

Évolution géomorphologique du glissement de terrain et du marais littoral de Saint-Joseph-de-la-Rive, Charlevoix, Québec
Geomorphological History of the Landslide and the Tidal Marsh in Saint-Joseph-de-la-Rive, Charlevoix, Québec
Geomorphologische Entwicklung des Erdrutsches und der Küstenmarsch von Saint-Joseph-de-la-Rive, Charlevoix, Québec

Louise Quilliam and Michel Allard

Volume 43, Number 3, 1989

Le VI^e Congrès de l'Association québécoise pour l'étude du Quaternaire

URI: <https://id.erudit.org/iderudit/032789ar>

DOI: <https://doi.org/10.7202/032789ar>

[See table of contents](#)

Publisher(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (print)

1492-143X (digital)

[Explore this journal](#)

Cite this article

Quilliam, L. & Allard, M. (1989). Évolution géomorphologique du glissement de terrain et du marais littoral de Saint-Joseph-de-la-Rive, Charlevoix, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 43(3), 367–376.
<https://doi.org/10.7202/032789ar>

Article abstract

A 8.33 km² tidal marsh extends on the western side of a promontory in the St. Lawrence Estuary. This promontory is the debris flow from a large landslide that, as suggested from historical data, was triggered by an important earthquake in 1663. The advance of the debris flow suddenly created a sheltered embayment favorable to accelerated mud sedimentation. A section in the microcliff at the edge of the upper marsh shows that over 2 m of mud accumulated over slide material indicating a sedimentation rate 2.7 to 7 times higher at this site than in other marshes along the St. Lawrence Estuary. Despite large imprecisions, eight 14C dates generally corroborate the historical age of the landslide. The lower edge of the upper marsh and the cliff at the edge of the debris flow have been eroded during the last 25 years and have recessed at rates of 1.2 m/y and 0.9 m/y respectively.

ÉVOLUTION GÉOMORPHOLOGIQUE DU GLISSEMENT DE TERRAIN ET DU MARAIS LITTORAL DE SAINT-JOSEPH- DE-LA-RIVE, CHARLEVOIX, QUÉBEC

Louise QUILLIAM et Michel ALLARD, Le groupe Écotone inc., 231, rue Saint-Jacques ouest, bureau n° 500, Montréal, Québec H2Y 1M6 et Département de géographie et Centre d'études nordiques, Université Laval, Sainte-Foy, Québec G1K 7P4.

RÉSUMÉ À Saint-Joseph-de-la-Rive, un marais intertidal d'une superficie de 8,33 km² s'étend du côté ouest d'un promontoire qui s'avance dans les eaux de l'estuaire du Saint-Laurent. Ce promontoire est en fait la langue de fluage d'un glissement de terrain qui, comme l'indiquent les données historiques, fut déclenché par un important tremblement de terre en 1663. L'avancée soudaine de cette coulée a créé une anse abritée, instaurant ainsi des conditions favorables à la sédimentation vaseuse. Une coupe dans la micro-falaise, à la marge inférieure du marais supérieur, montre que plus de 2 m de vase se sont accumulés à cet endroit par-dessus des dépôts glissés. Le taux de sédimentation local était de 2,7 à 7 fois supérieur à ce qui a été mesuré dans les autres marais de l'estuaire du Saint-Laurent. Malgré de grandes imprécisions, huit datations au ¹⁴C corroborent de façon générale la date du glissement de terrain. La marge du marais supérieur et la falaise au front de la langue de fluage ont reculé au cours des 25 dernières années à des taux respectifs de 1,2 m/an et de 0,9 m/an.

ABSTRACT *Geomorphological history of the landslide and the tidal marsh in Saint-Joseph-de-la-Rive, Charlevoix, Québec.* A 8.33 km² tidal marsh extends on the western side of a promontory in the St. Lawrence Estuary. This promontory is the debris flow from a large landslide that, as suggested from historical data, was triggered by an important earthquake in 1663. The advance of the debris flow suddenly created a sheltered embayment favorable to accelerated mud sedimentation. A section in the microcliff at the edge of the upper marsh shows that over 2 m of mud accumulated over slide material indicating a sedimentation rate 2.7 to 7 times higher at this site than in other marshes along the St. Lawrence Estuary. Despite large imprecisions, eight ¹⁴C dates generally corroborate the historical age of the landslide. The lower edge of the upper marsh and the cliff at the edge of the debris flow have been eroded during the last 25 years and have recessed at rates of 1.2 m/y and 0.9 m/y respectively.

ZUSAMMENFASSUNG *Geomorphologische Entwicklung des Erdrutsches und der Küstenmarsch von Saint-Joseph-de-la-Rive, Charlevoix, Québec.* Bei Saint-Joseph-de-la-Rive erstreckt sich eine Gezeitenmarsch von 8,33 km² Größe an der Westseite eines Vorsprungs, der in die Gezeitenmündung des Sankt-Lorenz-Stroms ragt. Bei diesem Vorsprung handelt es sich um den Schuttfluss eines Erdrutsches, der den historischen Daten zufolge durch ein bedeutendes Erdbeben 1663 ausgelöst wurde. Durch das plötzliche Vorrücken dieses Ergusses wurde eine geschützte Bucht geschaffen und damit günstige Bedingungen für die Schlamm-Sedimentablagerung. Ein Schnitt in die Mikro-Steilküste am unteren Rand der höheren Marsch zeigt, dass über zwei Meter Schlamm sich an dieser Stelle über den Ablagerungen angesammelt haben. Der Grad der örtlichen Sedimentablagerung war 2,7 bis 7 mal höher als der in anderen Marschen der Sankt-Lorenz-Gezeitenmündung gemessene. Trotz bedeutender Ungenauigkeiten bestätigen acht ¹⁴C-Datierungen im allgemeinen das Datum des Erdrutsches. Der Rand der höheren Marsch und die Steilküste an der Vorderseite des Schuttflusses sind im Laufe der letzten 25 Jahre um jeweils 1,2m/Jahr und 0,9m/Jahr zurückgewichen.

