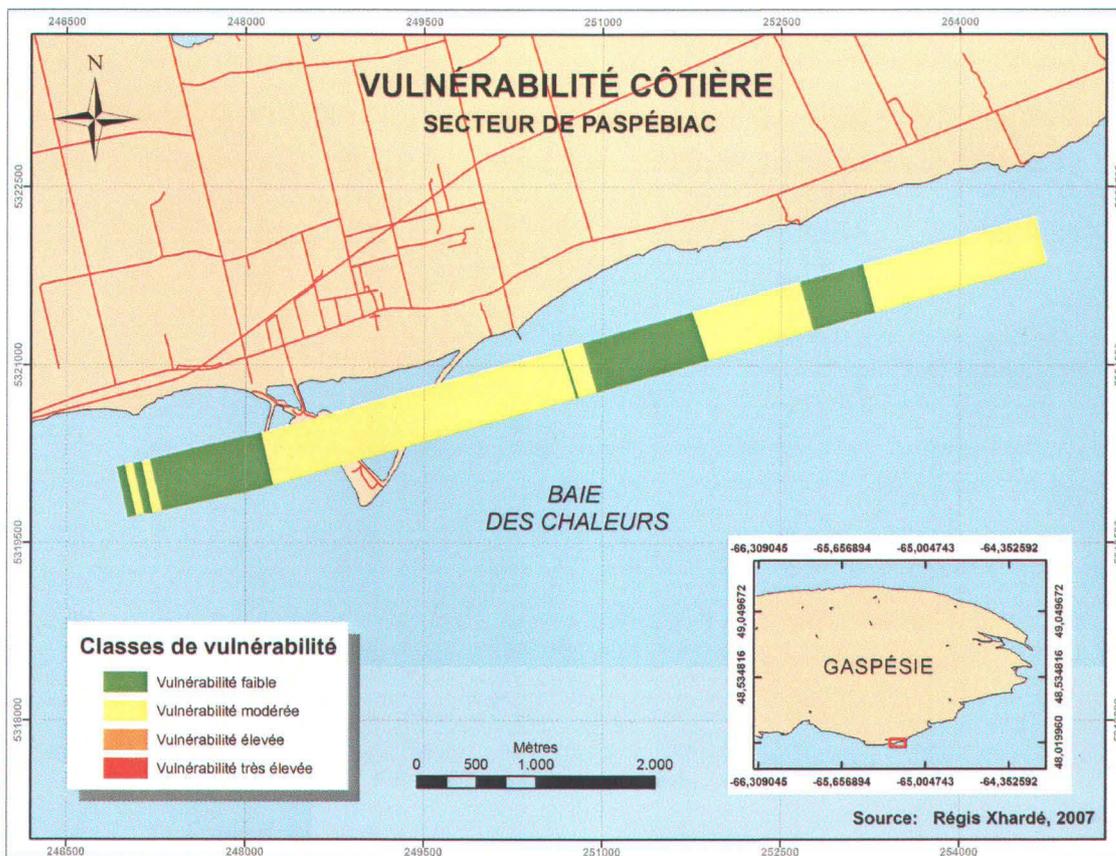


Figure 6.9 – Carte de vulnérabilité côtière du secteur de Paspébiac.

Ces IVC élevés sont dûs aux taux d'érosion particulièrement importants observés dans ces zones ($> 1\text{m/a}$) auxquels se combinent une élévation de terrain particulièrement faible ($< 5\text{ m}$) et la présence d'un chenal de marée très instable et très mobile.

6.5 Secteur de Saint-Godefroi – Shigawake

L'IVC de ce secteur varie entre 9 et 75 avec des modes marqués à 16, 20 et 36 (figure 6.10). Environ 88 % du littoral présente une vulnérabilité modérée (figure 6.11). Seuls 5 zones de dimensions restreintes, leurs longueurs n'excédant pas 400 m, se caractérisent par une vulnérabilité faible. Pour 2 de ces zones, cette vulnérabilité réduite est due à l'élévation importante des falaises ($> 20\text{ m}$) qui réduisent les risques liés aux inondations (zones *d* et *e* sur la figure 6.11).

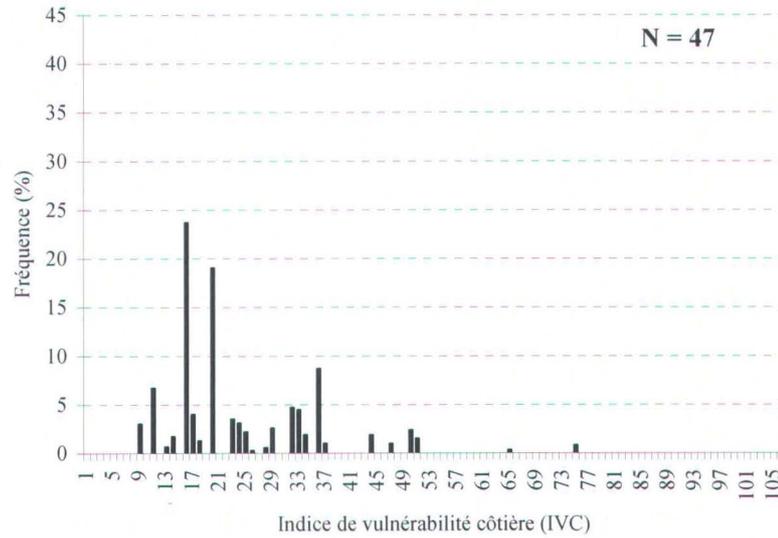


Figure 6.10 – Histogramme des fréquences des IVC (secteur de Saint-Godefroi – Shigawake).

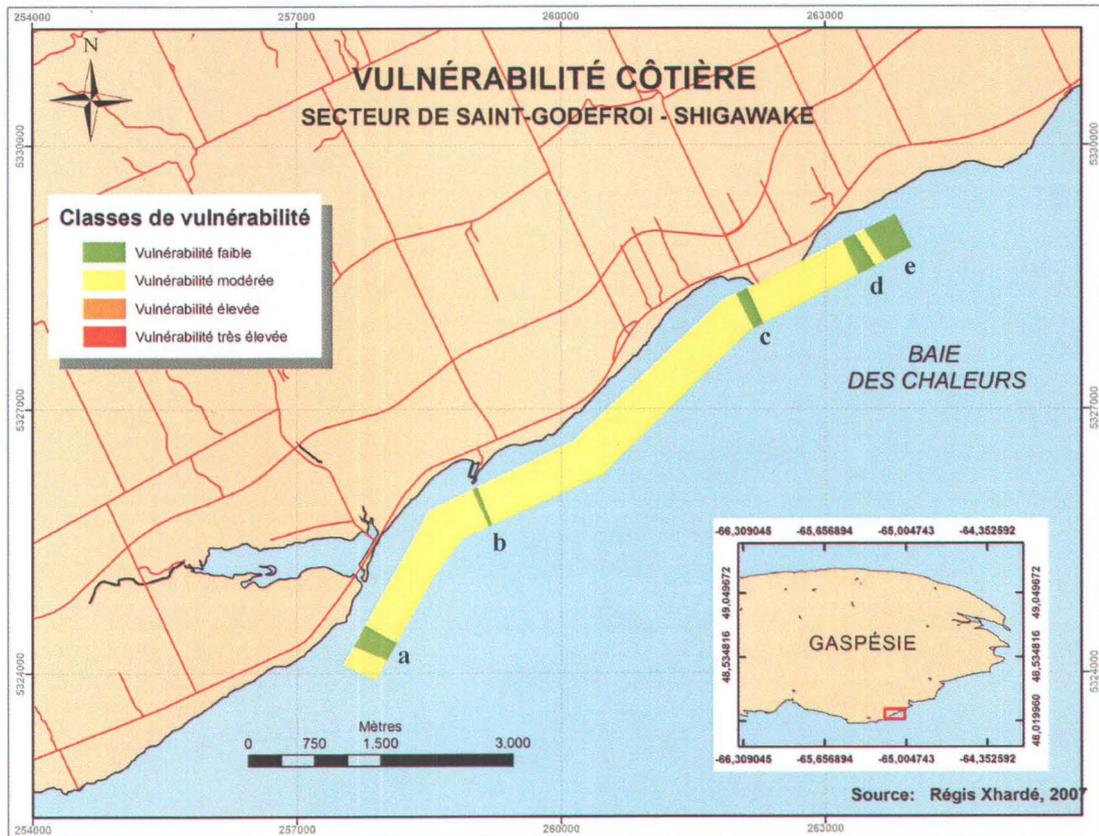


Figure 6.11 – Carte de vulnérabilité côtière du secteur de Saint-Godefroi – Shigawake.

Deux autres zones présentent une vulnérabilité restreinte en raison de la présence de protections à leur base (zones *a* et *c*) ou de l'exposition très réduite de leur base à l'action des vagues même lors des grandes marées ou des tempêtes (zone *b*).

Les IVC les plus élevées correspondent, quant à eux, à des talus ou des falaises rocheuses exposés quotidiennement à l'action des vagues et présentant des encoches basales bien développées et une ou plusieurs failles (figure 6.12).



Figure 6.12 – Zone présentant un des IVC les plus élevés du secteur de Saint-Godefroi – Shigawake. *Vue vidéographique oblique (source : GÉO-3D Inc.).*

6.6 Secteur de Pabos

L'IVC de ce secteur varie entre 9 et 88 avec des modes marqués à 20, 41 et 56 (figure 6.13). Près de 92 % de ce littoral se caractérise par une vulnérabilité modérée (figure 6.14). Seules 3 portions de côtes de taille relativement faible (75 m, 25 m et 250 m) sont classées comme ayant une vulnérabilité faible en raison d'une stabilité de pente légèrement supérieure au reste de la côte. Il faut cependant noter que cette différence de vulnérabilité est faible, les IVC de ces zones se trouvant en fait à la limite de ces deux classes.

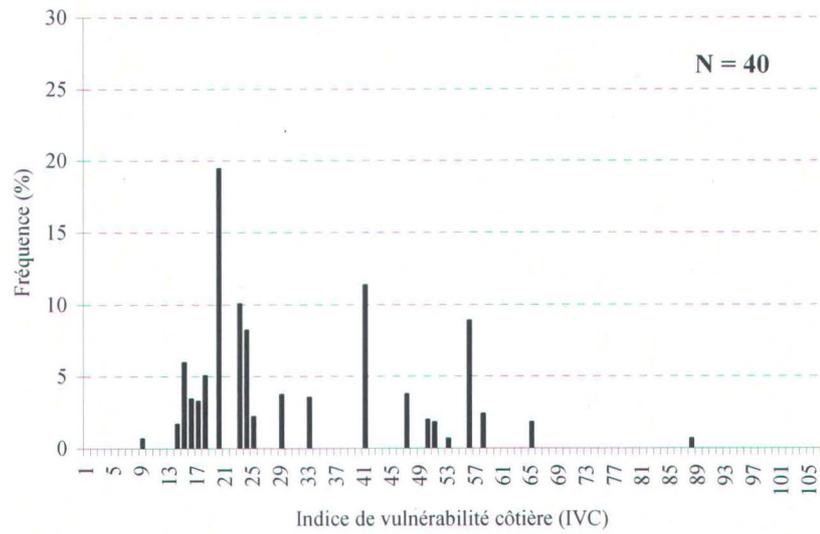


Figure 6.13 – Histogramme des fréquences des IVC (secteur de Pabos).

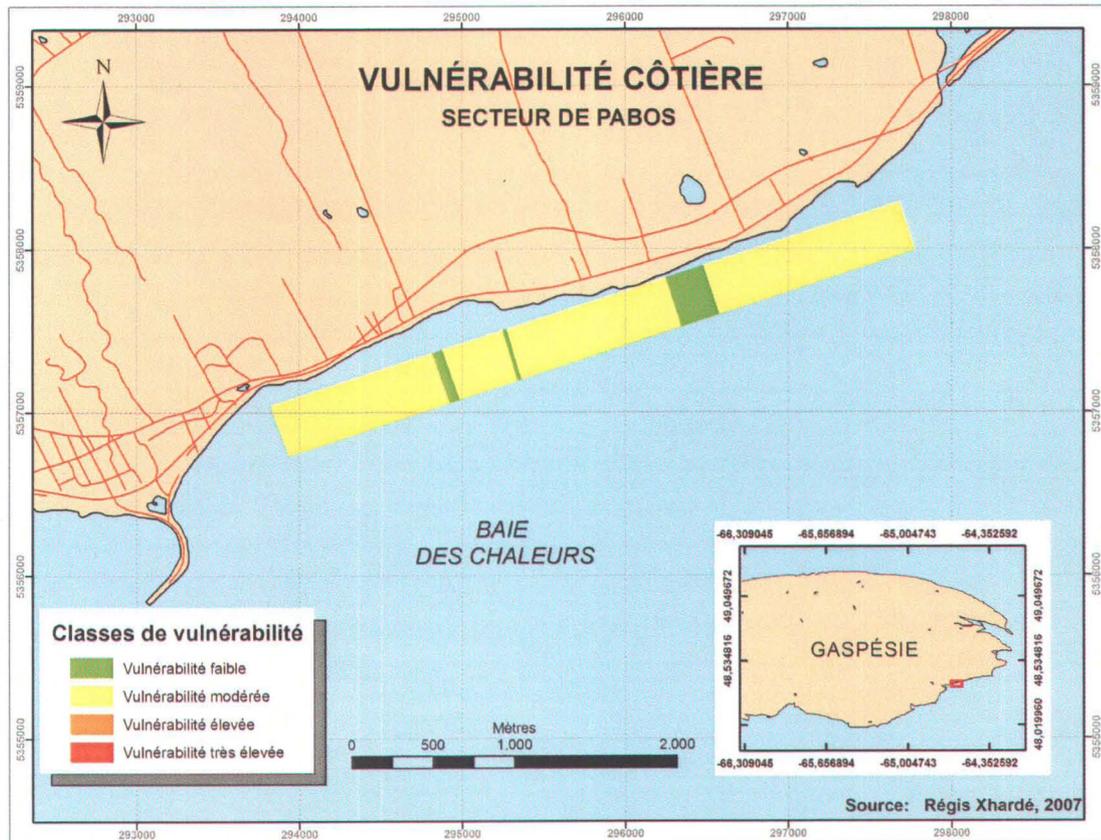


Figure 6.14 – Carte de vulnérabilité côtière du secteur de Pabos.

Enfin, l'IVC le plus élevé correspond ici à une petite falaise de grès bordant une faille assez importante et dont la base, exposée quotidiennement à l'action des vagues, montre une encoche d'érosion très profonde (figure 6.15).

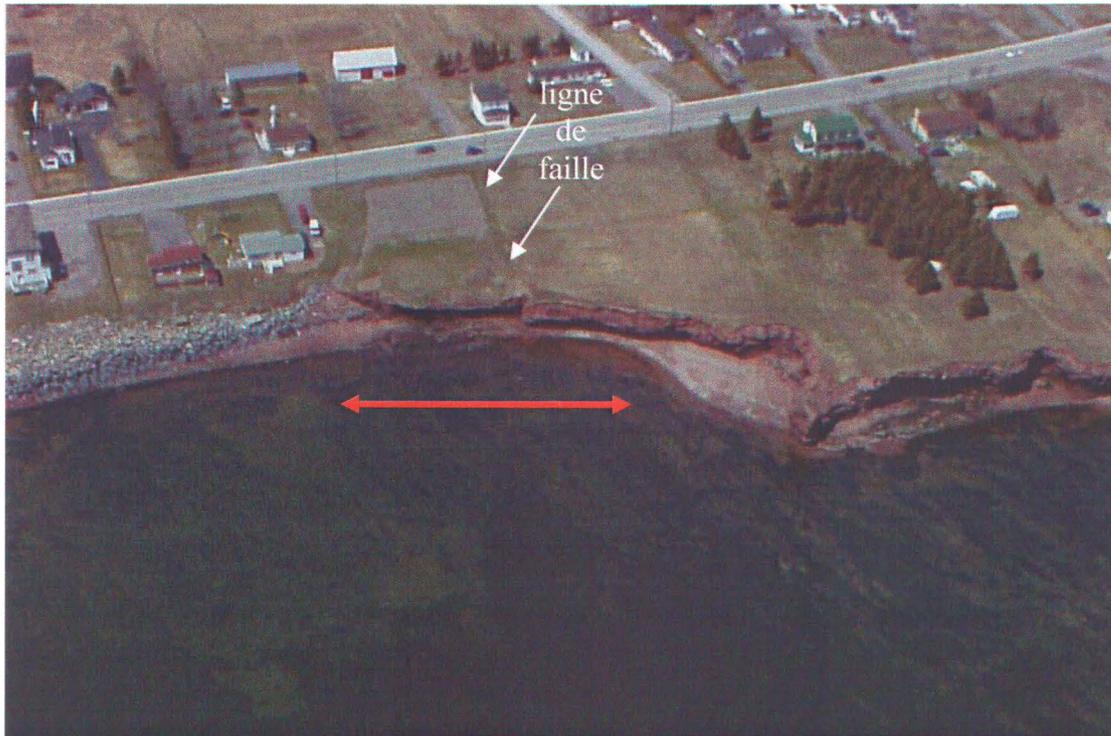


Figure 6.15 – Zone présentant l'IVC le plus élevé du secteur de Pabos. Cette zone cumule une base particulièrement exposées aux vagues, une encoche profonde et la proximité d'une faille. Vue vidéographique oblique (source : GÉO-3D Inc.).

