

LOCALISATION ET MAGNITUDE DU SÉISME DU 5 FÉVRIER 1663 (QUÉBEC) REVUES À L'AIDE DES MOUVEMENTS DE TERRAIN

Jacques Locat

Laboratoire d'études sur les risques naturels (LERN), Département de géologie et de génie géologique, Université Laval, Qc, G1K 7P4, jacques.locat@ggl.ulaval.ca

RÉSUMÉ

Le séisme du 5 février 1663 est le premier séisme historique violent dont la magnitude M est estimée comme étant autour de 7. Il a laissé dans le paysage plusieurs signatures qui en révèlent l'étendue et l'intensité. Coté terrestre, on note des glissements de terrain dans diverses régions du Québec dont la région de Betsiamites, du Saguenay, de Charlevoix et de la Mauricie. Coté subaquatique, plusieurs signatures de mouvements de terrain ont été attribuées à ce séisme, particulièrement le long de l'estuaire du St-Laurent, du fjord du Saguenay et quelques lacs localisés sur le Bouclier laurentien et probablement dans les Appalaches. À partir de l'analyse des données reliées aux mouvements de terrain, et utilisant des méthodes empiriques pour l'estimation de la magnitude, l'épicentre proposée du séisme serait situé sur le Bouclier canadien au nord du St-Laurent, dans la région du Haut Saguenay: Lat. $48^{\circ} 21' N$ et Long. $70^{\circ} 50' O$ et aurait une magnitude M minimale de 7.6.

ABSTRACT

The February 5th 1663 earthquake is the first strong historical earthquake recorded in Canada and is currently estimated to be located near La Malbaie and had an estimated magnitude M of about 7. It left various signatures in the landscape which reveal its extent and significance. In the terrestrial domain, landslides were noted in various regions of Quebec, including Betsiamites, Saguenay, Charlevoix and Mauricie. In the sub-aqueous domain, related mass movements were found along the St. Lawrence Estuary, Saguenay Fjord and various lakes on the Canadian Shield and likely also in the Appalachian. From the analysis of landslide related data and using empirical methods for magnitude estimation, the position of the epicentre would be located in the Canadian Shield to the North of the St. Lawrence River, in the Upper Saguenay area at a proposed location of $48^{\circ} 21' Lat. N$ and $70^{\circ} 50' Long. W$, with a potential magnitude M of at least 7.6.

1. INTRODUCTION

La carte de zonage sismique de l'Est du Canada (figure 1; Adams et Halchuk, 2003) s'appuie sur les zones structurales connues (figure 2) ainsi que sur les données sismiques historiques (e.g. Gouin, 2001). Son élaboration constitue un travail minutieux et essentiel et elle est cruciale pour le Canada car elle est un outil important permettant l'atténuation et la prévention des risques liés aux tremblements de terre (Adams et Atkinson 2003). Au Québec, on reconnaît quatre zones où l'activité sismique est plus importante : (1) le graben de la rivière des Outaouais, (2) la zone de Charlevoix, (3) le graben du Saguenay et (4) le rift du Saint-Laurent, surtout dans la région de Sept-Iles (figure 2).

Le portrait sismique du Québec a surtout été élaboré à partir d'observation récentes d'activités sismiques ainsi que par la prise en compte de certaines données historiques limitées aux témoignages rapportés dans les documents historiques antérieurs à l'avènement des sismographes (Gouin, 2001). Tout récemment, Lamontagne (2002) a présenté une première compilation des diverses signatures géologiques associées à l'activité sismique au Québec et pour la première fois on y associe plus directement des mouvements de terrains au séisme du 5 février 1663 (ci-après appelé le séisme de 1663).

L'étude proposée ici sur le séisme du 5 février 1663 est faite dans une perspective géomorphologique, géotechnique et sédimentologique, gravitant autour des larges glissements

de terrain associés au séisme de 1663. Elle ne se veut donc pas une critique des autres approches, comme celles utilisant la superficie de la région où le séisme est ressenti (Johnston, 1996). L'analyse qui suit vise à exploiter les informations disponibles sur les diverses signatures laissées dans le paysage par le séisme de 1663 et d'ainsi revoir et discuter les éléments ayant servi de base à l'attribution actuelle de l'épicentre et de la magnitude du séisme de 1663. À moins d'indications contraires, le symbole M sera utilisé pour signifier une magnitude de moment.