INTRODUCTION

Les glissements de terrain et les coulées boueuses dans les argiles marines postglaciaires ont affecté les terrasses et les berges de certains cours d'eau du Québec au cours de l'émersion postglaciaire et jusqu'à aujourd'hui (Desjardins, 1980). Plusieurs de ces événements catastrophiques se sont d'ailleurs produits durant les siècles de la période historique. Ces événements géomorphologiques rapides surviennent lorsque les facteurs favorables de déclenchement sont réunis (Chagnon, 1968; Gagnon, 1972). À quelques reprises, des chercheurs ont supposé que des secousses sismiques ont pu engendrer les vibrations déstabilisatrices. Le séisme survenu en 1663 est le plus souvent invoqué, car des paléosols, des tourbes et des morceaux de bois enfouis dans des matériaux de coulées argileuses ont donné des âges au ^{14}C correspondant approximativement à cette date (Desjardins, 1980; Legget et Lasalle, 1978). Desjardins s'appuie aussi sur les descriptions explicites du père Jérôme Lalemant, qui note que des « montagnes » ont « été renversées dans la rivière » à 5 ou 6 lieues en amont de l'embouchure du Saint-Maurice et que les « terres éboulées » ont fait « changer de couleur à tout le grand Saint-Laurent ». Deux datations au ^{14}C (380 ± 100 (Qu-390) et 390 ± 100 (Qu-392) BP; tabl. I), sur du bois enfoui dans les cicatrices de deux immenses coulées boueuses en aval des chutes de Shawinigan ont été associées au séisme de 1663. De même, Legget et Lasalle (1978) relie le vaste amphithéâtre de Saint-Jean-Vianney (aussi daté à 420 ± 90 (I-3142) et 560 ± 90 (I-3141) par Lasalle et Chagnon, 1968) à ce séisme grâce à une date de 330 ± 140 BP (GSC-1480) sur une tourbe enfouie au site de la centrale électrique de Shipshaw. Très récemment, Schafer et Smith (1987) ont associé une turbidite interstratifiée dans les sédiments de fond du haut Saguenay à ce grand glissement de terrain et, ayant déterminé le taux de sédimentation subséquent par la datation au ^{210}Pb , ont calculé un âge (1676 ± 10 % A.D.) correspondant bien au même séisme. Il est d'ailleurs clair, selon une lettre de mère Marie de l'Incarnation, que ce tremblement de terre qu'on estime d'intensité 7 à l'échelle de Richter s'est fait sentir dans toute la Nouvelle-France. Le foyer était tout probablement dans la région de Charlevoix.

La niche de décrochement dans les terrasses adossées à l'escarpement côtier et la langue de fluage qui s'avance dans le fleuve à Saint-Joseph-de-la-Rive (fig. 1 et 2) datent

aussi de 1663. En effet, selon le père Lalemant: « Vers la baie dite de S. Paul, il y avait une petite montagne sise sur le bord du fleuve, d'un quart de lieue ou environ de tour, laquelle s'est abysmée, et comme si elle n'eust fait que plonger, elle est ressortie du fond de l'eau pour se changer en islette, et faire d'un lieu tout bordé d'écueils, comme il étoit, un haure d'assurance contre toutes sortes de vents. » (Relations des Jésuites, 1656-1665.) Cette langue de fluage, en s'avancant sur la plate-forme littorale a provoqué la formation soudaine de deux anses dont l'une, celle du côté ouest, est aujourd'hui occupée par un marais littoral à spartine alterniflore.

La présente étude propose une reconstitution, au moins partielle, de l'évolution de ce marais littoral depuis le glissement de terrain. Par la datation au ^{14}C des restes végétaux inclus dans le matériel éboulé et enfoui sous les vases intertidales, il est possible d'évaluer l'effet qu'a eu ce changement important de configuration côtière sur la sédimentation littorale.

LA RÉGION ÉTUDIÉE

Saint-Joseph-de-la-Rive se situe sur la rive nord du Saint-Laurent, face à l'île aux Coudres, à environ 100 km au nord-est de la ville de Québec (fig. 1). L'escarpement côtier qui longe l'estuaire à cet endroit s'étire au droit de la ligne de faille normale du Saint-Laurent qui marque régionalement la marge abrupte du Bouclier canadien (Rondot, 1979). Les dépôts quaternaires épais plaqués contre la falaise sont en dominance d'origine marine et datent de la transgression de la Mer de Goldthwait qui s'est amorcée il y a environ 12 000 BP et qui a duré environ 5000 ans (Dionne, 1977, 1988). Les dépôts sont découpés en terrasses assises sur des argiles et recouvertes de gravier, étagées jusqu'à 200 m, altitude de la limite marine.

Le marnage à la station marégraphique locale est de 6,95 m aux vives-eaux et de 4,67 m aux marées moyennes (Canada, 1987). La salinité des eaux estuariennes est d'environ 11 ‰ (Lavoie et Beaulieu, 1971; Quilliam, 1987). Les courants de marées dans le passage de l'île aux Coudres sont de 3 nœuds au flot et 4 nœuds au jusant et la turbidité des eaux de l'estuaire est de l'ordre de 15 à 50 mg/L (Silverberg et Sundby, 1979). Compte tenu de la dynamique des estrans, on peut penser que les courants sont fortement ralentis et la turbidité accrue au-dessus du marais lorsque la marée y flue et reflue (Séroudes et Dubé, 1983; Séroudes et Troude, 1984), ce qui favorise la