6.7 Secteur de l'Anse-à-Beaufils

L'IVC de ce secteur varie entre 10 et 81 avec des modes marqués à 26, 31, 51 et 81 (figure 6.16). L'essentiel de ce littoral (près de 92 %) est là encore caractérisé par une vulnérabilité modérée (figure 6.17) comme l'indiquent clairement les modes. Seules 3 zones présentent une vulnérabilité faible et correspondent à des falaises de roches sédimentaires particulièrement élevées (> 30 m), ce qui a pour effet de réduire considérablement les risques liés aux inondations et aux débordements de tempêtes.

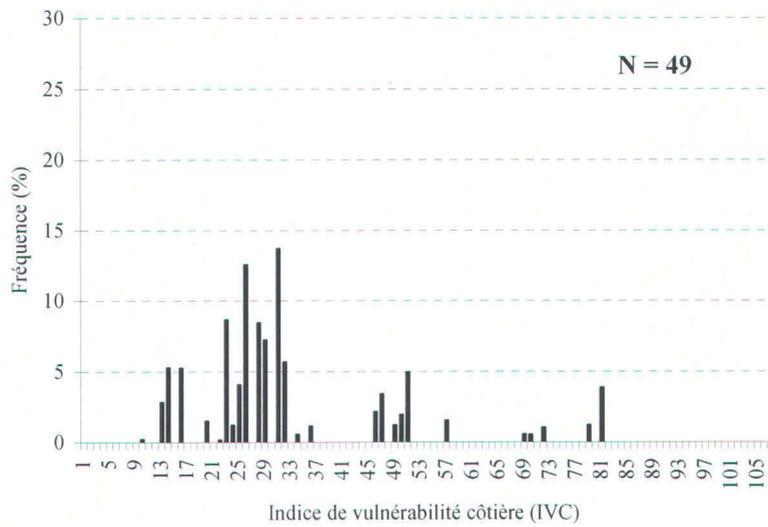


Figure 6.16 – Histogramme des fréquences des IVC (secteur de l’Anse-à-Beaufils).

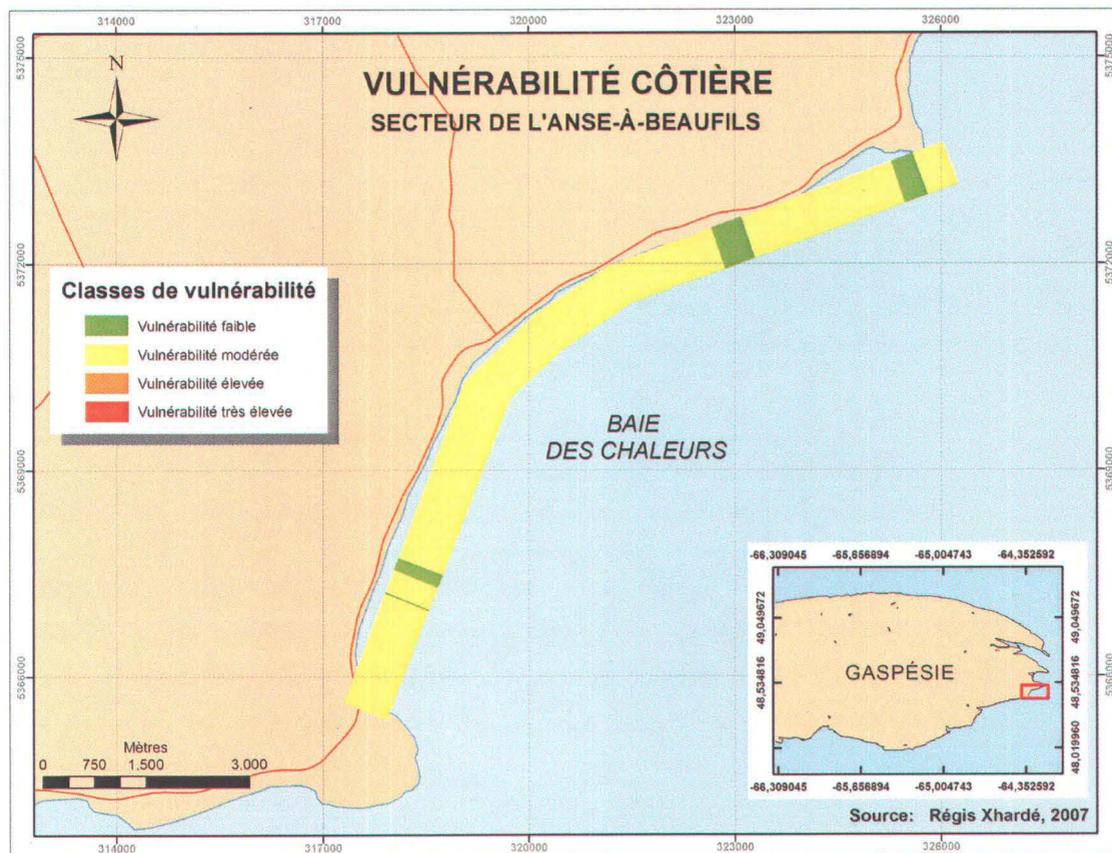


Figure 6.17 – Carte de vulnérabilité côtière du secteur de l’Anse-à-Beaufils.

Les 2 IVC les plus élevés se rencontrent, pour leur part, le long de 2 portions de côte présentant des caractéristiques très différentes. La première (IVC de 80) correspond à la zone des roches calcaires du Cap Blanc qui constitue la limite nord de ce secteur. Cet IVC élevé résulte du fait que cette falaise, dont les strates de calcaire présentent un pendage vertical ou sub-vertical particulièrement instable, est exposée en permanence à l'action des vagues à sa base et fragilisée par plusieurs failles importantes à son sommet (figure 6.18). La seconde zone (IVC de 79) correspond à une portion d'environ 200 m de talus peu élevés et faiblement consolidés situés entre l'embouchure du ruisseau et la jetée sud du port de l'Anse-à-Beaufils. Leur base est soumise quotidiennement à l'action des vagues et montre une encoche d'érosion marquée tandis que leur pente ne présente qu'une stabilité modérée (35 % à 60 %). Tout cela contribue ainsi à accroître la vulnérabilité de cette zone.

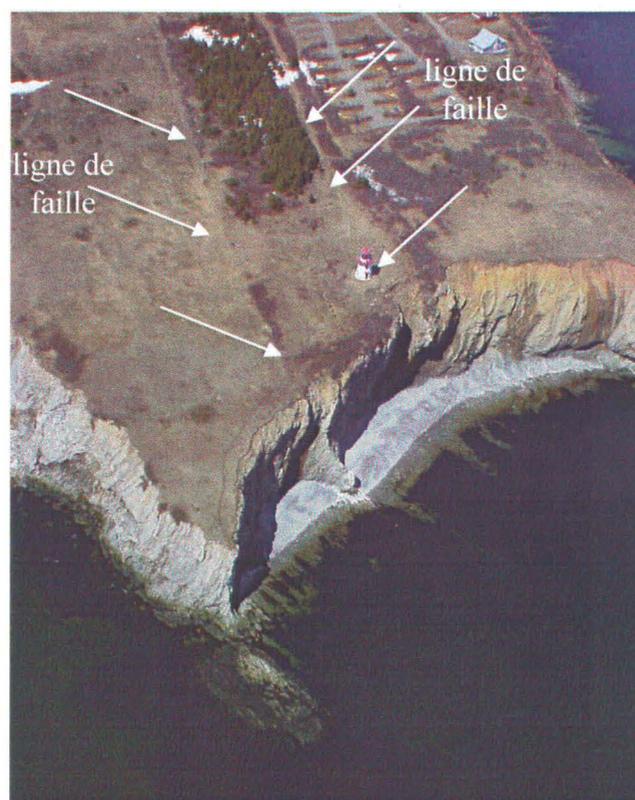


Figure 6.18 – Zone présentant l'IVC le plus élevé du secteur de l'Anse-à-Beaufils. Cette zone se caractérise par de hautes falaises de calcaire présentant un pendage vertical et dont la base est soumise en permanence à l'action des vagues. C'est également là que se trouvent deux des principales failles du secteur. Vue vidéographique oblique (source : GÉO-3D Inc.).

6.8 Secteur de la Malbaie

L'IVC de ce secteur varie entre 15 et 83 avec des modes marqués à 17 et 54 (figure 6.19). La plus grande partie de ce littoral (plus de 93 %) est là encore caractérisé par une vulnérabilité modérée (figure 6.20). Une seule zone, d'environ 600 m de long, présente une vulnérabilité faible et correspond à une zone de plage protégée et considérée comme légèrement moins vulnérable à l'érosion que la barrière sableuse qui la prolonge au nord ou les talus non protégés qui la bordent au sud.

L'IVC le plus élevé (IVC = 83) correspond à l'embouchure de la rivière Malbaie, dans la partie nord du secteur. Cette zone cumule en effet des risques importants d'inondation en raison de sa faible élévation (< 5 m), des risques liés à la présence du chenal qui accentue l'érosion des plages situées de part et d'autre, ainsi que des risques d'érosion de l'arrière-plage, constituée essentiellement de dune (pour la barrière) et de talus meubles (pour la plage), lors des marées de vives-eaux et des tempêtes.

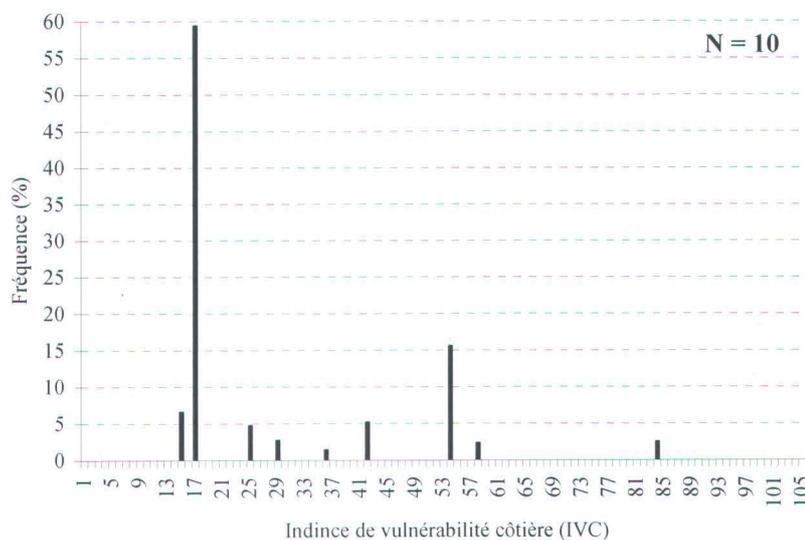


Figure 6.19 – Histogramme des fréquences des IVC (secteur de la Malbaie).

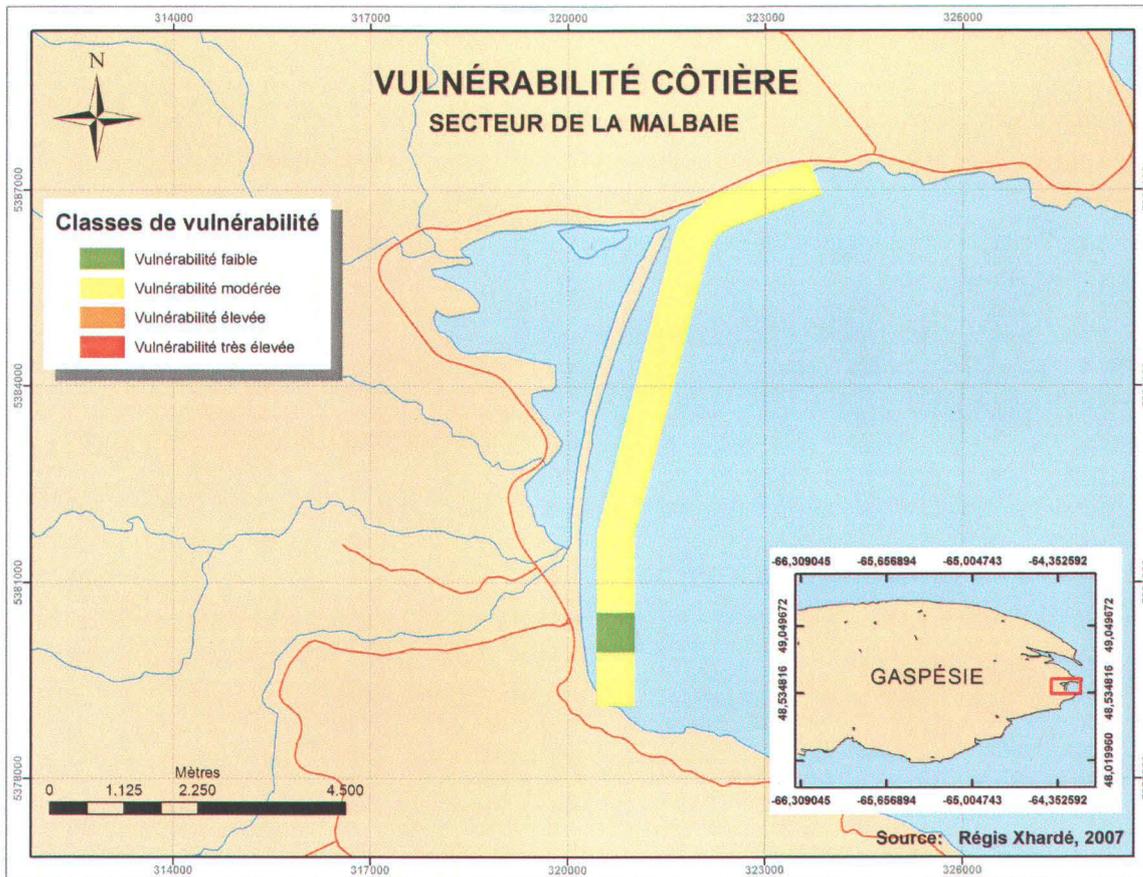


Figure 6.20 – Carte de vulnérabilité côtière du secteur de la Malbaie.

6.9 Secteur de Percé-Pointe-Saint-Pierre

L'IVC de ce secteur varie entre 10 et 58 avec un mode marqué à 14 (figure 6.21). La majorité de ce littoral (près de 68 %) se caractérise par une vulnérabilité faible (figure 6.22) comme le montre clairement l'existence du premier mode. Cela est dû à la nature des côtes, constituées dans ce secteur de hautes falaises (20 m à 30 m) de conglomérats de la formation de Malbaie. Cette formation se caractérise par des taux de recul moyens plus faibles que les grès de la formation de Bonaventure (quelques cm/an pour les premiers contre quelques dizaines de cm/an pour les second) et donc par une plus grande résistance à l'érosion.

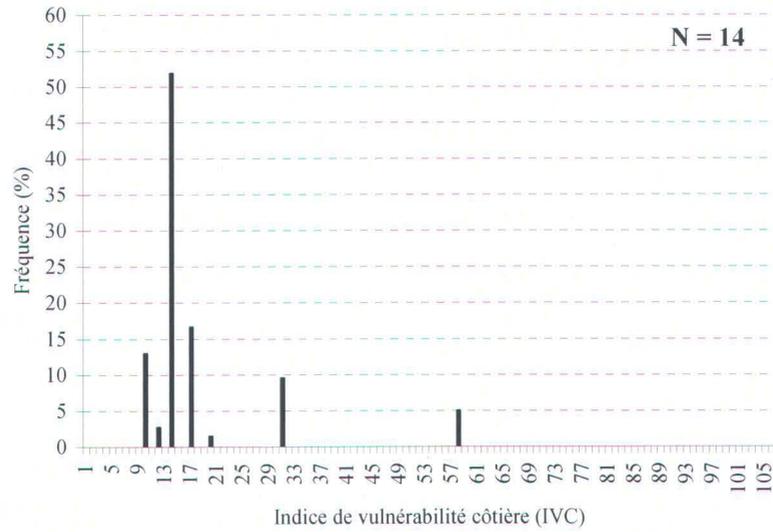


Figure 6.21 – Histogramme des fréquences des IVC (secteur de Percé-Pointe-Saint-Pierre).

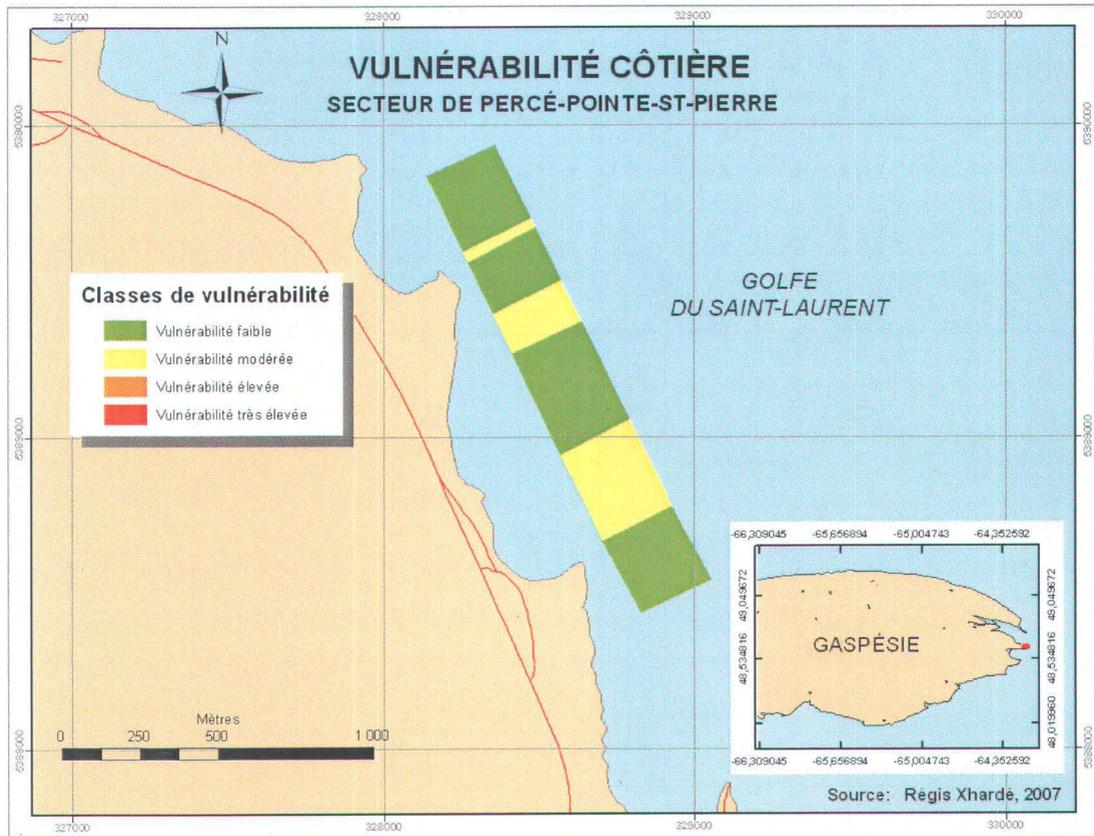


Figure 6.22 – Carte de vulnérabilité côtière du secteur de Percé-Pointe-Saint-Pierre.

Quelques zones, couvrant environ 32 % du littoral de ce secteur, présentent cependant une vulnérabilité modérée. Il s'agit principalement du fond de la première baie et d'une partie de la Pointe Hurly. La première zone est constituée de dépôts meubles facilement érodés et de faible élévation tandis que la seconde, bien que constituées essentiellement de conglomérats, présente une série de fractures dans la partie sommitale qui fragilisent l'ensemble et augmentent les risques d'éboulements de ce secteur. Il faut enfin mentionner l'existence de deux autres zones, bien que de dimensions plus réduites (environ 25 m chacune), présentant également un risque modéré. Elles correspondent à de petites portions de falaises plus petites et dont la base est exposée quotidiennement à l'action des vagues.

6.10 Discussion

D'après ce qui précède, tout les littoraux des sites étudiés se répartissent donc en seulement 2 catégories : les côtes de faible vulnérabilité (18,4 %) et les côtes de vulnérabilité modérée (81,6 %). De tels résultats peuvent sembler surprenants au premier abord, surtout lorsqu'on connaît les nombreux problèmes que rapportent les municipalités et le Ministère des Transports du Québec dans ces secteurs (cf. chapitre 1).

Pourtant les différents paramètres géologiques, géomorphologiques et hydrodynamiques de ces secteurs ne présentent rien d'exceptionnels et se révèlent en général dans la moyenne. Ainsi les marnages et les conditions de vagues dans la baie des Chaleurs correspondent à des énergies relativement faibles avec des marnages inférieurs à 1,9 m et des hauteurs de vagues n'excédant pas 3,5 m, excepté pour les sites de l'Anse-à-Beaufils, de La Malbaie et de Percé-Pointe-Saint-Pierre qui sont exposés aux houles du golfe du Saint-Laurent et peuvent être soumis à des vagues de 6,9 m.

La nature des côtes ne présente pas non plus de risques particulièrement élevés, l'essentiel des littoraux étant formé de petites et de moyennes falaises rocheuses qui, bien qu'étant fréquemment soumises à l'action des vagues, ne présentent que des taux de recul annuels moyens d'environ -0,17 m/an (*Logimer, 1984*).

Si ces taux peuvent être localement plus importants, ils restent en général compris entre quelques centimètres par année pour les roches résistantes comme les conglomérats et quelques dizaines de centimètres par an pour les grès de la formation de Bonaventure (de -0,17 m/a à -0,55 m/a selon Logimer (1984), -0,24 m/a selon Daigneault (2001), -0,36 m/an selon Reid et al. (1990) et de -0,02 m/a à -0,57 m/a selon les relevés d'arpentage du MTQ dans le secteur de l'Anse-à-Beaufils). Les taux de recul estimés ou mesurés dépassent donc rarement -0,5 m/an, ce qui correspond à des taux d'érosion relativement modérés comparé à d'autres falaises, telles celles de l'Arctique, dans l'ouest du Canada, où des taux de recul moyens de 1 à 2 m/a sont courants, ceux-ci pouvant même atteindre 18 m/a par endroits (Harper, 1990 ; Rachold et al., 2000).

Même les littoraux plus vulnérables tels les talus, les plages et les îles-barrières ne présentent pas de taux de recul particulièrement exceptionnels, si l'on excepte la cordon oriental du barachois de Paspébiac (-3 m/a). Le taux de recul annuel moyen des talus est ainsi estimé à -0,36 m/a (Logimer, 1984). Quant aux plages, les taux varient entre une érosion ou une accrétion de quelques dizaines de centimètres par an selon leur exposition (+1,5 m/a pour le cordon ouest du barachois de Bonaventure (Logimer, 1984) ; +1,1 m/a pour le cordon ouest de Paspébiac (Bergeron, 1995) ; -0,48 m/an pour la flèche est du barachois de Saint-Godefroi (Poirier, 2003a)).

A cela, il faut aussi ajouter la présence de nombreux ouvrages protecteurs qui, bien qu'ayant des répercussions négatives sur le profil de la plage et de l'avant-plage ainsi que sur le bilan sédimentaire de la côte, permettent de stabiliser localement le trait de côte et contribuent donc à une réduction temporaire de la vulnérabilité de l'arrière-plage à cet endroit.

Il apparaît donc que les risques élevés observés sur ces secteurs ainsi que les nombreux problèmes qui en découlent sont causés essentiellement par la grande proximité des infrastructures humaines et non pas par une vulnérabilité particulièrement élevée du littoral bien que la plupart des stocks sédimentaires de la région soient essentiellement fossiles et que leur contribution à la dynamique sédimentaire reste faible (Long, 2006).

Les résultats de la présente étude sont, de plus, en accord avec les résultats de Shaw et al. (1998) qui indiquait que les côtes de la région de la baie des Chaleurs présentaient une vulnérabilité généralement modérée. Il semble cependant exister un décalage dans la définition de la vulnérabilité entre cette étude et celle de Shaw (1998), les secteurs considérés ici comme à faible risque étant considérés comme modérés par Shaw et ceux à risque modéré étant considérés comme à risque élevé par ce dernier. Cette sous-estimation apparente de la vulnérabilité côtière en Gaspésie peut cependant s'expliquer par le fait que la présente étude prend en considération l'existence d'ouvrages de protection, ce qui n'était pas le cas pour celle de Shaw et al. (1998), et devrait donc mieux refléter la vulnérabilité côtière réelle des secteurs considérés.

Il est cependant indéniable que l'indice développé ici, dans sa forme actuelle, ne permet pas une description optimale de la variabilité locale de la vulnérabilité côtière. Cela est dû principalement au fait que l'indice de cette étude, tout comme ceux de Shaw et al. (1998) et Gornitz et al. (1994), a été développé afin de prendre en compte une large gamme de roches et d'environnements côtiers (tableaux XXXI et XXXII) et de permettre ainsi de l'utiliser aussi bien pour des côtes polaires, sub-polaires, tempérées ou tropicales. Mais cela nécessite de recourir à des classes de risques fort générales pour chaque paramètre. Ainsi, par exemple, le paramètre « géologie » intègre seulement les grandes classes de roches (plutoniques, métamorphiques, sédimentaires...) sans tenir compte des différences qu'il peut exister au sein même d'une catégorie de roches. Or, les calcaires, les grès sains, les grès altérés et les conglomérats par exemple ne répondent pas de la même manière à l'érosion côtière bien qu'ils appartiennent tous à la catégorie des roches sédimentaires et à la classe de risque 3.

C'est pourquoi, afin de mieux décrire la variabilité de la vulnérabilité côtière à l'échelle locale, et cela sans risquer de développer une échelle de vulnérabilité trop spécifique et ne pouvant plus être transposée à d'autres régions, il serait intéressant dans le futur d'étendre l'échelle de risques à 10 ou 15 classes au lieu des 5 classes actuelles afin de pouvoir prendre en compte une plus grande diversité de roches et d'environnements côtiers, ce qui se traduirait alors par une description plus fine, plus détaillée, de la vulnérabilité côtière.

Il faut cependant remarquer que tous ces indices, y compris celui de cette étude, ne peuvent échapper à une certaine spécificité même si le choix des paramètres se veut le plus général possible. Ainsi, l'indice que Gornitz et al. (1994) a développé pour les côtes américaines de l'Atlantique, bien qu'il prenne en compte aussi bien les environnements géomorphologiques glaciaires (fjords, dépôts glaciaires) que les environnements tropicaux (récifs coralliens), repose également sur un certain nombre de variables typiquement tropicales (probabilité d'occurrence des ouragans, vitesse de progression, intensité des cyclones, etc.) qui rendent difficile son application tel quel à d'autres latitudes.

Dans la plupart des cas, cependant, ce n'est pas le choix des paramètres de l'indice qui reflète la spécificité de l'indice de vulnérabilité, mais bien la classification du paramètre sur l'échelle de risques. Ainsi, par exemple, tous les indices prennent en considération les environnements formés de dépôts glaciaires. Mais les indices développés pour les côtes américaines (Gornitz et al., 1994 ; Thierler et Hammar-Klose, 1999, 2000a, 2000b) ne classent les dépôts glaciaires qu'en risque modéré (tableau XXXI) tandis que les indices développés pour le Canada (Shaw et al., 1998, la présente étude) classent les dépôts englacés dans les côtes à risque très élevé. De même, les récifs coralliens sont considérés comme à risque modéré par Gornitz et al. (1994), à risque très élevé par Thierler et Hammar-Klose (1999, 2000a, 2000b) et ne sont pas pris en considération par les indices canadiens (Shaw et al., 1998 ; la présente étude). En outre, le risque présenté par un certain taux de recul annuel n'est pas perçu de la même manière d'une région à l'autre. Ainsi, un recul de - 1 m/an est considéré comme un risque modéré pour les côtes américaines (tableau XXXI) alors qu'il est considéré comme un risque élevé ou très élevé pour les côtes canadiennes (Shaw et al., 1998 ; la présente étude).

Au vu de ce qui précède, il apparaît donc que chaque indice existant, y compris celui développé dans cette étude, est conçu pour pouvoir être appliqué tel quel à un large éventail de côtes, mais que son utilisation reste cependant restreinte à certaines régions géographiques spécifiques et qu'un indice donné peut difficilement être appliqué à d'autres régions sans une adaptation de son échelle de risques.



Chapitre 7. Discussion générale

Au cours de cette recherche doctorale, l'analyse des données collectées lors des deux campagnes aériennes de mesure a permis de mettre en évidence d'importantes différences entre les deux systèmes de mesure utilisés, et cela tant au niveau de leurs précisions que de leurs applications potentielles. Sur la base de ces spécificités, une méthode de calcul permettant d'évaluer la vulnérabilité côtière à court et moyen termes et à grande échelle a été proposée. Cette méthode intègre les données provenant de ces deux sources d'information et vise à tirer avantage de leur complémentarité. Un indice de vulnérabilité côtière prenant en considération les risques à court et moyen termes liés à l'érosion côtière, les risques d'inondation et les risques d'éboulements et de glissements de terrain a ainsi été développé en fonction de certains paramètres pouvant être obtenus grâce à ces deux techniques.

Bien que chacun de ces points ait déjà été développé et discuté individuellement dans les chapitres précédents, il semble bon de conclure cette étude par une discussion d'ordre plus général permettant une remise en contexte des différents résultats présentés jusqu'à présent.

7.1 Limites et applications des techniques LiDAR et vidéogrammétrie

Les limites d'application du LiDAR et de la vidéogrammétrie aérienne à haute définition, ainsi que leurs précisions et leurs exactitudes respectives, ont tout d'abord été déterminées pour une large gamme d'environnements côtiers. Plusieurs points ressortent de cette première partie de l'étude.

- 1) Malgré des conditions de vol non optimales, la vidéogrammétrie offre une précision et une exactitude planimétriques semblables à celles des méthodes photogrammétriques traditionnelles. Les erreurs horizontales mesurées sont comprises entre 1 m et 2 m

sans procédure d'orientation manuelle et entre 0,5 m et 1 m avec une orientation absolue manuelle.

- 2) Les erreurs altimétriques du système vidéogrammétrique testé dans cette étude se révèlent très élevées, que ce soit avec ou sans procédures d'orientation. Elles sont généralement comprises entre 10 m et 11 m sans procédure d'orientation et entre 2,5 m et 4,5 m avec une orientation absolue manuelle. Théoriquement, ces erreurs devraient être réduites par 4 si la hauteur de vol de l'appareil est choisie de façon optimale pour ce système (150 m à 250 m environ).
- 3) Le recours à la vidéogrammétrie aérienne semble préférable lorsque les applications nécessitent une bonne précision planimétrique et une précision verticale modérée à faible. Parmi les principales applications potentielles se trouvent ainsi :
 - la cartographie thématique (classification des sols, des cultures, etc.),
 - le suivi et la gestion d'infrastructures humaines (routes, lignes électriques, etc.),
 - la planification et la préparation de projets de construction (l'utilisation des mosaïques vidéographiques à haute résolution constitue un outil de visualisation intéressant),
 - le recul des côtes à moyen et long terme.
- 4) Le LiDAR offre, pour sa part, une précision et une exactitude planimétrique estimée entre 13 cm et 30 cm.
- 5) La précision altimétrique du LiDAR est, quant à elle, de l'ordre de 6 cm. Par contre, l'exactitude verticale du système varie en fonction de la pente du terrain considéré. Celle-ci est de 15 cm en moyenne pour les plages mais de 61 cm pour les falaises.
- 6) Les systèmes altimétriques laser révèlent leurs limites dans les falaises, en particulier en présence de profils verticaux ou sub-verticaux, d'encoches d'érosion et de

surplombs. Ces limitations se traduisent essentiellement par une baisse du nombre de mesures laser collectées dans ces environnements et, par conséquent, par une baisse de la résolution spatiale des MNT générés à partir de ces données. Cette baisse a été quantifiée en fonction de la pente du terrain, le nombre de mesures laser passant de 1,1 point/m² pour des pentes inférieures à 50° à moins de 0,4 points/m² pour des pentes de plus de 70°. Cette densité dépend principalement de la résolution spatiale du système ainsi que de la distance horizontale le séparant de la paroi rocheuse à relever. Les distances offrant la meilleure couverture de tels environnements ont été estimées à environ 35 m et 70 m pour le système utilisé dans cette étude.

- 7) Les encoches et les surplombs, quant à eux, ne peuvent être couverts que lorsque le rapport hauteur/profondeur du surplomb est inférieur à la tangente de l'angle d'incidence du laser, lui-même déterminé par les paramètres de vol (hauteur de vol et distance à la côte), la configuration du système LiDAR (angle d'incidence maximal de 15° à 45° pour les modèles les plus récents) et la localisation du surplomb dans la falaise (élévation du bord supérieur du surplomb).
- 8) Le recours au LiDAR aéroporté se révèle particulièrement intéressant pour collecter rapidement de grandes quantités de données topographiques sur de larges portions de territoire avec des exactitudes de l'ordre de 5 cm à 60 cm et une densité de couverture de 4 à 10 mesures par 10 m². Parmi les applications potentielles de cette technique se trouvent de nombreuses applications topographiques telles que le suivi annuel ou interannuel des côtes, de leur dynamique sédimentaire, de l'érosion, du couvert végétal, les études d'impact et l'évolution de la géomorphologie côtière, etc.

7.2 Complémentarité des techniques LiDAR et vidéogrammétrie

Au vu de ces résultats, il apparaît donc clairement que les techniques LiDAR et vidéogrammétrie ont des domaines d'applications différents, la première concernant principalement le domaine de la topographie tandis que la seconde permet, entre autres, une caractérisation des sols et des environnements ainsi que leur cartographie en 2D.

Par conséquent, loin d'être des techniques de relevés concurrentes comme on pourrait le penser au premier abord, les données LiDAR et vidéogrammétriques se révèlent être complémentaires, les avantages de chaque technique compensant les limites de l'autre.