TABLEAU I

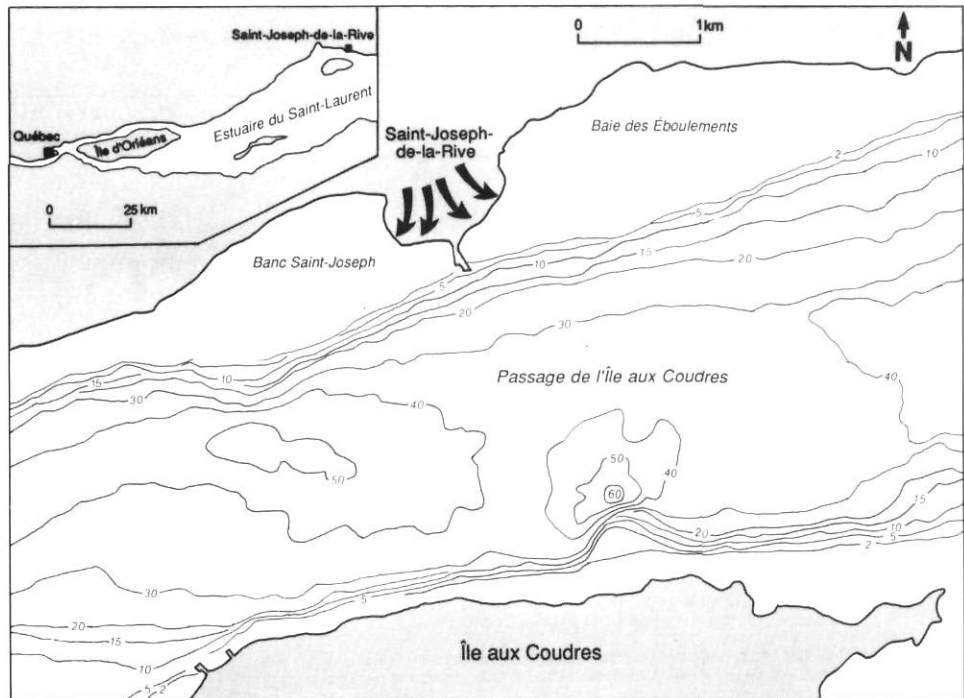
Dates au radiocarbone de glissements de terrain des basses terres du Saint-Laurent pouvant être reliées au séisme de 1663¹

Endroit	N° de laboratoire	Âge au ^{14}C (BP)	Âge au ^{14}C (corrigé, AD)	Matériel daté	Références
Shipshaw	GSC-1480	330 ± 140	1430 – 1796	Tourbe	Legget et Lasalle, 1978
Shawinigan	Qu-390	380 ± 100	1430 – 1640	Bois	Desjardins, 1980
"	Qu-392	390 ± 100	1430 – 1640	"	"
St-Jean-Vianney	I-3142	420 ± 90	1418 – 1624	Bois	Lasalle et Chagnon, 1968
"	I-3141	560 ± 90	1295 – 1432	"	"

1. Les dates corrigées selon la courbe de calibration de Stuiver et Pearson (1986) ont été calculées par les auteurs.

FIGURE 1. Localisation de la région étudiée et bathymétrie du passage de l'île aux Coudres. La langue de fluage de Saint-Joseph-de-la-Rive s'est avancée sur la plate-forme littorale presque jusqu'à la limite des basses mers.

Location of the study area and bathymetry of Passage de l'île aux Coudres. The debris flow extended over the shore platform almost to the low tide line.



sédimentation vaseuse. Par contre, le marais est exposé à un fetch de 16 km vers le sud-ouest, d'où proviennent les vents dominants tandis que la langue de fluage et le côté est du promontoire de Saint-Joseph-de-la-Rive sont largement exposés à l'est et au nord-est d'où proviennent les vents de tempête (voir aussi Brodeur et Allard, 1983, pour les conditions identiques de l'île aux Coudres).

MÉTHODES

RELEVÉ STRATIGRAPHIQUE

Le relevé d'une coupe dans la micro-falaise du marais supérieur à l'ouest du matériel éboulé et dans laquelle se trouve un paléosol surmonté de sédiments intertidaux a permis d'établir le taux de sédimentation et de réaliser la reconstitution stratigraphique de la zone littorale depuis le glissement jusqu'à aujourd'hui. Des échantillons provenant de chaque unité stratigraphique ont été récoltés pour les fins d'analyse macrofossile et pour datation au radiocarbone. L'analyse des macro-restes végétaux contenus dans les sédiments intertidaux du marais littoral devait permettre de reconstituer les changements locaux survenus dans le milieu.

ÉCOLOGIE DU MARAIS LITTORAL ACTUEL

Afin de mesurer le taux de recul du marais supérieur, nous avons comparé les séries de photographies aériennes prises en 1964, 1969, 1976 et 1985. Sur chaque photo, la distance linéaire, perpendiculaire à la côte, fut mesurée entre des repères stables et permanents (coins de bâtiments, voie ferrée) sous stéréoscope grossissant avec une règle de précision transparente qui permettait une précision de lecture estimée à 0,2 mm. L'erreur possible de mesure est de 4-5 m sur les photos de 1964 et de 1969, environ 2 m sur celles de 1976



FIGURE 2. La langue de fluage s'avance dans le fleuve; vue des Éboulements à marée haute.

The debris flow makes a promontory into the river. View from Les Éboulements at high tide.

et environ 1 m sur celles de 1985. Or, les reculs totaux mesurés entre ces dates sont, sauf une exception, bien supérieurs à ces marges d'erreur et l'ampleur mesurée du recul total peut être considérée comme valable à quelques mètres près.

La cartographie écologique, établie par photo-interprétation et par des observations sur le terrain, a permis de connaître la répartition des caractéristiques sédimentologiques de l'estran et celle des plantes sur le littoral actuel; cette connaissance de l'environnement actuel facilite la reconstitution stratigraphique. Afin d'obtenir plus de datations au ^{14}C susceptibles de vérifier l'hypothèse de départ, on a prélevé des morceaux de bois et des échantillons d'humus forestier dans le matériel même du glissement de terrain. Ces prélèvements furent réalisés dans la falaise vive au front de la langue de fluage.

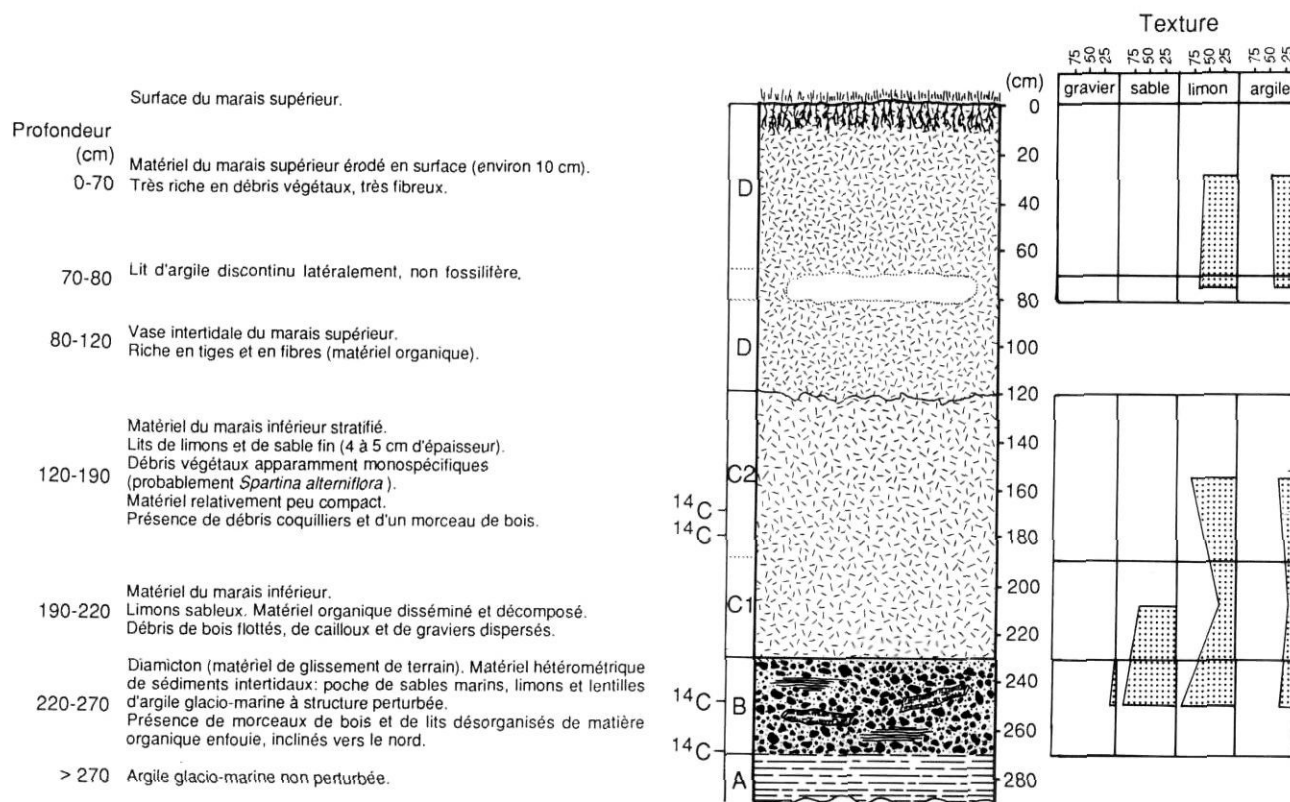


FIGURE 3. Description de la coupe stratigraphique dans la micro-falaise du marais à l'ouest de la langue de fluage.

Stratigraphy of the micro-cliff in the marsh west of the debris flow.

ÉVOLUTION DU MARAIS LITTORAL

DESCRIPTION DE LA COUPE

La coupe montre quatre unités stratigraphiques (fig. 3):

- 1) À la base, vers 2,70 m de profondeur, s'observe un dépôt d'argile glacio-marine gris foncé, compact et d'épaisseur inconnue (unité A).
- 2) Au-dessus, se trouve un diamicton d'environ 50 cm d'épaisseur associé au glissement de terrain (unité B) (fig. 4). Cette unité est composée d'un matériel hétérométrique englobant des sédiments intertidaux, des poches de sables fins, des silts et des lentilles d'argile glacio-marine dont la structure est perturbée ainsi que des débris terrestres. Des lits contortionnés de matière organique sont incorporés à l'intérieur de ces sédiments; ils sont basculés en direction de la niche de décrochement du glissement (040° N) avec une inclinaison de 46°. De plus, de nombreux troncs d'arbres (le plus souvent *Betula papyrifera*) extrêmement bien conservés sont présents à ce niveau. À l'automne 1983, une coupe dégagée dans la micro-falaise à quelques mètres de la coupe étudiée a également montré à sa base du matériel de glissement plus épais que 50 cm.

- 3) L'unité stratigraphique suivante (unité C), d'une épaisseur de 1 m, présente deux faciès (C₁ et C₂). Le premier, de 30 cm d'épaisseur, est constitué d'un substrat de silts sableux compacts au travers duquel est irrégulièrement disséminé un matériel organique visiblement monospécifique. Il y a aussi un peu de débris de bois flottés, des petits cailloux et des

graviers dispersés. Le second faciès sus-jacent (C₂) consiste en 70 cm de matériel stratifié composé d'une série de lits discontinus de silts et sables fins de 4 à 5 cm d'épaisseur, intercalés dans un substrat silteux plus ou moins argileux, moins compact et fossilifère. Ce dépôt contient aussi des débris coquilliers, des fragments de bois et des lits continus de débris végétaux apparemment monospécifiques.

- 4) La dernière unité stratigraphique (D) d'une épaisseur totale de 1,20 m est séparée au centre par un lit d'argile silteuse discontinu latéralement, non fossilifère et d'une épaisseur moyenne de 10 cm. Le faciès dominant de l'unité D est une argile silteuse avec une forte densité de matériel organique plus ou moins bien décomposé. De plus, on observe, plus particulièrement près de la surface de la coupe, les nombreuses racines des plantes vivantes.

Quatre datations ont été effectuées, trois sur des morceaux de bois, une autre sur une couche de débris végétaux (tabl. II). Les morceaux de bois ont été recueillis dans le diamicton (unité B) au contact avec l'argile glacio-marine de la base entre 2,70 et 2,50 m de profondeur. Une seule concorde vraiment bien avec l'âge historique du glissement de terrain, soit 240 ± 50 BP (UL-229). Les autres dates obtenues sont un peu plus vieilles, soit 570 ± 60 BP (UL-186 et 620 ± 80 (I-13548)). Le dernier échantillon de cette coupe, composé essentiellement de fragments organiques fossiles, a été recueilli entre 170 et 190 cm de profondeur dans les sédiments provenant de l'unité stratigraphique représentant le marais inférieur



FIGURE 4. À la base de la coupe, le diamicton associé au glissement. À noter une section de tronc d'arbre (à gauche du couteau) et un paléosol (trainée noire).

Debris flow diamict at the base of the section. It includes wood (trunk section at the left of the knife) and a paleosol (black streak).

(C). L'âge de cette couche organique à 1 m au-dessus du bois daté à 240 ± 50 BP (UL-229) est de 1820 ± 100 BP (UL-200).