Ainsi, comme cela a été mentionné à la section §2.2.1, les méthodes d'analyse photogrammétriques nécessitent, lors de la procédure d'orthorectification, l'utilisation de MNT afin de tenir compte des variations de relief et d'éliminer les distorsions de l'image en résultant. Or, de tels MNT sont bien souvent difficiles à obtenir avec une précision et une résolution spatiale satisfaisantes. Par conséquent, le recours à des MNT générés à partir de données altimétriques laser constituerait une solution très intéressante, ceux-ci offrant une précision, tant horizontale que verticale, et une résolution spatiale adéquates qui permettraient ainsi d'accroître la fiabilité des mesures photogrammétriques.

Les données photographiques et vidéographiques, quant à elles, complètent très bien les données altimétriques LiDAR. Jusqu'à il y a peu, celles-ci ne donnaient, en effet, aucune information, autre que l'altimétrie, à propos des terrains survolés. L'enregistrement de l'intensité des impulsions laser de retour a permis de compenser en partie ce manque d'information et des classifications sommaires d'occupation des sols ont depuis pu être faites à partir de cette nouvelle donnée (*Song et al., 2002 ; Beasy et al., 2005 ; Boucher et al., 2005 ; Brennan et Webster, 2005 ; Long et al., 2006 ; Boucher, 2007*). Boucher (2007) a notamment montré, dans le cadre d'une recherche de maîtrise complémentaire à cette recherche doctorale, qu'il était possible d'obtenir certains paramètres géotechniques, comme la teneur en eau ou la minéralogie, à partir de cette information (figure 7.1).

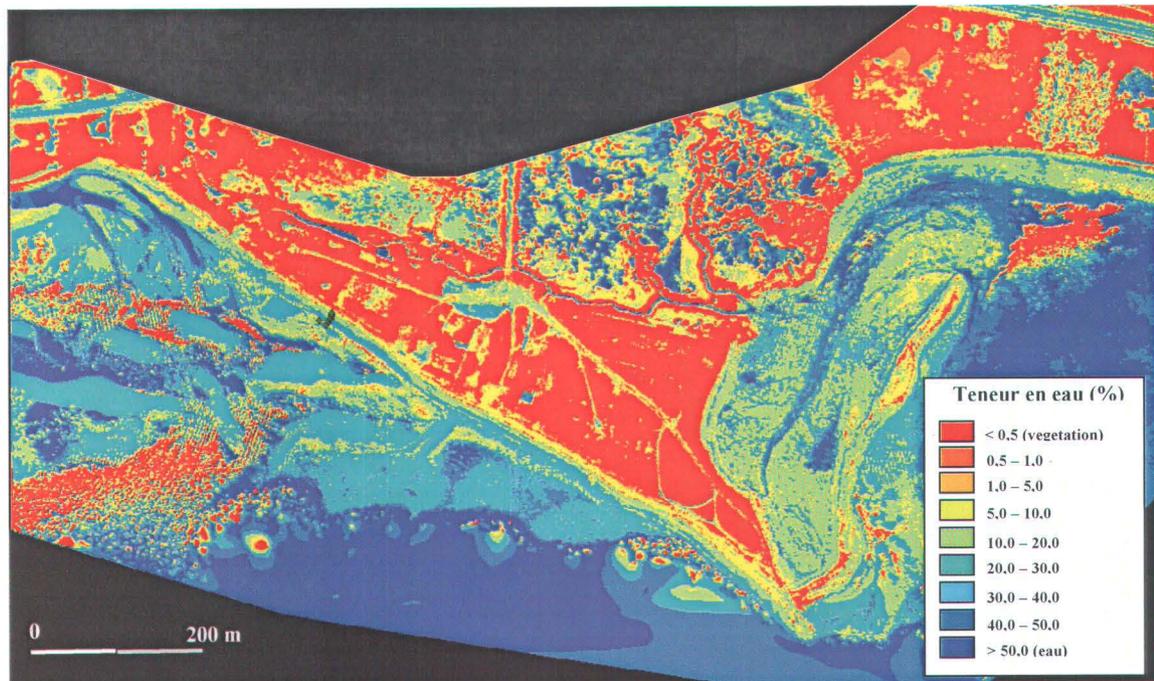


Figure 7.1 – Exemple de classification de terrain basée sur les données d'intensité de retour LiDAR. L'image du haut montre le MNI non classifié du marais intertidal de Saint-Siméon. L'image du bas montre la répartition des teneurs en eau pour ce site. (source : Boucher, 2007)

Les paramètres influençant l'intensité du signal laser de retour sont cependant nombreux. Boucher (2007) a pu en mettre en évidence au moins huit, à savoir : la teneur en eau, la granulométrie, la rugosité de surface, la compaction des sédiments, la porosité et l'altération de surface des roches, l'angle d'ouverture du faisceau, la température de la source d'émission et la morpho-topographie du littoral. Long et al. (2006) a également mis en évidence une influence de la lithologie sur l'intensité du signal de retour LiDAR. Par conséquent, à moins de disposer de terrains pour lesquels tout ces paramètres sont contrôlés et pouvant être utilisés pour l'étalonnage du système LiDAR, il ne semble pas possible de réaliser une quantification précise de tout ces paramètres à partir de la seule donnée d'intensité laser de retour.

Le recours à des données aériennes enregistrant dans d'autres bandes spectrales que celle du LiDAR (qui travaille habituellement dans le proche infrarouge) permettrait donc de croiser les informations concernant la réflectance des sols dans ces différentes longueurs d'onde et d'effectuer des analyses multi-bandes afin d'obtenir plus facilement certaines caractéristiques géologiques et géographiques des terrains comme la teneur en eau, la lithologie, l'occupation des sols, le stress hydrique de la végétation ou des cultures, etc.

L'utilisation combinée de données LiDAR et d'images aériennes avait déjà été envisagée par Schenk et Csathò (2002) et quelques études ont depuis été réalisées sur les possibilités de fusion entre des données altimétriques laser et des prises de vue aériennes ou des images hyperspectrales. Celles-ci portaient entre autres sur l'identification d'immeubles dans les environnements urbains (Zhou et al., 2004 ; Rottensteiner et al., 2005), la mesure des hauteurs individuelles d'arbres en foresterie (Suàrez et al., 2005) ou encore l'hydromorphologie des estuaires (Gilvear et al., 2004). Il faut également mentionner ici l'étude réalisée par Nault (2005) dans le cadre de ce projet qui a démontré la possibilité de combiner les données altimétriques laser à des données géologiques et stratigraphiques extraites des mosaïques vidéographiques afin de réaliser une modélisation 3D de certaines structures géologiques (failles, strates) dans les falaises marines au moyen du logiciel de représentation Gocad.

Néanmoins, aucune étude ne semble avoir encore été conduite sur les possibilités de fusion entre les données d'intensité LiDAR et les images aériennes ou hyperspectrales à des fins d'extraction d'informations géologiques et géotechniques.

Les problèmes de géoréférencement existants avec nos données vidéographiques ne nous ont cependant pas permis d'explorer cette voie, les erreurs de positionnement subsistant après les procédures de géoréférencement manuelles des images vidéographiques restant trop élevées (plusieurs mètres) pour permettre une fusion correcte entre les intensités laser et les bandes RVB des images aériennes. Quelques exemples de fusion entre des données altimétriques LiDAR et des images vidéographiques à haute résolution ont néanmoins été réalisées à des fins informatives et didactiques pour les ministères (figures 7.2 et 7.3). De telles fusions se révèlent être en effet des outils de représentation et de visualisation puissants pouvant être utilisés pour la gestion du littoral, la planification d'aménagements ou pour toute action informative, didactique, ou de relations publiques.

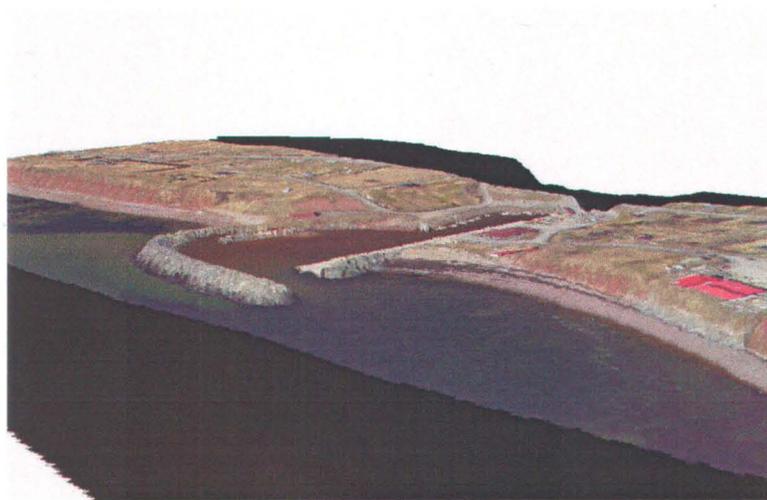


Figure 7.2 – Exemple de fusion de données altimétriques LiDAR et vidéographiques à haute résolution (port de l'Anse-à-Beaufils).

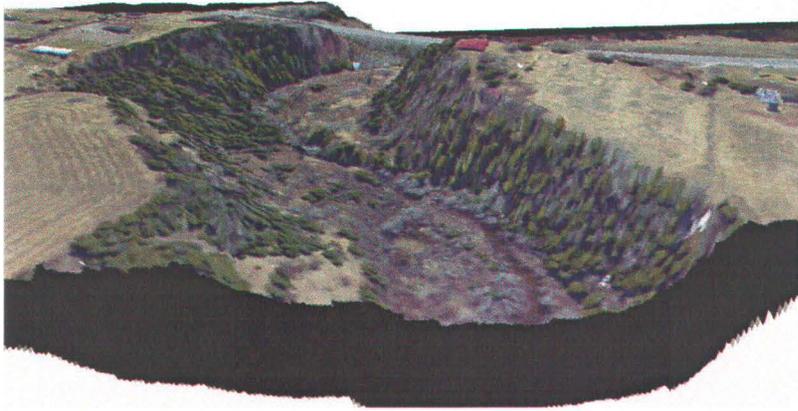


Figure 7.3 – Exemple de fusion de données altimétriques LiDAR et vidéographiques à haute résolution (lit de la rivière Shigawake). *L'exagération verticale de ce MNT est de 1,5.*

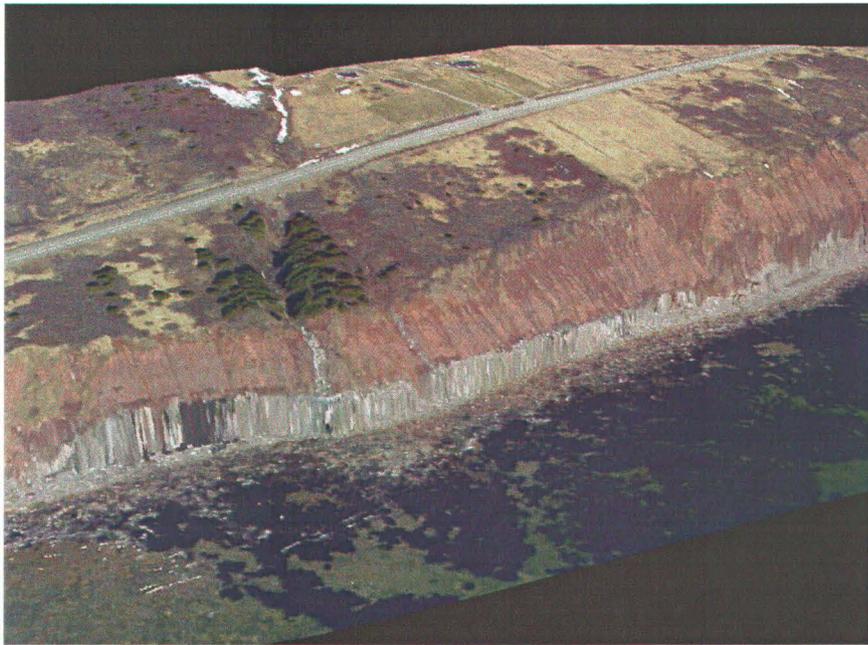


Figure 7.4 – Exemple de limitation lors de la fusion de données LiDAR et vidéographiques à haute résolution (secteur de l'Anse-à-Beaufils). *La partie inférieure des falaises présente un profil vertical qui n'est pas couvert par les prises de vue vidéographiques verticales. Par conséquent, lors de la fusion, une distorsion de l'image se produit, la zone de l'image correspondant à la plage de galets étant étirée et projetée sur la portion verticale de la falaise.*

Les environnements rocheux, et en particulier les falaises présentant des profils verticaux ou sub-verticaux, restent ici encore la principale limitation à de telles fusions. En effet, les parois verticales n'apparaissent généralement pas sur les images aériennes prises à la verticale. La projection de ces images sur un MNT de falaise va donc entraîner des distorsions et des décalages conduisant à une mauvaise représentation du système côtier (figure 7.4).

7.3 Vers une intégration de données multi-sources

Une méthode d'évaluation des risques naturels côtiers, combinant les deux sources d'informations précédentes et visant à tirer avantage de leur complémentarité, a été proposée au chapitre 5. L'objectif de cette méthode est de déterminer la vulnérabilité à court et moyen termes, et à grande échelle, des littoraux par rapport à l'érosion, aux risques d'inondation ainsi qu'aux risques d'éboulements et de glissements de terrain. Elle repose sur l'utilisation d'un certain nombre de variables quantitatives et semi-quantitatives. Parmi les 11 variables choisies, 9 se rapportent à des caractéristiques terrestres (géologiques, géomorphologiques ou géographiques) et 2 concernent des paramètres marins (hydrodynamiques).

Si les données fournies par le LiDAR et la vidéographie aérienne à haute résolution permettent d'obtenir des informations détaillées sur les 9 variables terrestres retenues dans cette étude, à l'exception peut-être de la géologie qui ne peut se passer de campagnes de terrain, ces deux méthodes apparaissent néanmoins insuffisantes pour fournir, à elles seules, tout les paramètres nécessaires à une description précise de la dynamique littorale et à une prédiction fiable des risques naturels côtiers. La complexité de la dynamique côtière et des processus d'érosion ainsi que leur diversité (terrestres, marins, climatiques) nécessitent le recours à d'autres types de données.

Le principal moteur de la dynamique côtière et des processus érosifs étant les vagues (Komar et Inman, 1970 ; Komar, 1976 ; Clark, 1979), le recours à des données marines apparaît impératif. Des informations comme les hauteurs, les périodes, les directions et

les fréquences d'occurrence des vagues, la fréquence des tempêtes et des surcotes, la hauteur de ces surcotes, sont autant d'éléments jouant un rôle important dans la dynamique du littoral. Ce sont ces paramètres qui déterminent, pour une grande part, les modifications subies par le trait de côte ainsi que la capacité du transport sédimentaire le long des côtes qui alimente les plages (outre la granulométrie et disponibilité des sédiments) (Komar, 1976).

Or ces informations sont bien souvent absentes ou fragmentaires en raison d'un manque de mesures régulières. C'est le cas pour notre site d'étude qui n'a fait l'objet d'aucune mesure ou suivi régulier des conditions hydrodynamiques alors que l'érosion y est suivie depuis de nombreuses années par les différents intervenants.

C'est pourquoi des simulations, basées sur des enregistrements réguliers et de longue durée des conditions de vents aux îles Miscou, dans le Golfe du Saint-Laurent, ont dû être utilisées dans cette étude. Mais de telles simulations sont bien souvent basées sur des relations empiriques ou des équations générales ou simplifiées qui ne permettent pas de reproduire la totalité des caractéristiques hydrodynamiques propres au secteur étudié. Une fois encore, seules des mesures *in situ* réalisées de façon régulière pendant une période de temps suffisamment longue permettraient de confirmer ou d'infirmer la fiabilité des simulations employées.

En outre, la dynamique sédimentaire côtière ne se limite pas au transport littoral pouvant être observé le long du rivage sur la partie supratidale du littoral. Il existe aussi de nombreux processus sédimentaires qui se déroulent sur la plage sous-marine. Parmi ceux-ci, on peut citer notamment le transport littoral sous-marin (longshore) et les échanges sédimentaires entre la côte et le large (cross-shore) responsables, entre autres, de la formation des barres d'avant-côte. Ces barres jouent un rôle important dans la dynamique côtière et la protection des côtes car elles ont pour effet d'atténuer l'énergie des vagues par déferlement, réduisant ainsi l'action érosive des vagues sur le rivage.

Si le LiDAR permet de mesurer avec précision les variations topographiques des plages et d'en déduire ainsi le bilan sédimentaire local, seules les composantes intertidale et supratidale de ce transport peuvent être mesurées. Toutes les composantes sous-marines de la dynamique côtière restent largement ignorées par les indices de vulnérabilité existants, y compris celui présenté dans cette étude puisque la majorité des données à notre disposition étaient des données terrestres et intertidales.

Tout comme pour les données hydrodynamiques discutées précédemment, il apparaît donc impératif d'inclure aux paramètres de risque actuellement utilisés des paramètres qui prendraient en considération la dynamique sédimentaire sous-marine. De telles données peuvent être obtenues au moyen de mesures *in situ* (par OBS ou traceur radioactif par exemple) ou par des relevés bathymétriques répétés, permettant de mettre en évidence les variations de la bathymétrie côtière et d'en déduire ainsi les échanges sédimentaires, comme cela est réalisé sur la partie aérienne des plages au moyen de profils et de relevés aériens altimétriques laser.

Il faut rappeler ici l'existence d'un système de télédétection aéroporté LiDAR, spécialement conçu pour réaliser à la fois des relevés topographiques terrestres et des relevés bathymétriques par laser. Le système SHOALS (« Scanning Hydrographic Operational Airborne LiDAR Survey ») offre ainsi la possibilité de couvrir, au cours d'un même relevé aérien, aussi bien la partie supratidale du littoral que la partie infratidale et d'obtenir une représentation complète du système côtier et de sa dynamique.

Un relevé bathymétrique mené en 2006 sur le secteur de Paspébiac au moyen d'un système SHOALS-3000 T20 de l'U.S. Navy (Long *et al.*, 2007) a ainsi permis de mettre en évidence la structure complète du barachois de Paspébiac (figure 7.5). La présence d'un important champs de dunes sous-marines situées le long du cordon oriental du barachois ainsi que l'important lobe distal témoignent ainsi de l'existence d'un transport sédimentaire côtier sous-marin de grande ampleur, bien plus important que celui existant sur la plage aérienne. Ce transport sous-marin entraîne la majeure partie des sédiments disponibles vers le large, contribuant ainsi à l'érosion rapide de tout le système.

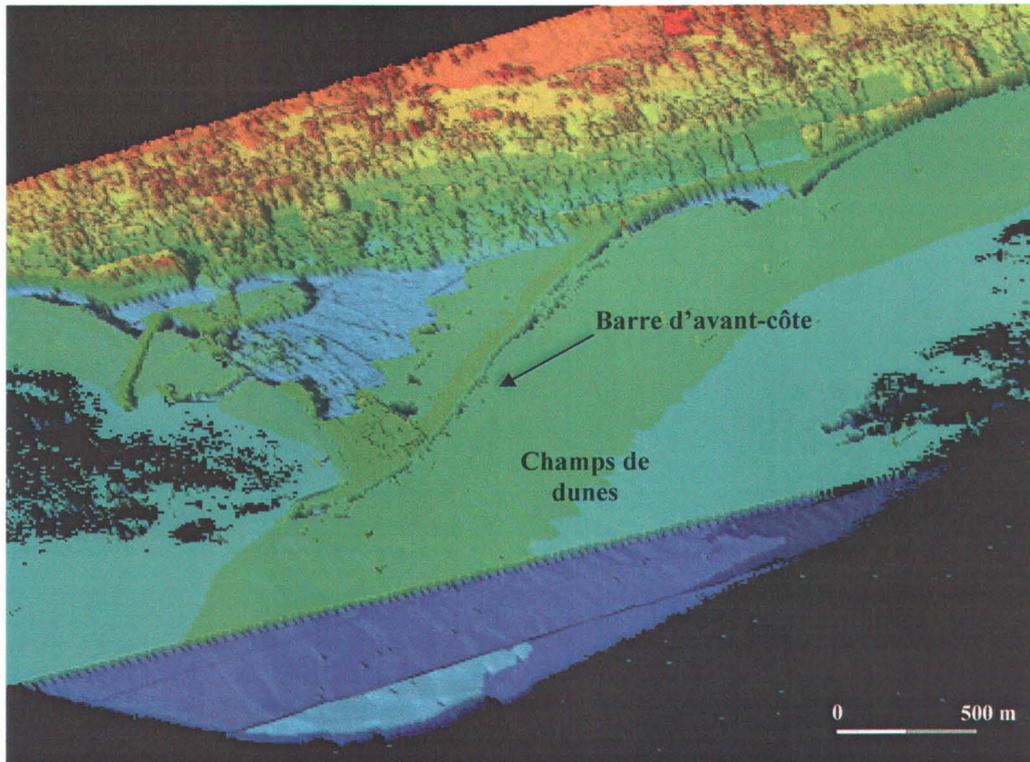


Figure 7.5 – Relevés bathymétriques SHOALS du secteur du barachois de Paspébiac. Ceux-ci révèlent que le cordon oriental n'est que la partie émergée d'une structure sédimentaire plus importante dont le front prograde vers la haute mer. Un champs de dunes sous-marines et une barre d'avant-côte bien formée sont visibles sur ces relevés (source : Optech Inc.).

Cependant, les relevés bathymétriques révèlent aussi la présence d'une barre d'avant-côte bien développée devant la partie sud du cordon oriental indiquant que cette partie du cordon est de type dissipatif. Or, c'est précisément cette partie du barachois qui ne présentait aucune érosion significative du trait de côte entre 2003-2004 et où une accrétion d'environ 6580 m³ avait été mesurée pendant cet intervalle de temps, contrairement au reste du cordon (cf. § 5.3.1).

Ce bref exemple illustre bien à quel point les variations observées sur la partie supratidale de la côte sont indissociables des données bathymétriques, et à quel point ces dernières sont nécessaires à la compréhension de la dynamique côtière et de l'érosion côtière ainsi qu'à la gestion des risques naturels qui y sont associés.

L'intégration aux données terrestres actuellement utilisées pour la détermination des risques côtiers et de la vulnérabilité du littoral à l'érosion de telles données bathymétriques et hydrodynamiques apparaît donc comme une étape nécessaire qui permettra de progresser vers des prédictions de risque fiables et une gestion plus efficace et éclairée du littoral.



Conclusions

Les problèmes liés à l'érosion côtière représentent des sujets de préoccupation croissant pour les différents intervenants gouvernementaux et non gouvernementaux impliqués dans la gestion des littoraux et les prédictions concernant un futur réchauffement climatique et une hausse du niveau marin ne font qu'accroître les inquiétudes à ce sujet.

Afin d'élaborer des politiques de gestion du littoral efficaces et adaptées, que ce soit concernant la mise en place de mesures de prévention ou l'établissement de plans d'aménagements territoriaux adaptés, une meilleure description de la nature des littoraux et une meilleure compréhension de la dynamique côtière est impérative. Les techniques de relevés par télédétection aériennes apparaissent comme des outils de mesure intéressants car ils permettent de collecter rapidement de grandes quantités de données de façon relativement précise et fiable sur de grandes portions de côtes.

C'est dans ce contexte que s'inscrivait cette recherche doctorale. Elle avait pour objectif de développer une approche multi-sources des risques naturels côtiers qui permette une description fiable de la vulnérabilité des littoraux à court et moyen termes (1 à 10 ans) et à une échelle locale (0,1 à 1 km), celle-ci étant plus adaptée à une représentation fiable des environnements côtiers et de leur dynamique côtière. Cet objectif reposait sur l'hypothèse selon laquelle la précision, la fiabilité et la résolution spatiale des données altimétriques laser et des données vidéogrammétriques étaient suffisantes pour permettre une description et une quantification précise et détaillée de l'érosion côtière annuelle et inter-annuelle des littoraux.

Pour éprouver cette hypothèse, la précision et l'exactitude des données fournies par chacun de ces deux systèmes d'acquisition, ainsi que leurs limites d'application dans divers environnements côtiers, ont été évalués.

En ce qui concerne la vidéogrammétrie, cette étude a permis de préciser la fiabilité de cette technique face aux autres méthodes d'acquisition et constitue un travail de référence dans ce domaine, très peu d'informations étant disponibles avant cela. Au niveau planimétrique, les résultats de cette étude montrent que les erreurs horizontales de la vidéogrammétrie sont dans la norme, à savoir entre 1 et 2 m pour une altitude de vol de 800 m et sans correction manuelle, et entre 0,4 m et 0,6 m avec correction. Des erreurs altimétriques élevées, comprises entre 3 m et 11 m, ont cependant été mises en évidence dans cette étude, que ce soit avec ou sans procédures d'orientation. Les mosaïques vidéographiques, quant à elles, se révèlent être des produits dérivés intéressants à condition de pouvoir les géoréférencer et les orthorectifier de façon satisfaisante. De telles mosaïques pourraient alors être utilisées comme outil de gestion et de planification. L'usage de cette technique semble donc plutôt recommandée pour des applications requérant une grande précision planimétrique mais pouvant se satisfaire d'une précision verticale moyenne (entre 1 m et 10 m selon la hauteur de vol) comme la cartographie thématique, la caractérisation des sols, le suivi et la gestion d'infrastructures humaines par exemple, ou pour toute autre application cartographique 2D. Dans ces conditions, la vidéogrammétrie ne semble pas tenir ses promesses en tant qu'outil de modélisation 3D et l'hypothèse de travail n'apparaît pas vérifiée puisque les variations à court terme de la topographie côtière ne peuvent pas être suivies, même si cette technique présente une précision planimétrique suffisante pour permettre le suivi de trait de côte à moyen et long termes (10 – 10² ans).

En ce qui concerne la technologie LiDAR, cette recherche doctorale a permis d'affiner les résultats de certaines études antérieures, notamment en ce qui concerne la précision planimétrique des mesures LiDAR et leur fiabilité sur les estrans et les plages, et d'apporter une contribution scientifique significative en quantifiant les erreurs verticales pour d'autres sortes d'environnements côtiers (talus, falaises), en précisant les limites d'application de ce système et en proposant un certain nombre de solutions afin d'améliorer la couverture et la qualité des données lors de relevés LiDAR en milieu côtier.

Nos mesures ont ainsi permis d'évaluer l'erreur moyenne de positionnement horizontal du système à 9 cm et l'erreur quadratique moyenne à 13 cm. Cette dernière valeur est très proche de l'erreur horizontale théorique du système employé dans cette étude, estimée à 14 cm. La principale source d'imprécision du positionnement planimétrique apparaît donc être la résolution spatiale du système plutôt que les erreurs systématiques.

Les résultats de cette étude confirment également l'influence importante de la géométrie du terrain sur l'exactitude verticale des mesures altimétriques LiDAR et permettent de préciser la relation existant entre les deux. Une erreur verticale systématique de 5 à 6 cm a été mise en évidence pour ce système LiDAR. À cette erreur s'ajoute d'autres erreurs qui résultent de l'erreur horizontale du système ainsi que des caractéristiques physiques du terrain.

Les plus importantes contributions proviennent de la pente et de la hauteur du couvert végétal. Par conséquent, l'erreur verticale moyenne globale s'accroît de façon linéaire en fonction de la pente. Elle a été évaluée à 15 cm pour les plages, 24 cm pour les dunes, 45 cm dans les talus et à 61 cm pour les falaises.

Plusieurs relations théoriques permettant de déterminer l'erreur verticale globale en fonction des caractéristiques des environnements côtiers les plus fréquents, ont ensuite été proposées et leurs limites d'application discutées.

La précision avec laquelle le trait de côte peut être positionné au moyen d'un système laser dépend principalement de la résolution spatiale et des erreurs systématiques du système. Lorsque le trait de côte est localisé au moyen d'une cote d'élévation marégraphique, la contribution de l'erreur verticale systématique du système domine pour les pentes de moins de 20°. L'erreur de positionnement est alors comprise entre 50 cm et 70 cm pour des pentes de plages typiques. Elle atteint 30 cm (soit la résolution spatiale du LiDAR) lorsque l'angle de pente dépasse 20°. Lorsque le trait de côte est localisé au moyen d'un changement topographique, la contribution de l'erreur horizontale est la principale source d'erreur.

Les limites des systèmes aéroportés LiDAR se révèlent dans les environnements côtiers rocheux. Outre des erreurs verticales globales pouvant être élevées en raison des fortes pentes, les falaises entraînent également une diminution marquée de la densité de mesures collectées. Nos résultats ont montré que cette diminution n'est vraiment significative que pour des pentes de plus de 50° , la densité moyenne de mesures passant alors d'environ 1 donnée/m² à 0,4 donnée/m².

Cette densité dépend principalement de la résolution spatiale du système ainsi que de la distance horizontale le séparant de la paroi rocheuse à relever. Les distances offrant la meilleure couverture de tels environnements ont été estimées à environ 35 m et 70 m pour le système utilisé dans cette étude.

L'existence d'encoches d'érosion basales ou de surplombs dans les falaises marines constituent une autre limitation importante aux relevés aériens de tels environnements côtiers. Cette étude a permis de préciser les cas où la profondeur des encoches ou des surplombs peuvent être obtenus à partir des données LiDAR. Cela n'est possible que si le rapport profondeur/hauteur du surplomb est inférieur à la tangente de l'angle d'incidence du laser, lui même déterminé par les paramètres de vol (hauteur de vol et distance à la côte) et la localisation du surplomb dans la falaise (élévation du bord supérieur du surplomb).

Enfin, les résultats de cette étude ont mis en évidence les problèmes liés à la représentation, sous forme de modèles numériques de terrain, d'environnements côtiers rocheux. La distribution discontinue et variable des points de mesure laser au niveau du sol implique en effet des interpolations qui sont des sources d'erreurs importantes lorsque les terrains modélisés présentent une grande variabilité topographique comme c'est le cas pour les côtes rocheuses. Dans ces conditions, les interpolations introduisent des distorsions importantes dans les MNT, conduisant à une représentation biaisée du terrain. Au vu de ces résultats, il apparaît donc impératif de ne travailler qu'avec les données ponctuelles du LiDAR, sans recourir à des représentations nécessitant des interpolations, lorsque des environnements rocheux sont concernés. Ainsi, les calculs d'érosion et de

recul du trait de côte ne devraient pas être effectués à partir de MNT ou d'une quelconque représentation 2D, mais des profils topographiques composés par les points de mesures laser devraient plutôt être employés. En conclusion, les relevés aéroportés LiDAR sont conformes à l'hypothèse avancée dans cette étude, cette technique présentant des erreurs planimétriques et altimétriques suffisamment réduites pour mettre en évidence des variations côtières relativement fines, même à court terme, et de les quantifier avec précision.

Dans la suite de cette étude, un indice caractérisant la vulnérabilité des littoraux à certains risques naturels côtiers a été développé. Il repose sur l'utilisation d'un certain nombre de variables quantitatives et semi-quantitatives, certaines provenant d'indices de vulnérabilité développés dans des travaux antérieurs. Cet indice se distingue cependant des précédents par le fait qu'il s'attache à décrire et quantifier les risques côtiers à court et moyen termes (1 – 10 ans) et à une échelle locale (0,1 – 1 km) contrairement aux indices précédents, répondant ainsi à un besoin des intervenants locaux.

Parmi les 11 variables choisies, 9 se rapportent à des caractéristiques terrestres (géologiques, géomorpho-logiques ou géographiques) et 2 concernent des paramètres marins (hydrodynamiques). La plupart de ces variables peuvent être obtenues avec une précision et une résolution spatiale suffisante à partir de données altimétriques LiDAR et de données d'imagerie aérienne (photographiques ou vidéographiques) ou satellitaire. Dans le cadre de cette étude, les images vidéographiques ont cependant été privilégiées puisqu'elles étaient déjà à notre disposition et offraient une résolution spatiale très élevée (0,15 – 0,30 m).

Comme cet indice repose essentiellement sur des variables terrestres, l'intégration d'autres types de données, telles des données hydrodynamiques et bathymétriques, a également été proposée dans la discussion afin de fournir des axes de développement futurs qui permettront d'améliorer la description de la vulnérabilité aux risques côtiers. Néanmoins, ces améliorations s'attachent toujours à préciser la vulnérabilité du littoral face aux risques naturels physiques côtiers.

Or, il faut rappeler que la notion de risque est très large et qu'elle peut être appliquée à de nombreux domaines et recouvrir un grand nombre de phénomènes. Les risques peuvent ainsi être physiques (géologiques, marins, hydrologiques...), comme c'est le cas dans cette étude, mais ils peuvent aussi être d'ordre biologique, environnemental, social, écono-mique, etc. Les variables à prendre en considération pour décrire de tels risques ne seront alors plus les mêmes.

Les études menées par Shaw et al. (1998) et Klein et Nicholls (1999) sur les risques côtiers liés à des changements climatiques constituent un bon exemple de cette diversité d'approches. Les premiers ont ainsi abordé ces risques d'un point de vue géologique (cf. § 5.2) tandis que les seconds les ont traités d'un point de vue social en prenant en considération un certain nombre de paramètres socio-économiques (tels que la richesse de la population, les infrastructures, le développement du tourisme, de l'agriculture et de la pêche...) plutôt que géologiques et géomorphologiques.

De même, le Ministère des Transports du Québec attache une plus grande importance à la proximité de la route et à la présence d'ouvrages de protection que ce que nous avons fait ici, comme en témoigne les indices de risques côtiers proposés récemment par leurs services (Bilodeau et McHugh, 2006).

Une part de subjectivité existe donc dans la détermination des risques côtiers, chaque intervenant en ayant une perception différente et n'attribuant pas la même importance aux différentes variables.

Au vu d'une telle diversité d'approches, le développement d'un indice de vulnérabilité côtière global qui intégrerait toutes les sortes de risques, qu'ils soient géologiques, climatiques, biologiques, environnementaux ou socio-économiques et qui satisferait tout les intervenants nous apparaît donc comme une future étape nécessaire qui permettra de se rapprocher encore davantage d'une gestion efficace, intelligente et harmonisée du littoral par tout les intervenants.