INTERPRÉTATION DE LA COUPE

Le matériel organique enfoui par le glissement (unité B) a les caractéristiques d'un humus forestier de type mor, soit une structure fibreuse et feuilletée ainsi que des macrorestes peu décomposés (fig. 4). Les sables compacts et légèrement fossilifères à la base de l'unité C s'apparentent au faciès retrouvé actuellement au niveau du marais inférieur. Les restes monospécifiques implantés dans ce faciès marquent le début de la colonisation végétale par la spartine alterniflore. Il est également possible d'affirmer que le marais inférieur était autrefois établi entre des altitudes de quelques décimètres plus élevées qu'aujourd'hui. En fait, la forte pente que connaît aujourd'hui le marais inférieur est causée par une accumulation de plusieurs décimètres de sédiments insérés dans le réseau de racines de la spartine alterniflore. Il y a donc déjà eu dans le passé une progression du marais littoral puisque l'on retrouve aujourd'hui cette épaisseur de sédiments à ce niveau.

La base de l'unité D laisse apparaître une séquence bioturbée par les racines qui fait ressortir la transition entre le marais inférieur et le marais supérieur sus-jacent et, probablement, aussi des changements dans les conditions de mise en place des matériaux. En fait, les dépôts du marais inférieur se distinguent de ceux du marais supérieur par une moindre abondance de débris végétaux dispersés dans le faciès. La partie centrale de l'unité D située entre 70 et 80 cm de profondeur souligne la présence d'une ancienne mare comblée de vases.

De façon générale, la coupe présente une augmentation des matériaux fins et des débris de racines ainsi qu'une diminution de la fraction sableuse du bas vers la surface, ce

TABLEAU II

Dates au radiocarbone de la présente étude

	N° de laboratoire	Âge au ^{14}C (BP)	Âge au ^{14}C (corrigé, AD)	Matériel daté
Coupe	UL-229	240 ± 50	1639 – 1668 (1953) ¹	Bois (<i>Betula</i> p.)
	UL-186	570 ± 60	1303 – 1419	Bois "
	I-13548	620 ± 80	1280 – 1410	Bois "
	UL-200	1820 ± 100	70 – 337	Débris végétaux mélangés
Matériel glissé	UL-183	200 ± 60	1647 – 1686 (1953) ¹	Bois
	UL-188	430 ± 60	1425 – 1488	Bois
	UL-211	510 ± 50	1333 – 1436	Bois (<i>Picea glauca</i>)
	UL-187	850 ± 70	1043 – 1260	Humus forestier

1. Selon la courbe de calibration, il y a une faible possibilité que le spécimen soit moderne.

qui implique des vitesses de courants plus élevées lorsque les couches profondes constituaient autrefois la surface du marais littoral. La coupure granulométrique nette entre ces deux unités indique que la sédimentation était régie par des mécanismes sédimentaires différents.

La séquence de ces dépôts intertidaux indique que le site de la coupe est passé d'un environnement de bas estran à un environnement de haut estran au cours de l'engraissement de la zone intertidale.

ÂGE DU GLISSEMENT DE TERRAIN ET TAUX DE SÉDIMENTATION

Sans autre moyen de datation plus précis comme la dendrochronologie (cf. Bégin et Fillion, 1988), le radiocarbone ne peut fournir que des âges approximatifs car les paléosols et les restes végétaux enfouis ne sont pas nécessairement inactifs au moment du glissement. De plus, les causes d'erreurs sont nombreuses et les marges statistiques englobent plusieurs décennies.

Parmi les datations qui proviennent de spécimens prélevés directement dans le matériel éboulé, celles sur bois (des éclats épars) (200 ± 60 (UL-183), 430 ± 60 (UL-188) et 510 ± 50 BP (UL-211)) cadrent relativement bien avec la date historique probable. Par contre, l'échantillon provenant de la poche d'humus (fig. 5) a donné un âge de 850 ± 70 BP (UL-187). On peut expliquer cet âge plus vieux par la présence de restes ligneux déjà morts avant leur enfouissement et par le temps nécessaire à l'accumulation de l'humus avant le glissement.

La question se complique au site de la coupe. Les bois (des troncs de *Betula papyrifera* bien conservés et âgés d'environ 25 ans à leur mort) associés au diamicton de glissement ont aussi des âges étalés sur quelques siècles, soit entre 240 ± 50 (UL-229) et 620 ± 80 (I-13548) BP, dont un résultat concordant en provenance d'un laboratoire indépendant. On peut envisager que certains troncs avaient déjà dérivé sur le site avant leur incorporation dans le diamicton.



FIGURE 5. Poche d'humus forestier enrobée dans le matériel de glissement. À noter la structure désordonnée de l'argile encaissante.

Pocket of forest humus enclosed within slide material. Note the structureless surrounding clays.

Quant à la date de 1820 ± 100 (UL-200) BP, elle provient de fins débris disposés en laisses de marée et enfouis; la seule explication possible pour justifier cette date hors séquence est un brassage de petits morceaux de bois abrasés et de restes végétaux plusieurs fois érodés, transportés et déposés sur l'estran; cela s'observe facilement dans les dépôts actuels de l'estuaire (voir aussi Allard, 1981, p. 141).

En appliquant les courbes de calibration de Stuiver et Pearson (1986) (tabl. I et II), on se rend compte que les datations les plus significatives sur bois et humus forestier pourraient situer le glissement entre au maximum de 1077 A.D. au minimum de 1686 A.D. Comme les spécimens les plus jeunes ne peuvent avoir été emportés dans un glissement précédant leur naissance, ils sont les plus susceptibles de dater le glissement de terrain. Après calibration pour la dendrochronologie, ces datations de 200 ± 60 BP (UL-183) et 240 ± 50 BP (UL-229) laissent supposer que le glissement s'est produit entre 1639 et 1686 A.D. Cette conclusion concorde très bien avec la référence historique qui est relativement précise quant à la date, l'emplacement, les dimensions du glissement et la modification de la morphologie côtière qu'il a engendrée. Compte tenu de l'épaisseur de la séquence au-dessus du diamicton dans la coupe et de l'âge très probable du glissement (1663 A.D.), le taux moyen de sédimentation à ce site est voisin de 6,8 mm/an depuis le glissement.

ÉVOLUTION RÉCENTE DU MARAIS, DES MARES ET DE LA MICRO-FALAISE

LE REcul DE LA MICRO-FALAISE ET DU TALUS AU FRONT DU GLISSEMENT DE 1964 À 1985

La falaise abrupte située de part et d'autre du quai de la Traverse à Saint-Joseph-de-la-Rive est présentement en voie d'érosion. Le marais intertidal est aussi menacé par l'érosion qui se manifeste au droit de la micro-falaise (fig. 6).