Ensuite, l'indice de vulnérabilité côtière développé dans cette étude a été calculé pour chacun des 9 sites d'étude répartis le long de la côte méridionale de la Gaspésie et une classification de la vulnérabilité a été réalisée, offrant ainsi une meilleure représentation de la vulnérabilité des littoraux de la région, permettant une meilleure compréhension de la dynamique côtière locale et régionale et apportant un nouvel outil de gestion de la zone côtière aux différents intervenants. Tous les littoraux des sites étudiés se répartissent entre 2 classes seulement, à savoir les côtes de faible vulnérabilité qui représentent 18,4 % des littoraux étudiés, et les côtes de vulnérabilité modérée qui en constituent 81,6 %, indiquant ainsi que les risques élevés observés sur ces secteurs, ainsi que les nombreux problèmes qui en découlent, sont causés essentiellement par la grande proximité des infrastructures humaines et non pas par une vulnérabilité particulièrement élevée du littoral à l'érosion.

Enfin, un certain nombre de limitations à cette recherche doctorale ont été soulevés dans la discussion finale et de futurs développements ont été abordés en vue de progresser vers un indice de vulnérabilité côtière global, multidisciplinaire et multi-sources, qui permettrait des prédictions de risque fiables et une gestion efficace, intelligente et harmonisée du littoral par tout les intervenants impliqués.



Références

- Abdalati, W., W. Krabill, E. Frederick, S. Manizade, J. Sonntag, R. Swift, R. Thomas, W. Wright, J. Yunkel, 2002. *Airborne laser altimetry mapping of the Greenland ice sheet: application to mass balance assessment*. Journal of Geodynamics, vol. 34, pp. 391-403.
- Alcock, F. J., 1935. *Geology of the Chaleur Bay region*. Government of Canada, Geological Survey of Canada, memoir 183.
- Allan, J. C., P. D. Komar, G. R. Priest, 2003. *Shoreline variability on the high-energy Oregon coast and its usefulness in erosion-hazard assessments*. Journal of Coastal Research, SI 38, pp. 83-105.
- ARGUS Inc., 1995. *Caractérisation physico-chimique et biologique de l'habitat du poisson du barachois de Malbaie : automne 1994*. ARGUS Inc., Sainte-Foy, Québec, Canada. 60 pages, annexes.
- Bachman, C.G., 1979. *Laser Radar systems and techniques*. Dedham, Artetch House Inc., MA, USA. 203 pages.
- Bail, P., 1983. *Problèmes géomorphologiques de l'englacement et de la transgression marine pléistocènes en Gaspésie sud-orientale*. Thèse. McGill University, Department of Geography, Montréal, Canada. 148 pages.
- Baily, B., D. Nowell, 1996. *Techniques for monitoring coastal change: a review and case study*. Ocean & Coastal Management, vol. 32 (2), pp. 85-95.
- Baltsavias, E. P., 1999a. *A comparison between photogrammetry and laser scanning*. ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing, vol. 54, pp. 83-94.
- Baltsavias, E. P., 1999b. *Airborne laser scanning: basic relations and formulas*. ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing, vol. 54, pp. 199-214.
- Beasy, C., C. Hopkinson, T. Webster, 2005. *Classification of nearshore materials on the Bay of Fundy coast using LiDAR intensity data*. Proceedings of the 26th Canadian Symposium of Remote Sensing, Wolfville, NS, Canada. 14 pages.
- Bellomo, D., M. J. Pajak, J. Sparks, 1999. *Coastal flood hazards and the national flood insurance program*. Journal of Coastal Research, SI 28, pp. 21-26.
- Bergeron, P., 1995. *Étude de faisabilité de la restauration et de la mise en valeur du barachois de Paspébiac*. Biorex Inc. Sainte-Foy, Québec, Canada. 216 pages.
- Billen, R., B. Cornélis, 2000. *Géométrie de la spatocarte : correction et validation*. Bulletin de la Société Géographique de Liège, vol. 38 (1), pp. 25-42.

- Bilodeau, F., R. McHugh, 2006. *Érosion des berges en Gaspésie*. Rapport d'audit de projet, GMT-20854, Université Laval. 164 pages.
- Bird, E. C. F., 1994. *Cliff hazards and coastal management*. Journal of Coastal Research, SI 12, pp. 299-310.
- Blair, J. B., D. L. Rabine, M. A. Hofton, 1999. *The Laser Vegetation Imaging Sensor: a medium-altitude, digitisation-only, airborne laser altimeter for mapping vegetation and topography*. ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing, vol. 54, 115-122.
- Boak, E. H., I. L. Turner, 2005. *Shoreline definition and detection: a review*. Journal of Coastal Research, vol. 21 (4), pp. 688-703.
- Boruff, B. J., C. Emerich, S. L. Cutter, 2005. *Erosion Hazard vulnerability of US coastal counties*. Journal of Coastal Research, vol. 21 (5), pp. 932-942.
- Boucher, M., R. Xhardé, B. F. Long, 2005. *LiDAR application for coastal mapping: a example of the Gulf of Saint-Lawrence, Chaleur Bay, Québec*. Proceedings of the 12th Canadian Coastal Conference, Dartmouth, NS, Canada. 19 pages.
- Boucher, M., 2007. *Relations empiriques des données laser aéroportées (LiDAR) et des paramètres géologiques et géotechniques au sol, golfe du Saint-Laurent, baie des Chaleurs, Québec*. Maîtrise en Sciences de la Terre. Université du Québec, INRS-ETE, Québec, Canada. 187 pages.
- Bouheraoua, H., 2003. *Traitement des données vidéographiques*. Maîtrise en Sciences. Université Laval, département des Sciences Géomatiques, Québec, Canada. 28 pages, annexes.
- Bourque, P.-A., 2005. *Cours en ligne : Planète Terre*. Université Laval, Faculté des Sciences et du Génie, Département de Géologie et de Génie Géologique
<http://www.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/s5/5.3.plate-forme.appalaches.html>
- Bradley, W. C., 1958. *Submarine abrasion of wave-cut platforms*. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 69, pp. 967-974.
- Brennan, R., T. Webster, 2005. *Assessing LiDAR data for landcover classification*. Proceedings of the 26th Canadian Symposium on Remote Sensing, Wolfville, NS, Canada. 2 pages.
- Brisebois, D., G. Lachambre et G. Piché, 1991. *Carte géologique de la péninsule de la Gaspésie au 1 : 250000*, 2146-DV 91-21.
- Brisebois, D., J. Brun, 1994. *Carte géologique du Québec*, in *Géologie du Québec*. Les Publications du Québec, Québec, Canada. 154 pages.
- Brock, J. C., A. H. Sallenger, W. B. Krabill, R. N. Swift, C. W. Wright, 2001. *Identification and mapping of barrier island vegetation with NASA airborne topographic mapper lidar surveys*. Proceedings of the 5th International Airborne Remote Sensing Conference and Exhibition, San Francisco, CA, USA. 8 pages.

- Brock, J. C., C. W. Wright, A. H. Sallenger, W. B. Krabill and R. N. Swift, 2002. *Basis and methods of NASA airborne topographic mapper Lidar surveys for coastal studies*. Journal of Coastal Research, vol. 18 (1), pp. 1-13.
- Brock, J. C., W. B. Krabill, A. H. Sallenger, 2004. *Barrier island morphodynamic classification based on Lidar metrics for North Assateague Island, Maryland*. Journal of Coastal Research, vol. 20 (2), pp. 498-509.
- Brown, E. D., J. H. Churnside, R. L. Collins, T. Veenstra, J. Wilson, K. Abnett, 2002. *Remote sensing of capelin and other biological features in the North Pacific using lidar and video technology*. ICES Journal of Marine Science, vol. 59, pp. 1120-1130.
- Burton, I., R. W. Kates, G. F. White, 1993. *The environment as hazard* (2nd edition). Guilford Press, New York, NY, USA. 290 pages.
- Bush, D. M., O. H. Pilkey, 1994. *Mitigation of hurricane property damage on barrier islands: a geological view*. Journal of Coastal Research, SI 12, pp. 311-326.
- Camfield, F. E., 1994. *Tsunami effects on coastal structures*. Journal of Coastal Research, SI 12, pp. 177-188.
- Cardinal, A., 1967. *Inventaire des algues marines benthiques de la Baie des Chaleurs et de la Baie de Gaspé (Québec)*. I. Pheophycées. Naturaliste Canadien, vol. 94, pp. 233-271.
- Chanin, M.-L., 2002. *Le rôle des lidars dans l'étude de l'atmosphère*. Cours rédigé, in *les lasers et leurs applications scientifiques et médicales*. Fabre C. et Pocholle J.P., Éd. Scientifiques, EDP Sciences, Les Ulis, Essonne (91), France. DOI : 10.1051/bib-sfo:2002053. 16 pages.
- Clark, M., 1979. *Marine processes*, in *Process in geomorphology*. Edited by C. Embleton and J. Thornes, London, UK. 436 pages.
- Cloutier, E., 2003a. *Étude de fondation mur de soutènement sur la route 132 Bonaventure, Québec*. Gouvernement du Québec, ministère des Transports du Québec. 21 pages.
- Cloutier, E., 2003b. *Étude de fondation mur de soutènement sur la route 132 Maria, Québec*. Gouvernement du Québec, ministère des Transports du Québec. 23 pages.
- Cobby, D. M., D. C. Mason, I. J. Davenport, 2001. *Image processing of airborne scanning laser altimetry data for improved river flood modelling*. ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing, vol. 56, pp. 121-138.
- Coch, N. K., 1994. *Hurricane hazards along the northeastern atlantic coast of the United States*. Journal of Coastal Research, SI 12, pp. 115-148.
- Cocito, S., S. Sgorbini, A. Peirano, M. Valle, 2003. *3-D reconstruction of biological objects using underwater video technique and image processing*. Journal of Experimental Marine Biology and Ecology, vol. 297, pp. 57-70.

- Collin, A., A. Cottin, B. F. Long, 2007. *SHOALS benthic habitat discrimination using multivariate analysis*. 1st FUDOTERAM workshop, York University, Toronto, ON, Canada. Abstract.
- Cottin, A., A. Collin, B. F. Long, 2007. *Analysis of the pulse waveform with a gaussian mixture model, first results*. 1st FUDOTERAM workshop, York University, Toronto, ON, Canada. Abstract.
- Crutchley, S., 2006. *Light detection and ranging (lidar) in the Witham Valley, Lincolnshire: an assessment of new remote sensing techniques*. *Archaeological Prospection*, vol. 13 (4), pp. 251-257.
- Csathó, B., Y. R. Lee, T. Schenk, W. Krabill, J. McGarry, 2001. *Creation of high-resolution, precise digital elevation models of Ocean City and Assateague Island, Md.* *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing*, vol. 34 (3/W4), Annapolis, MD, USA, pp. 31-35.
- Daigneault, M., 2001. *Processus d'altération/érosion à l'interface océan/continent/atmosphère: aspects quantitatifs et semi-quantitatifs. Exemple des falaises de l'est du Canada (Gaspésie)*. Thèse en Sciences de la Terre et de l'Atmosphère. École Nationale des Mines de Saint-Étienne, Loire (42), France. 319 pages.
- Davies, J. L., 1973. *Geographical variation in coastal development*. Hafner, New-York, USA. 204 pages.
- Dean, R. G., S. B. Malakar, 1999. *Projected flood hazard zones in Florida*. *Journal of Coastal Research*, SI 28, pp. 85-94.
- Dolan, R., B. P. Hayden, P. May, S. K. May, 1980. *The reliability of shoreline change measurements from aerial photographs*. *Shore and Beach*, vol. 48 (4), pp. 22-29.
- Dolan, R., R. E. Davis, 1994. *Coastal storm hazards*. *Journal of Coastal Research*, SI 12, pp. 103-114.
- Doornkamp, J. C., 1998. *Coastal flooding, global warming and environmental management*. *Journal of Environmental Management*, vol. 52, pp. 327-333.
- Doucette, J. S., E. S. Harvey, M. R. Shortis, 2002. *Stereo-video observation of near-shore bedforms on a low energy beach*. *Marine Geology*, vol. 189, pp. 289-305.
- Drake, J. B., R. O. Dubayah, D. B. Clark, R. G. Knox, J. B. Blair, M. A. Hofton, R. L. Chazdon, J. F. Weishampel, S. Prince, 2002. *Estimation of tropical forest structural characteristics using large-footprint lidar*. *Remote Sensing of Environment*, vol. 79, pp. 305-319.
- Drap, P., 1997. *La Photogrammétrie*, in *Photogrammétrie et modèles architecturaux*. Extrait de thèse en Sciences informatiques. Université Aix-Marseille III, France. 15 pages.

- Drapeau, G., R. A. O'Neil, B. F. Long, B. Boczar-Karakiewicz, 1984. *Utilisation du système de bathymétrie aéroportée lidar en sédimentologie côtière*. Proceedings of the 7th Canadian Symposium on Remote Sensing. F. Bonn and K. Thompson Ed., pp. 231-238.
- Ferreira, O., T. Garcia, A. Matias, R. Taborda, J. A. Dias, 2006. *An integrated method for the determination of set-back lines for coastal erosion hazards on sandy shores*. Continental Shelf Research, vol. 26, pp. 1030-1044.
- Filin, S., 2001. Recovery of Systematic biases in laser altimeters using natural surfaces. International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing, vol. 34 (3/W4), Annapolis, MD, USA, pp. 85-91.
- Filin, S., B. Csathó, 1999. *A novel approach for calibrating satellite laser altimeter systems*. International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing, vol. 32 (3/W14), La Jolla, CA USA, pp. 47-54.
- Foote, M., D. Horn, 1999. *Video measurement of swash zone hydrodynamics*. Geomorphology, vol. 29, pp. 59-76.
- Forbes, D. L., R. B. Taylor, 1987. *Coarse-grained beach sedimentation under paraglacial conditions, Canadian Atlantic coast*; in *Glaciated Coasts*, Academic Press, San Diego, CA, USA, pp. 51-86.
- Forbes, D. L., R. B. Taylor, J. Shaw, 1989. *Shorelines and rising sea levels in eastern Canada*. Episodes, vol. 12, pp. 23-28.
- Forbes, D. L., J. D. Orford, R. W. G. Carter, J. Shaw, S.C. Jennings, 1995. *Morphodynamic evolution, self-organization, and instability of coarse-clastic barriers on paraglacial coasts*. Marine Geology, vol. 126, pp. 63-85.
- Forbes, D. L., G.K. Manson, 2003. *The PEI Project – combining marine acoustics and airborne optical remote sensing to build a seamless bathymetric and topographic DEM on the North Shore of Prince Edward Island*. Proceedings of the workshop on Airborne Techniques to Measure Coastal Erosion, INRS-ETE, Québec, Canada (sur CD-ROM).
- Forbes, D. L., G. S. Parkes, G. K. Manson, L. A. Ketch, 2004. *Storms and shoreline retreat in the Southern Gulf of St. Lawrence*. Marine Geology, vol. 210, pp. 169-204.
- Fowler, R. A., 2000. *The lowdown on LIDAR*. Earth Observation Magazine, vol. 9 (3), 5 pages.
- Fox, W. T., R. A. Davis, 1976. *Weather patterns and coastal processes*, in *Nearshore beach processes and sedimentation*. Edited by R. A. Davis and R. L. Ethington, Special Publication of Society Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, OK, USA.
- French, J. R., 1994. *Tide-dominated coastal wetlands and accelerated sea-level rise: a northwestern European perspective*. Journal of Coastal Research, SI 12, pp. 91-102.
- French, J. R., 2003. *Airborne lidar in support of geomorphological and hydraulic modelling*. Earth Surf. Process. Landforms, vol. 28, pp. 321-335.