Les positions successives de la micro-falaise et du talus d'érosion sont illustrées à la figure 7 et les valeurs de recul sont présentées au tableau III.



FIGURE 6. Micro-falaise (1,2 m de hauteur) en voie d'érosion à la limite entre le marais supérieur et le marais inférieur.

Receding micro-cliff (1.2 m high) at the limit between the higher and lower marsh.

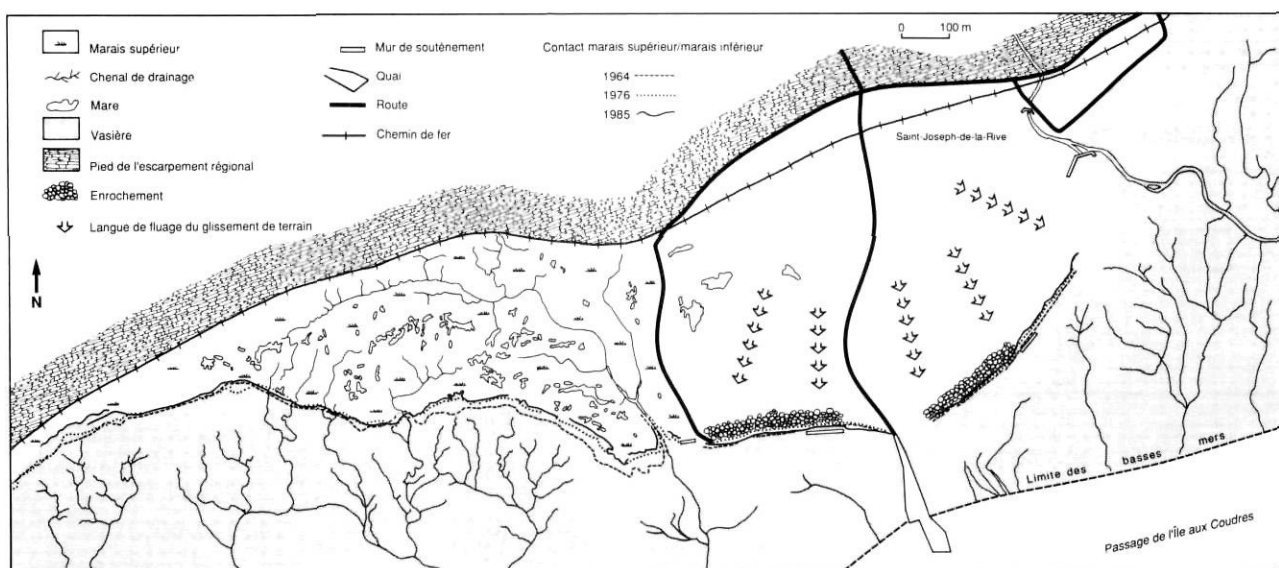


FIGURE 7. Recul de la micro-falaise du marais et de la falaise du front de la languette de fluage, 1964-1985.

Recession of the marsh micro-cliff and of the cliff at the front of the debris flow, 1964-1985.

TABLEAU III

Taux de recul du littoral (1964-1985)¹

Année	Échelle	Marais intertidal							
		Micro-falaise (à l'ouest du chenal)		Micro-falaise (à l'est du chenal)		Plage		Languette de fluage (à l'est du quai)	
		distance (m)	recul (m)	distance (m)	recul (m)	distance (m)	recul (m)	distance (m)	recul (m)
1964	1/20479	490,5	—	465,9	—	452,6	—	558,1	—
1969	1/21204	487,7	2,8	458,0	7,9	449,5	3,1	556,6	1,5
1976	1/8479	467,5	20,2	443,2	14,8	430,8	18,7	552,4	4,2
1985	1/5232	466,9	0,6	439,5	3,7	426,4	4,4	544,1	8,3
Recul total		23,6		26,4		26,2		14,0	
Taux moyen		1,1 m/an		1,2 m/an		1,2 m/an		0,6 m/an	

1. Distance mesurée sur les photos aériennes à partir de repères terrestres stables.

L'examen de la figure 7 permet de constater que la micro-falaise a connu d'importants changements en de nombreux endroits entre 1964 et 1985. C'est entre les années 1964 et 1976 que s'est effectuée la régression la plus importante, soit un recul de 23 m en 12 ans à l'ouest du chenal de drainage principal. Au même endroit, de 1976 jusqu'en 1985, la micro-falaise est demeurée à peu près stationnaire, le recul de 60 cm mesuré étant à l'intérieur de la marge d'erreur. La micro-falaise située du côté est du chenal de drainage principale, selon le tableau III, des valeurs comparable d'érosion. Dans l'ensemble, l'érosion de la micro-falaise, qui occupe le bord externe du marais supérieur, s'est poursuivie à un rythme assez rapide entre 1964 et 1976, soit au taux annuel moyen

de 1,9 m. Toutefois, le taux de régression des terres a diminué de 1976 à 1985, passant de 1,9 m/an à 0,24 m/an. Le taux moyen de recul du marais supérieur, calculé sur 21 ans (1964-1985), est de 1,2 m/an.

La falaise au front du glissement a aussi reculé de façon notable depuis 1964. Les changements sont cependant plus difficilement discernables, en particulier là où on a construit des enrochements. Néanmoins, on peut remarquer que de 1964 à 1976 le rythme annuel d'érosion était assez lent, soit de 48 cm (5,7 m en 12 ans). Par ailleurs, c'est à partir de 1976 que s'est produit l'érosion la plus importante à cet endroit, soit 8,3 m en 9 ans seulement (92 cm/an). Les tendances