- Gan, J., R. Grant Ingram, R. J. Greatbatch, T. Van der Baaren, 2004. *Variability of circulation induced by the separation of Gaspé Current in Baie des Chaleurs (Canada): observational studies*. Estuarine, Coastal and Shelf Science, vol. 61, pp. 393-402.
- GÉO-3D Inc., 2003a. *Trident-3D, démo vidéo*. CD-ROM édité par GÉO-3D Inc., St-Hubert, QC, Canada.
- GÉO-3D Inc., 2003b. *Cyclop-3D Analyste, Manuel de l'utilisateur*. Édité par GÉO-3D Inc., St-Hubert, QC, Canada. 60 pages.
- Gibeaut, J. C., W. A. White, R. C. Smyth, J. R. Andrews, T. A. Tremblay, R. Gutiérrez, T. L. Hepner, A. Neuenschwander, 2003. *Topographic variation of barrier island subenvironments and associated habitats*. Proceedings of Coastal Sediments '03, 5th International Symposium on Coastal Engineering and Science of Coastal Sediment Processes, Clearwater Beach, FL, USA. 10 pages.
- Gilvear, D., A. Tyler, C. Davids, 2004. *Detection of estuarine and tidal river hydromorphology using hyper-spectral and LiDAR data: Forth estuary, Scotland*. Estuarine, Coastal and Shelf Science, vol. 61, pp. 379-392.
- Gornitz, V. M., 1990. *Vulnerability of the east coast, U.S.A. to future sea level rise*. Journal of Coastal Research, SI 9, pp. 201-237.
- Gornitz, V. M., 1991. Development of a global coastal hazards data base: Annual technical report. Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, TN, USA.
- Gornitz, V. M., T. W. White, 1992. A coastal data base for the U.S. east coast. ORNL/CDIAC-45, NDP-43A, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, TN, USA.
- Gornitz, V. M., R. C. Daniels, T. W. White, K. R. Birdwell, 1994. *The development of a coastal risk assessment database: vulnerability to sea-level rise in the U.S. southeast*. Journal of Coastal Research, SI 12, pp. 327-338.
- Gornitz, V. M., Beaty T. W. and Daniels R. C., 1997. A Coastal Hazards Data Base for the U.S. West Coast. Rapport pour le Département Américain de l'Énergie. ORNL/CDIAC81, NDP-043C, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, TN, USA. 162 pages.
- Gradstein, F. M., J. G. Ogg, A. G. Smith, L. J. Lourens, 2004. *A new Geological Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene*. Episodes, vol. 27 (2), pp. 83-100.
- Graham, D., M. Sault, Cpt. J. Bailey, 2003. *National ocean service shoreline – past, present, and future*. Journal of Coastal Research, SI 38, pp. 14-32.
- Gray, J. T., 1987. *Quaternary processes and paleoenvironments in the Gaspé Peninsula and the Lower St. Lawrence Valley*. 12th INQUA Congress Excursion Guide Book C-4, Ottawa, ON, Canada. 84 pages.

- Guenther, G. C., A. G. Cunningham, P. E. LaRocque, D. J. Reid, 2000. *Meeting the accuracy challenge in airborne Lidar bathymetry*. Proceedings of the 4th EARSeL Workshop on Lidar Remote Sensing of Land and Sea, Dresden, Germany, pp. 1-27.
- Gutierrez, R., J. C. Gibeaut, R. C. Smyth, T. L. Hepner, J. R. Andrews, 2001. *Precise airborne lidar surveying for coastal research and geohazards applications*. International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing, vol. 34 (3/W4), Annapolis, MD, USA, pp. 185-192.
- Hamilton, P. M., 1969. *Lidar measurement of backscatter and attenuation of atmospheric aerosol*. Atmospheric Environment, vol. 3 (2), pp. 221-223.
- Hapke, C., A. Gibbs, B. Richmond, M. Hampton, B. Jaffe, J. Dingler, A. Sallenger, B. Benumof, K. Brown, G. Griggs, L. Moore, D. Scholar, C. Storlazzi, W. B. Krabill, R. N. Swift, J. Brock, 1998. *A collaborative program to investigate the impacts of the 1997-98 El Niño winter along the California coast*. Shore & Beach, vol. 66 (3), pp. 24-32.
- Harper, J. R., 1990. *Morphology of the Canadian Beaufort Sea coast*. Marine Geology, vol. 91 (1-2), pp. 75-91.
- Harvey, E., D. Fletcher, M. Shortis, 2002. *Estimation of reef fish length by divers and by stereo-video. A first comparison of the accuracy and precision in the field on living fish under operational conditions*. Fisheries Research, vol. 57, pp. 255-265.
- Hasegawa, H., 2006. *Evaluation of LIDAR reflectance amplitude sensitivity towards land cover conditions*. Bulletin of the Geographical Survey Institute, vol. 53 (6), pp. 43-50.
- Hickman G. D., J. E. Hogg, 1969. *Application of an airborne pulsed laser for near-shore bathymetric measurements*. Remote Sensing of Environment, vol. 1 (1), pp. 47-58.
- Hocq, M., G. Martineau, 1994. *Le Quaternaire*, in *Géologie du Québec*. Les Publications du Québec, Québec, Canada. 154 pages.
- Holling, C. S., 1973. *Resilience and stability of ecological systems*. Annual Review of Ecology and Systematics, vol. 4, pp. 1-23.
- Holman, R. A., 1986. *Extreme value statistics for wave runup on a natural beach*. Coast. Eng., vol. 9, p. 527.
- Hopkinson, C., L. E. Chasmer, G. Sass, I. F. Creed, M. Sitar, W. Kalbfleisch, P. Treitz, 2005. *Vegetation class dependent errors in lidar ground elevation and canopy height estimates in a boreal wetland environment*. Can. J. Remote Sensing, vol. 31 (2), pp. 191-206.
- Hoque, M. A., W. H. Pollard, 2005. *Block failure of arctic coastal cliffs under the influence of wave-cut notches*. Proceedings of the 12th Canadian Coastal Conference, Dartmouth, NS, Canada. 9 pages.
- Huisig, E. J., L. M. Gomes Pereira, 1998. *Errors and accuracy estimates of laser data acquired by various laser scanning systems for topographic applications*. ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing, vol. 53, pp. 245-261.

- Humme, A., R. Lindenbergh, C. Sueur, 2006. *Revealing celtic fields from lidar data using kriging based filtering*. Proceedings of the Commission V Symposium on Image Engineering and Vision Metrology, Dresden, Germany. 5 pages.
- Hwang, P. A., Krabill W., Wright W., Swift R., and Walsh E. J. 2000. *Airborne Scanning Lidar measurement of ocean waves*. Remote Sensing of Environment, vol. 73, pp. 236-246.
- Hyypä, J., U. Pyysalo, H. Hyypä, A. Samberg, 2000. *Elevation accuracy of laser scanning-derived digital terrain and target models in forest environment*. Proceedings of the 4th EARSeL Workshop on Lidar Remote Sensing of Land and Sea, Dresden, Germany. pp. 139-147.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 2001a. *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Edited by Houghton J.T., Ding Y., Griggs D.J., Noguer M., van der Linden P.J., Dai X., Maskell K., Johnson C.A.. University Press, UK. 881 pages.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 2001b. *Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Edited by McCarthy J. J., Canziani O. F., Leary N. A., Dokken D. J., White K. S., Cambridge University Press, UK. 1032 pages.
- IPCC–CZMS (Intergovernmental Panel on Climate Change – Coastal Zone Management Subgroup), 1992. *Global climate change and the rising challenge of the sea*. Report of the Coastal Zone Management Subgroup, Intergovernmental Panel on Climate Change, Ministry of Transport, Public Works and Water Management, The Hague, Netherlands.
- Irish, J. L., Lillycrop W. J. 1999. *Scanning laser mapping of the coastal zone: the SHOALS system*. ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing, vol. 54, pp. 123-129.
- Jutras, P., G. Prichonnet, J. Utting, 2001. *Newly identified Carboniferous units (the Pointe Sawyer and Chemin-des-Pêcheurs formations) in the Gaspé Peninsula, Quebec ; implications regarding the evolution of the northwestern sector of the Maritimes Basin*. Can. J. Earth Sci., vol. 38, pp. 1-19.
- Jutras, P., G. Prichonnet, 2002. *Stratigraphy, depositional settings, and diagenic history of the Saint-Jules Formation (Upper Devonian or Mississippian), an newly identified post-Acadian red clastic unit in the southern Gaspé Peninsula, Quebec*. Can. J. Earth Sci., vol. 39, pp. 1541-1551.
- Jutras, P., G. Prichonnet, 2005. *Record of Late Mississippian tectonics in the new Percé Group (Viséan) of eastern Gaspésie, Quebec*. Can. J. Earth Sci., vol. 42, pp. 815-832.
- Kaminsky, G. M., R. C. Daniels, R. Huxford, D. McCandless, P. Ruggiero, 1999. *Mapping erosion hazards in Pacific County, Washington*. Journal of Coastal Research, SI 28, pp. 158-170.

- Klein, R. J. T., M. J. Smit, H. Goosen, C. H. Hulsbergen, 1998. *Resilience and vulnerability: coastal dynamics or Dutch dikes?* The Geographical Journal, vol. 164 (3), pp. 259-268.
- Klein, R. J. T., R. J. Nicholls, 1999. *Assesment of coastal vulnerability to climate change.* Ambio, vol. 28 (2), pp. 182-187.
- Klein, R. J. T., R. J. Nicholls, F. Thomalla, 2003. *Resilience to natural hazards: How useful is this concept?* Environmental Hazards, vol. 5, pp. 35-45.
- Kolev, I., T. Skakalova, I. Grigorov, 2000. *Lidar measurement of the aerosol extinction profile in Black Sea coastal zone.* Atmospheric Environment, vol. 34, pp. 3813-3822.
- Komar, P. D., 1971. *The mechanics of sand transport on beaches.* Journal of Geophysical Research, vol. 76, pp. 713-721.
- Komar, P. D., 1976. *Beach processes and sedimentation.* Prentice-Hall, New Jersey, USA. 431 pages.
- Komar, P. D., 1977. *Selective longshore transport rates of different grain-size fractions within a beach.* J. sedim. Petrol., vol. 47, pp. 1444-1453.
- Komar, P. D., D. L. Inman, 1970. *Longshore sand transport on beaches.* Journal of Geophysical Research, vol. 75, pp. 5914-5927.
- Komar, P. D., M. C. Miller, 1973. *The threshold of sediment movement under oscillatory water waves.* J. sedim. Petrol., vol. 43, pp. 1101-1110.
- Krabill, W. B., R. H. Thomas, C. F. Martin, R. N. Swift, E. B. Frederick, 1995. *Accuracy of airborne laser altimetry over the Greenland ice sheet.* Int. J. Remote Sensing, vol. 16, pp. 1211-1222.
- Krabill, W. B., W. Abdalati, E. B. Frederick, S. S. Manizade, C. F. Martin, J. G. Sonntag, R. N. Swift, R. H. Thomas, J. G. Yunkel, 2002. *Aircraft laser altimetry measurement of elevation changes of the Greenland ice sheet: technique and accuracy assessment.* Journal of Geodynamics, vol. 34, pp. 357-376.
- Kraus, K., 1993. *Photogrammetry, fundamentals and standard processes (volume 1).* 4e edition, Dümmlers Verlag, Bonn, Germany. 397 pages.
- Kraus, K., N. Pfeifer, 1998. *Determination of terrain models in wooded areas with airborne laser scanner data.* ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing, vol. 53, pp. 193-203.
- Kunz, G. J., M. M. Moerman, L. H. Cohen, G. de Leeuw, 2000. *Lidar and aerosol measurements over the surf zone.* J. Aerosol Sci., vol. 31, Suppl. 1, pp. S588-S589.
- Larouche, C., C. Laflamme, R. Lévesque, R. Denis, 2002. *A georeferenced aerial videography technology applied to erosion monitoring.* Geomatics Info Magazine, vol. 16 (9), pp. 37-46.

- Laska, S., G. Wooddell, R. Hagelman, R. Gramling, M. T. Farris, 2005. *At risk: the human, community and infrastructure resources of coastal Louisiana*. Journal of Coastal Research, SI 44, pp. 90-111.
- Latypov, D., 2005. *Effects of laser beam alignment tolerance on lidar accuracy*. ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing, vol. 59, pp. 361-368.
- Leatherman, S. P., 2003. *Shoreline change mapping and management along the U.S. east coast*. Journal of Coastal Research, SI 38, pp. 5-13.
- Lebuis, J., P. P. David, 1977. *La stratigraphie et les événements du Quaternaire de la partie occidentale de la Gaspésie*. Géographie physique et Quaternaire, 31 (3-4), pp. 275-296.
- Lefsky, M. A., W. B. Cohen, S. A. Acker, G. G. Parker, T. A. Spies, D. Harding, 1999. *Lidar remote sensing of the canopy structure and biophysical properties of Douglas-fir western hemlock forests*. Remote Sensing of Environment, vol. 70 (3), pp. 339-361.
- Litynski, J. K., 1984. *The numerical classification of the world's climates*. World Climate Programme n° PCM/WCP-63, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland. 46 pages.
- Litynski, J. K., 1986. *Les sous-types de climats d'après la méthode numérique de classification*. Le climat, vol. 4 (2), pp.34-39.
- Livingstone, D., J. Raper, T. McCarthy, 1999. *Integrating aerial videography and digital softcopy with terrain modelling: an application for coastal geomorphology*. Geomorphology, vol 29, pp. 77-92.
- Logimer, 1984. *Étude du littoral de la MRC de Bonaventure*. Logimer Inc., Québec, QC, Canada. 66 pages.
- 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., L. Renaud, 1999. *Impact du retrait de l'épi rocheux de la plage à Norbert, Paspébiac, Québec*. Rapport pour la Chambre du Commerce du Grand Paspébiac, UQAR, Rimouski, QC, Canada. 5 pages.
- Long, B. F., R. Xhardé, M. Boucher, 2006. *Significance of LiDAR return signal intensities in coastal zone mapping applications*. Proceedings of the 2006 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium and 27th Canadian Symposium on Remote Sensing, Denver, CO, USA. 4 pages.
- Long, B. F., M. Boucher, R. Xhardé, S. Montreuil, 2007. *Origin of the FUDOTERAM project*. Proceedings of the 1st FUDOTERAM workshop, Toronto, ON, Canada. Édité par INRS-ETE, Québec, Canada (sur CD-ROM).

- Lozano, I., R. J. N. Devoy, W. May, U. Andersen, 2004. *Storminess and vulnerability along Atlantic coastlines of Europe: analysis of storm records and of greenhouse gases induced climate scenario*. Marine Geology, vol. 210, pp. 205-225.
- Malo, M., 1994. *Analyse structurale des grandes failles acadiennes de la Gaspésie*. La revue géologique du Québec, vol. 1 (1), pp.21-23.
- Markus, T., D. J. Cavalieri, M. A. Tschudi, A. Ivanoff, 2003. *Comparison of aerial video and Landsat 7 data over ponded sea ice*. Remote Sensing of Environment, vol. 86, pp. 458-469.
- McLaughlin, S., J. McKenna, J. A. G. Cooper, 2002. *Socio-economic data in vulnerability indices: constraints and opportunities*. Journal of Coastal Research, SI 36, pp. 487-497.
- Mills, W. B., C.-F. Chung, K. Hancock, 2005. *Predictions of relative sea-level change and shoreline erosion over the 21st century on Tangier Island, Virginia*. Journal of Coastal Research, vol. 21 (2), e36-e51.
- Montoya, L., 2003. *Geo-data acquisition through mobile GIS and digital video: an urban disaster management perspective*. Environmental Modelling & Software, vol. 18, pp. 869-876.
- Moore, W. S., 1999. *The subterranean estuary: a reaction zone of ground water and sea water*. Marine Chemistry, vol. 65, pp. 111-125.
- Moore, L. J., G. B. Griggs, 2002. *Long-term cliff retreat and erosion hotspots along the central shores of the Monterey Bay National Marine Sanctuary*. Marine Geology, vol. 181, pp. 265-283.
- Morel, B., H. Bencherif, P. Keckhut, S. Baldy, A. Hauchecorne, 2002. *Evidence of tidal perturbations in the middle atmosphere over Southern Tropics as deduced from LIDAR data analyses*. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, vol. 64, pp. 1979-1988.
- Morneau, F., L. Côté M. Michaud, F. Lecours, D. Roy, 2001a. *Étude d'impact sur l'environnement : Protection de la route 132 autour le long du littoral des municipalités de Saint-Siméon et de Bonaventure*. Gouvernement du Québec, ministère des Transports du Québec, QC, Canada. 57 pages, annexes.
- Morneau, F., M. Michaud, F. Lecours, L. Côté, D. Roy, 2001b. *Étude d'impact sur l'environnement : Projets de protection des berges le long de la route 132 autour de la péninsule gaspésienne*. Gouvernement du Québec, ministère des Transports du Québec, QC, Canada. 84 pages, annexes.
- Morneau, F., M. Michaud, F. Lecours, L. Côté, D. Roy, 2001c. *Étude d'impact sur l'environnement : Reconstruction d'un mur le long de la route 132 municipalité de Maria, baie de Cascapédia*. Gouvernement du Québec, ministère des Transports du Québec, QC, Canada. 36 pages, annexes.

- Morton, R. A., 1991. *Accurate shoreline mapping: past, present, and future*. Proceedings of Coastal Sediment '91, Seattle, WA, USA, pp. 997-1010.
- Morton, R. A., T. Miller, L. Moore, 2005. *Historical shoreline changes along US Gulf of Mexico: a summary of recent shoreline comparisons and analyses*. Journal of Coastal Research, vol. 21 (4), pp. 704-709.
- Murakami, H., K. Nakagawa, H. Hasegawa, T. Shibata, E. Iwanami, 1999. *Change detection of buildings using an airborne laser scanner*. ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing, vol. 54, pp. 148-152.
- Murty, T. S., R. A. Flather, 1994. *Impact of storm surges in the Bay of Bengal*. Journal of Coastal Research, SI 12, pp. 149-162.
- Parizek, B. R., R. B. Alley, 2004. *Implications of increased Greenland surface melt under global-warming scenarios: ice-sheet simulations*. Quaternary Science Reviews, vol. 23 (9-10), pp. 1013-1027.
- Parker, B. B., 2003. *The difficulties in measuring a consistently defined shoreline – the problem of vertical referencing*. Journal of Coastal Research, SI 38, pp. 44-56.
- Parker, G. G., M. A. Lefsky, D. J. Harding, 2001. *Light transmittance in forest canopies determined using airborne laser altimetry and in-canopy quantum measurements*. Remote Sensing of Environment, vol. 76 (3), pp. 298-309.
- Pascoff, R. P., 2004. *Potential implications of sea-level rise for France*. Journal of Coastal Research, vol. 20 (2), pp. 424-434.
- PESCA Environnement, 2000. *Étude d'hydrodynamisme du barachois de Bonaventure*. PESCA Environnement Inc., Maria, QC, Canada. 57 pages.
- Poirier, C., 1995. *Étude hydraulique – Érosion des falaises le long de la Baie des Chaleurs à Pabos*. Gouvernement du Québec, ministère des Transports du Québec, QC, Canada. 6 pages.
- Poirier, C., 1999a. *Étude hydraulique – Protection contre la mer le long de la route 132 municipalité de Percé (Barachois)*. Gouvernement du Québec, ministère des Transports du Québec, QC, Canada. 29 pages.
- Poirier, C., 1999b. *Étude hydraulique – Réfection d'un mur le long de la route 132 municipalité de Maria*. Gouvernement du Québec, ministère des Transports du Québec, QC, Canada. 42 pages.
- Poirier, C., 2001. *Étude hydraulique – Protection contre la mer le long de la route 132 municipalité de Pabos*. Gouvernement du Québec, ministère des Transports du Québec, QC, Canada. 6 pages.
- Poirier, C., 2002. *Étude hydraulique – Réfection d'une protection de pierre le long de la route 132 municipalité de Bonaventure*. Gouvernement du Québec, ministère des Transports du Québec, QC, Canada. 66 pages.

- Poirier, C., 2003a. *Étude hydraulique – Érosion de la rive de la Baie des Chaleurs le long de la route 132 municipalité de Saint-Godefroi*. Gouvernement du Québec, ministère des Transports du Québec, QC, Canada. 82 pages.
- Poirier, C., 2003b. *Étude hydraulique – Érosion de la rive de la Baie des Chaleurs le long de la route 132 municipalité de Shigawake*. Gouvernement du Québec, ministère des Transports du Québec, QC, Canada. 77 pages.
- Rachold, V., M. N. Grigoriev, F. E. Are, S. Solomon, E. Reimnitz, H. Kassens, M. Antonow, 2000. *Coastal erosion vs riverine sediment discharge in the Arctic Shelf seas*. International Journal of Earth Sciences, vol. 89, pp. 450-460.
- Rampton, V. N., R. C. Gauthier, J. Thibault, A. A. Seaman, 1984. *Quaternary Geology of New Brunswick*. Government of Canada, Geological Survey of Canada, Memoir 416, Ottawa, ON, Canada. 77 pages.
- Reid, A., D. Thibault, L. Michaud, M. Le Gros, N. Ross, 1990. *Étude sur la protection du littoral de la Gaspésie et des Îles-de-la-Madeleine*. Projet n° 7430-01-01-00118-00, QC, Canada. 271 pages.
- Revell, D. L., P. D. Komar, A. H. Sallenger Jr., 2002. *An application of LIDAR to analyses of El Niño erosion in the Netarts littoral cell, Oregon*. Journal of Coastal Research, vol. 18(4), pp. 792-801.
- Renaud, L., 2000. *Évolution et dégradation du barachois de Paspébiac*. Mémoire de Maîtrise en Sciences océanographiques. UQAR, Rimouski, QC, Canada. 123 pages.
- Roberge, C., 2004. *Analyse et cartographie des risques d'érosion des berges de la région de Saint-Siméon et Bonaventure dans la Baie des Chaleurs en Gaspésie*. Université de Sherbrooke, Sherbrooke, QC, Canada. 60 pages.
- Robertson, V. W., D. Whitman, K. Zhang, S. P. Leatherman, 2004. *Mapping shoreline position using airborne laser altimetry*. Journal of Coastal Research, vol. 20 (3), pp. 884-892.
- Robinson, J. W., 1974. *Remote sensing devices for air pollution control*. The Science of The Total Environment, vol. 3 (2), pp 169-177.
- Rottensteiner, F., J. Trinder, S. Clode, K. Kubik, 2005. *Using Dempster-Shafer method for the fusion of LIDAR data and multi-spectral images for building detection*. Information Fusion, vol. 6, pp. 283-300.
- Ruggiero, P., G. M. Kaminsky, G. Gelfenbaum, 2003. *Linking proxies-based and datum-based shorelines on a high-energy coastline: implications for shoreline changes analyses*. Journal of Coastal Research, SI 38, pp. 57-82.
- Sallenger, Jr. A. H., W. Krabill, J. Brock, R. Swift, M. Jansen, S. Manizade, B. Richmond, M. Hampton, D. Eslinger, 1999. *Airborne laser study quantifies El Niño-induced coastal change*. Eos, Transactions American Geophysical Union, vol. 80 (8), pp. 89, 92-93.

- Sallenger, Jr. A. H., H. Stockdon, J. Haines, W. Krabill, R. Swift, J. and Brock, 2000. *Probabilistic assessment of beach and dune changes*. Proceedings of Coastal Engineering 2000, American Society of Civil Engineers, Sydney, Australia, pp. 3035-3047.
- Sallenger, Jr. A. H., Krabill W., Swift R., Brock J. 2001. *Quantifying Hurricane-induced coastal changes using topographic Lidar*. Proceedings of Coastal Dynamics '01, American Society of Civil Engineers, Lund, Sweden, pp. 1007-1016.
- Sallenger, Jr. A. H., W. Krabill, J. Brock, R. Swift, S. Manizade, H. Stockdon, 2002. *Sea-cliff erosion as a function of beach changes and extreme wave runup during the 1997-1998 El Niño*. Marine Geology, vol. 187, pp. 279-297.
- Sallenger, Jr. A. H., P. Howd, H. Stockdon, K. Guy, K. L. M. Morgan, 2003a. *On predicting storm-induced coastal change*. Proceedings of Coastal Sediments '03, 5th International Symposium on Coastal Engineering and Science of Coastal Sediment Processes, Clearwater Beach, FL, USA. 9 pages.
- Sallenger, Jr. A. H., W. Krabill, R. Swift, J. Brock, J. H. List, M. Hansen, R. A. Holman, S. Manizade, J. Sontag, A. Meredith, K. Morgan, J. K. Yunkel, E. B. Frederick and H. Stockdon, 2003b. *Evaluation of airborne topographic Lidar for quantifying beach changes*. Journal of Coastal Research, vol. 19 (1), pp. 125-133.
- Satale, D. M., M. N. Kulkarni, 2003. *LiDAR in Mapping*. Proceedings of the Map India Conference, poster session, Noida, UP, India. 5 pages.
- Schafer, C. T., 1977. *Distribution and depositional history of sediments in Baie des Chaleurs, Gulf of St. Lawrence*. Can. J. Earth Sci., vol. 14, pp. 593-605.
- Schenk, T., 1999a. *Photogrammetry and laser altimetry*. International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing, vol. 32 (3/W14), La Jolla, CA USA, 10 pages.
- Schenk, T., 1999b. *Digital Photogrammetry, volume 1*. TerraScience, Laureville, OH, USA. 422 pages.
- Schenk, T., 2001. *Modelling and analyzing systematic errors of airborne laser scanners*. Technical Notes in *Photogrammetry* n°19, Department of Civil and Environmental Engineering and Geodetic Science, The Ohio State University, Columbus, OH, USA. 40 pages.
- Schenk, T., B. Csathó, D. C. Lee, 1999. *Quality control issues of airborne laser ranging data and accuracy study in an urban area*. International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing, vol. 32 (3/W14), La Jolla, CA USA. 8 pages.
- Schenk, T., S. Seo, B. Csathó, 2001. *Accuracy study of airborne laser scanning data with photogrammetry*. International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing, vol. 34 (3/W4), Annapolis, MD, USA, pp. 113-118.
- Schenk, T., B. Csathó, 2002. *Fusion of LIDAR data and aerial imagery for a more complete surface description*. International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing, vol. 34 (3A), Graz, Austria, pp. 310-317.

- Shaw, J., D. L. Forbes, 1990. *Relative sea-level change and coastal response, northeast Newfoundland*. Journal of Coastal Research, vol. 6 (3), pp. 641-660.
- Shaw, J., R. B. Taylor, D. L. Forbes, M.-H. Ruz, S. Solomon, 1998. *Sensitivity of the coasts of Canada to sea-level rise*. Government of Canada, Geological Survey of Canada, Bulletin 505. 79 pages.
- Shaw, J., R. B. Taylor, D. L. Forbes, S. Solomon, 2001. *Sea-level rise in Canada. In A synthesis of geological hazards in Canada*. Government of Canada, Geological Survey of Canada, Bulletin 548, pp. 225-226.
- Shepard, F. P., U. S. Grant, 1947. *Wave erosion along the southern California coast*. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 58, pp. 919-926.
- Shearman, E. D. R., 1983. *Radio science and oceanography*. Radio Science, vol. 18, pp. 299-320.
- Shubert, C., 1994. *Tsunamis in Venezuela: Some observations on their occurrence*. Journal of Coastal Research, SI 12, pp. 189-196.
- Slama, C. C., C. Theurer, S. W. Henriksen, 1980. *Manual of Photogrammetry* (4th edition). Éd. Falls Church: American Society of Photogrammetry & Remote Sensing (ASPRS), VA, USA. 1056 pages.
- Song, J.-H., S.-H. Han, K. Yu, Y.-I. Kim, 2002. *Assessing the possibility of land-cover classification using Lidar intensity data*. IAPRS vol. XXXIV, part 3 A/B, proceedings of the ISPRS Commission III Symposium, Graz, Austria, p. B-259.
- St-Onge, B., 2004. *L'altimétrie à balayage*. Revue Internationale de Géomatique, vol. 14 (3-4), pp. 531-558.
- St-Onge, B., N. Achaichia, 2001. *Measuring Forest canopy height using a combination of LiDAR and aerial photography data*. International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing, vol. 34 (3/W4), Annapolis, MD, USA, pp.131-137.
- Stockdon, H., Sallenger Jr. A. H., List J. H., Holman R. A. 2002. *Estimation of shoreline position and change using airborne topographic Lidar data*. Journal of Coastal Research, vol. 18 (3), pp. 502-513.
- Suárez, J. C., C. Ontiveros, S. Smith, S. Snape, 2005. *Use of airborne LiDAR and aerial photography in the estimation of individual tree heights in forestry*. Computers & Geosciences, vol. 31, pp. 253-262.
- Syvitski, J. P. M., D. B. Praeg, 1989. *Quaternary sedimentation in the St. Lawrence Estuary and adjoining areas. An overview based on high-resolution seismo-stratigraphy*. Géographie physique et Quaternaire, vol. 43 (3), p. 291-310.
- Syvitski, J. P. M., 1992. *Marine Geology of Baie des Chaleurs*. Géographie physique et Quaternaire, vol. 46 (3), pp. 331-348.

- Taylor, R. B., D. Frobel, 2001. *Aerial video survey. The coastline of Nova Scotia. Part 3: Atlantic coast (Halifax to Cape North)*. Open File Report 4020. Government of Canada, Geological Survey of Canada. 133 pages.
- Thieler, E. R., E. S. Hammer-Klose, 1999. *National Assessment of Coastal Vulnerability to Sea-Level Rise: Preliminary Results for the U.S. Atlantic Coast*. Open-File Report 99-593. U.S. Government, U.S. Geological Survey. 1 page.
- Thieler, E. R., E. S. Hammer-Klose, 2000a. *National Assessment of Coastal Vulnerability to Sea-Level Rise: Preliminary Results for the U.S. Gulf of Mexico Coast*. Open-File Report 00-179. U.S. Government, U.S. Geological Survey. 1 page.
- Thieler, E. R., E. S. Hammer-Klose, 2000b. *National Assessment of Coastal Vulnerability to Sea-Level Rise: Preliminary Results for the U.S. Pacific Coast*. Open-File Report 00-178. U.S. Geological Survey. 1 page.
- Tremblay, P. et P.-A. Bourque, 1991. *Géologie de Sud du Québec, du Bas-Saint-Laurent et de la Gaspésie*. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. Document GT 91-03, carte au 1 : 500000.
- Trivero, P., B. Fiscella, F. Gomez, P. Pavese, 1998. *SAR detection and characterization of sea surface slicks*. International of Remote Sensing, vol. 19 (3), pp. 543-548.
- Tsai, B.-M., C. S. Gardner, 1982. *Remote sensing of sea state using laser altimeters*. Applied Optics, vol. 21, pp. 3932-3940.
- Turner, I. L., S. G. J. Aarninkhof, T. D. T. Dronkers, J. McGrath, 2004. *CZM Applications of Argus Coastal Imaging at the Gold Coast, Australia*. Journal of Coastal Research, vol. 20 (3), pp. 739-752.
- Ulmann, M., B. Long, 2003. *Étude hydrodynamique, sédimentologique et biologique des sites de Maria, Saint-Siméon – Bonaventure, Newport et Cap-d'Espoir dans la Baie-des-Chaleurs, Québec, Canada*. INRS-ETE, Québec, QC, Canada. 111 pages, annexes.
- Um, J.-S., R. Wright, 1998. *A comparative evaluation of video remote sensing and field survey for revegetation monitoring of a pipeline route*. The Science of Total Environment, vol. 215, pp. 189-207.
- Van de Graaf, J., 1994. *Coastal and dune erosion under extreme conditions*. Journal of Coastal Research, SI 12, pp. 253-262.
- Varanasi, A. N., Brock J. C. 2001. *Detection of buildings in Lidar imagery*. Fifth International Airborne Remote Sensing Conference. 8 pages.
- Vila-Concejo, A., Matias A., Pacheco A., Ferreira O., Dias J.A., 2006. *Quantification of inlet-related hazards in barrier island systems. An example from the Ria Formosa (Portugal)*. Continental Shelf Research, vol. 26, pp. 1045-1060.

- Walsh, K. J. E., H. Betts, J. Church, A. B. Pittock, K. L. McInnes, D. R. Jackett, T. J. McDougall, 2004. *Using sea-level rise projections for planning in Australia*. Journal of Coastal Research, vol. 20 (2), pp. 586-598.
- Webster, T. L., D. L. Forbes, S. Dickie, R. Shreenan, 2004a. *Using topographic lidar to map flood risk from storm-surge events for Charlottetown, Prince Edward Island, Canada*. Canadian Journal of Remote Sensing, vol. 30 (1), pp. 64-76.
- Webster, T. L., C. Sangster, C. Montfield, D. Kingston, 2004b. *High resolution elevation and image data within the Bay of Fundy coastal zone, in GIS for Coastal Zone Management*. Edited by D. Barlett and J. Smith, CRC Press. Boca Raton, Florida, USA, pp. 195-218.
- Webster, T. L., D. L. Forbes, E. McKinnon, D. Roberts, 2006a. *Flood-risk mapping for storm-surge events and sea-level rise using lidar for southeast New Brunswick*. Canadian Journal of Remote Sensing, vol. 32 (2), pp. 194-211.
- Webster, T. L., J. B. Murphy, J. C. Gosse, 2006b. *Mapping subtle structures with light detection and ranging (LIDAR): flow units and phreatomagmatic rootless cones in the North Mountain Basalt, Nova Scotia*. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 43 (2), pp. 157-176.
- Wehr, A., U. Lohr, 1999. *Airborne laser scanning—an introduction and overview*. ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing, vol. 54, pp. 68-82.
- White, S. A., Y. Wang, 2002. *Utilizing DEMs derived from LIDAR data to analyze morphologic change in the North Carolina coastline*. Remote Sensing of Environment, vol. 5809, pp. 1-9.
- Williams, I. M., J. H. J. Leach, V. Wadley, B. Barker, 1998. *Creation of models for the measurement of marine species using Along Track Video (ATV)*. Proceedings of Oceans' 98, IEEE/OES, Piscataway, NJ, USA, vol. 3, pp. 1797-1801.
- Woolard, J. W., D. J. Colby, 2002. *Spatial characterization, resolution, and volumetric change of coastal dunes using airborne LIDAR: Cape Hatteras, North Carolina*. Geomorphology, vol. 48, pp. 269-287.
- Wozencraft, J. M., J. L. Irish, 2000. *Airborne Lidar surveys and regional sediment management*. Proceedings of the 4th EARSeL Workshop on Lidar Remote Sensing of Land and Sea, Dresden, Germany. pp. 28-38.
- Wozencraft, J. M., W. J. Lillycrop, 2003. *SHOALS airborne coastal mapping: past, present, and future*. Journal of Coastal Research, SI 38, pp. 207-215.
- Young, A. P., S.A. Ashford, 2006. *Application of airborne LIDAR for seacliff volumetric change and beach-sediment budget contributions*. Journal of Coastal Research, vol. 22 (2), pp. 307-318.
- Zhou, G., C. Song, J. Simmers, P. Cheng, 2004. *Urban 3D GIS from LiDAR and digital aerial images*. Computers & Geosciences, vol. 30, pp. 345-353.