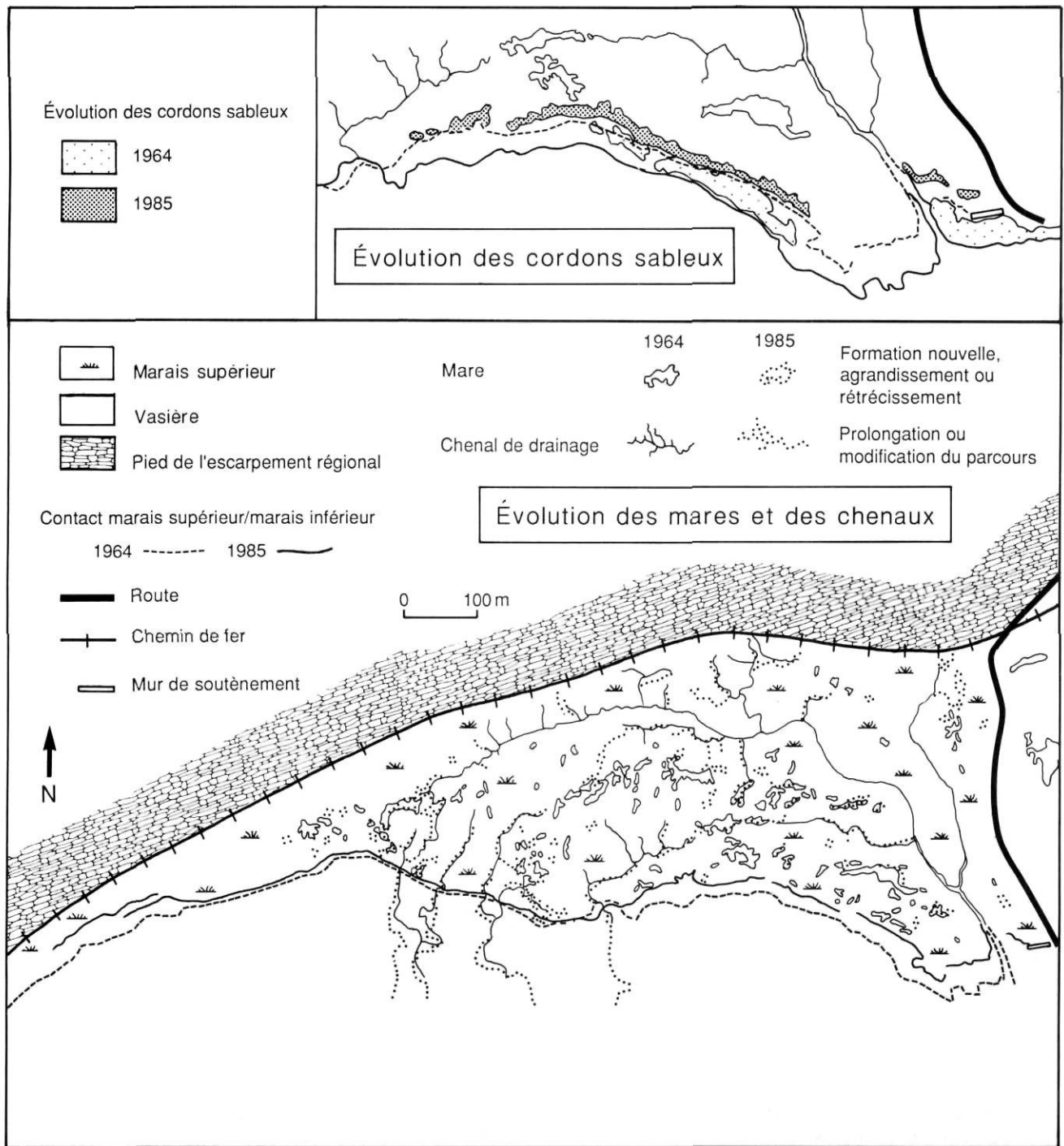


FIGURE 8. Évolution des mares, du réseau de drainage et des cordons sableux du marais de 1964 à 1985.

Changes in the pattern of intertidal pans, the channel network and the sand beach in the marsh from 1964 to 1985.

générales de l'évolution de la falaise sur le flanc est de la langue de fluage se résument depuis 21 ans à un recul annuel moyen de 67 cm.

L'ÉVOLUTION DES MARES ET DU RÉSEAU DE DRAINAGE DU MARAIS SUPÉRIEUR DE 1964 À 1985

À Saint-Joseph-de-la-Rive, des dépressions ou mares aux formes et dimensions variées, atteignant leur extension maxi-

male à la frange du marais supérieur, ont été observées et comparées par photo-interprétation pour la période de 1964 à 1985. Les modifications dans le tracé du réseau de drainage principal ainsi que les changements dans la position des cordons sableux qui surmontent la micro-falaise ont également fait l'objet d'une étude comparative pour les mêmes dates (fig. 8).

En 1964, le réseau de drainage principal était moins élaboré et la plupart des mares étaient de dimensions assez restreintes. Après deux décennies d'évolution, en 1985, le réseau de drainage s'est ramifié et hiérarchisé. Ainsi, en plusieurs endroits, de nouveaux chenaux se sont creusés et s'étendent sur plusieurs mètres, le plus souvent de façon perpendiculaire au chenal principal auquel ils se rattachent. De plus, ils dessinent souvent des méandres prononcés. D'autres chenaux nouvellement développés apparaissent sous forme de prolongement aux chenaux déjà existants. On remarque également que le tracé des chenaux principaux paraît stable depuis 1964, tandis que celui des chenaux secondaires, moins larges et moins profonds, a migré latéralement.

Quant aux mares, bon nombre d'entre elles n'ont pas subi de changement de taille depuis 1964. Par contre, plusieurs ont été partiellement colmatées ou agrandies. Ce sont surtout les moyennes et les très grandes mares qui ont été modifiées. On a même pu observer la coalescence de deux mares par érosion de la paroi qui les séparait. Des mares sont disparues soit par colmatage ou recul de la micro-falaise. Il s'agit de mares qui étaient autrefois situées près de la micro-falaise. Quelques mares sont sur le point de connaître le même sort. Enfin, on constate l'apparition récente d'une multitude de très petites mares dispersées à la surface du marais.

DISCUSSION ET CONCLUSION

Un diamicton, composé de matériel de glissement de terrain, constitue l'assise sur laquelle reposent les sédiments du marais littoral (fig. 3). Ce diamicton, daté entre 240 ± 50 BP (UL-229) et 620 ± 80 BP (I-13548), a pu être associé à l'épisode du glissement de terrain survenu en 1663 à Saint-Joseph-de-la-Rive, selon la source historique. L'avancée sur l'estuaire de la langue de fluage a créé subitement une anse abritée où la sédimentation rapide des alluvions maritimes a été favorisée. Les dépôts intertidaux ont commencé à s'accumuler dans l'anse, il y a environ trois siècles par la mise en place de silts sableux. Ces premiers sédiments, qui comportent des restes organiques disséminés et décomposés, ont été associés à un milieu de marais inférieur à cause de leur ressemblance avec le dépôt relevé actuellement à ce niveau. Les argiles silteuses sus-jacentes, caractérisées par d'abondants débris organiques plus ou moins bien décomposés, sont constituées de matériel du marais supérieur. L'analyse sédimentologique et paléo-écologique a montré que, depuis le début de sa formation, le marais littoral étudié est passé d'un milieu de bas estran à un milieu de haut estran. De 1663 à aujourd'hui, le taux moyen d'accrétion est d'environ 6,8 mm/an.

Bien qu'une importante sédimentation ait eu cours depuis le début de la formation du marais littoral, il y a plus de trois siècles, la marge extérieure du marais supérieur est en voie d'érosion depuis au moins deux décennies. L'évolution du marais à Saint-Joseph-de-la-Rive, de 1964 à 1985, se résume donc à une érosion par recul de la micro-falaise à un taux annuel moyen de 1,2 m.

L'évolution récente de la falaise sur le flanc est de la langue de fluage se résume par un recul depuis 25 ans, suivant un taux moyen de 67 cm/an.

La coupe étudiée n'est située qu'à peu de distance de la langue de fluage et elle est loin du fond du marais qui s'étend presque jusqu'au pied de l'escarpement rocheux, de sorte qu'on ne peut y retrouver les vestiges d'un marais antérieur qui, si on se fie au tracé de la côte de part et d'autre de Saint-Joseph-de-la-Rive, devrait, avant le glissement, être étroit et frangeant au pied de l'escarpement (fig. 1). Cette coupe n'en démontre pas moins qu'un important remblaiement de vase intertidale s'est produit dans l'anse nouvellement formée pour accroître le marais d'une vaste superficie. Le taux de sédimentation au site de la coupe, qui n'est peut-être pas représentatif de l'ensemble, est quand même de 2,7 à 7 fois supérieur à ce qui a été mesuré ailleurs dans les marais du Saint-Laurent pour les derniers siècles (Dionne, 1986). Compte tenu du recul rapide qui prévaut présentement, ce marais a même autrefois progressé un peu plus vers le large que maintenant.

REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient les personnes suivantes: MM. Jean-Claude Dionne, Yvon Ouellet et Jean-Baptiste Sérodes pour leurs conseils au cours de l'étude, Mme Michelle Garneau, MM. Alayn Larouche et Claude Roy pour leur aide dans l'identification de spécimens botaniques et de macro-restes, Mme Andrée Lecours, technicienne du laboratoire de ^{14}C du Centre d'études nordiques ainsi que M. Denis Brodeur pour son aide sur le terrain. Nous remercions également les deux lecteurs critiques de la revue, MM. Jean-Marie M. Dubois et Georges Drapeau. Les figures ont été dessinées par M. Yvan P. Grenier.

RÉFÉRENCES

- Allard, M., 1981. L'anse aux Canards, île d'Orléans, Québec: évolution holocène et dynamique actuelle. *Géographie physique et Quaternaire*, 35: 133-154.
- Bégin, C. et Fillion, L., 1988. Age of landslides along the Grande Rivière à la Baleine estuary, eastern coast of Hudson Bay, Québec (Canada). *Boreas*, 17: 289-299.
- Brodeur, D. et Allard, M., 1983. Les plates-formes littorales de l'île aux Coudres, moyen estuaire du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 37: 179-195.
- Canada, 1987. Table des marées et courants du Canada. Pêches et Océans Canada, 39 p., publication annuelle.
- Chagnon, J.-Y., 1968. Les coulées d'argile dans la province de Québec. *Naturaliste canadien*, 95: 1327-1343.
- Desjardins, R., 1980. Tremblements de terre et glissements de terrain: corrélation entre des datations au ^{14}C et des données historiques à Shawinigan, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 34: 359-362.
- Dionne, J.-C., 1977. La mer de Goldthwait au Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 31: 61-80.
- 1986. Érosion récente des marais intertidaux de l'estuaire du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 40: 307-323.
- 1988. Holocene relative sea-level fluctuations in the St. Lawrence Estuary, Québec, Canada. *Quaternary Research*, 29: 233-244.

- Gagnon, H., 1972. La photo aérienne dans les études de glissements de terrain. *Revue de géographie de Montréal*, 26: 381-406.
- Lasalle, P. et Chagnon, J.-Y., 1968. An ancient landslide along the Saguenay River, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 5: 548-549.
- Lavoie, R. et Beaulieu, G., 1971. Salinité des eaux de surface dans l'estuaire du Saint-Laurent. *Naturaliste canadien*, 98: 191-193.
- Legget, R. F. et LaSalle, P., 1978. Soil studies at Shipshaw, Québec: 1941 and 1969. *Journal canadien de géotechnique*, 15: 556-564.
- Quilliam, L., 1987. Évolution récente et dynamique écologique actuelle du marais littoral à Saint-Joseph-de-la-Rive, Charlevoix. Mémoire de maîtrise, Université Laval, Département de géographie, 142 p.
- Rondot, J., 1979. Reconnaissances géologiques dans Charlevoix-Saguenay, Québec. Ministère des Richesses naturelles du Québec, DPV-682, 44 p.
- Schafer, C. T. et Smith J. N., 1987. Hypothesis for a submarine landslide and cohesionless sediment flow resulting from a 17th century earthquake-triggered landslide in Québec, Canada. *Geomarine Letters*, 7: 31-37.
- Sérodes, J.-B. et Dubé, M., 1983. Dynamique sédimentaire d'un estran à spartines, Kamouraska, Québec. *Naturaliste canadien*, 110: 11-26.
- Sérodes, J.-B. et Troude, J. P., 1984. Sedimentation cycle of a fresh-water tidal flat in the St.-Lawrence Estuary. *Estuaries*, 7: 119-127.
- Silverberg, N. et Sundby, B., 1979. Observations in turbidity maximum in the St. Lawrence Estuary. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16: 939-950.
- Stuiver, M. et Pearson, W., 1986. High-precision calibration of the radiocarbon time scale, AD 1950-500 BC. *Radiocarbon*, 28-2B: 805-838.