La carte de zonage sismique présentée à la figure 1 est très sensible aux séismes historiques majeurs. Par exemple, si on regarde la forte valeur accordée au secteur des Grand Bancs de Terre-Neuve, elle n'est en fait que le résultat d'un seul séisme majeur connu dans ce secteur, lequel est survenu en 1929 ($M = 7.2$). Comme autre exemple, prenons le séisme de 1988 ($M = 5.9$, Du Berger *et al.*, 1991; Lamontagne, 2002) au Saguenay qui a entraîné une révision de la compréhension de la sismicité dans cette région.

Ainsi, à cause de l'importance du séisme de 1663 pour le zonage sismique dans l'est du Canada, il est judicieux de revoir les données utilisées dans le passé par Hodgson (1928, 1945) pour établir la position de l'épicentre et l'intensité (et indirectement de la magnitude) du plus fort séisme historique dans l'Est du Canada et cela à la lumière des données récentes tant marines que terrestres surtout liées à des mouvements de masse.

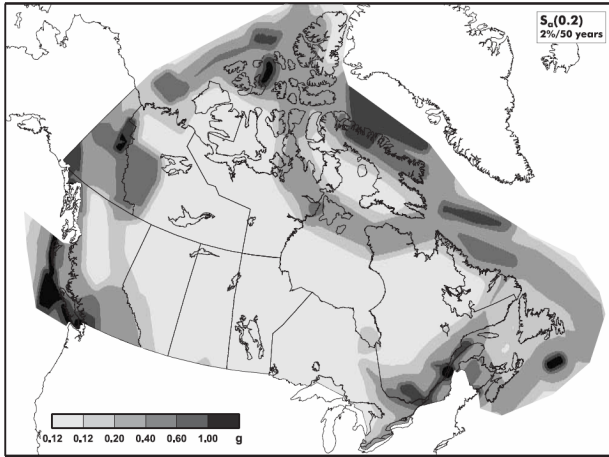


Figure 1. Zonage sismique du Canada (Adams et Halchuk 2003).

D'après Jibson (1996), l'évaluation de la paléosismicité à partir des mouvements de terrain nécessite trois étapes : (1) reconnaître une forme comme un mouvement de terrain, (2) dater le glissement, et (3) montrer que le glissement a été créé par un séisme. À la lumière des descriptions fournies plus bas, ces conditions peuvent être considérées comme étant respectées. L'étape qui comporte le plus d'incertitudes, et qui sera discuté plus loin, est liée à la datation des événements qui n'ont pu être directement observés. Étant donné que le séisme de 1663 est survenu bien avant la disponibilité de sismographes, et que le territoire était peu habité, la détermination de l'âge de la plupart des mouvements de terrain relevés n'est possible qu'en utilisant des méthodes indirectes (Jibson 1996, St-Onge *et al.* ce volume), comme par exemple celles basées sur des méthodes de datation diverses telles les datations au ^{14}C (e.g. Fillion *et al.*, 1991) et l'analyse des taux de sédimentation de couches recouvrant des débris (e.g. Schafer *et al.*, 1980; Doig, 1986; Levesque *et al.*, 2006).

Deux méthodes empiriques seront particulièrement utilisées pour réévaluer la magnitude attribuée au séisme de 1663. La première suit une approche proposée par Keefer (1984) et revue plus tard par Rodriguez *et al.* (1999) et Keefer (2002). Cette approche consiste à cartographier la distribution des mouvements de terrain reconnus dans une région donnée comme étant associés à un séisme dont la magnitude et l'épicentre sont connus. Ces auteurs ont ainsi compilés plusieurs séismes ($M > 4$) dans le monde et ont élaborés des graphiques mettant en relation la superficie circonscrite par les événements liés à un séisme donné, ainsi que les distances maximales des mouvements de terrain, en fonction de la magnitude mesurée pour chacun des cas. À l'aide de ces travaux, Keefer (2002) et Rodriguez *et al.* (1999) proposent des courbes enveloppes permettant d'estimer la magnitude minimale d'un séisme historique dont l'épicentre est connu. Une autre méthode, développée par Bakun et Wentworth (1997), permet d'estimer la magnitude d'un séisme à partir de la valeur locale de l'intensité modifiée de Mercalli (valeur locale, i.e. ici donnée par le glissement) et de la distance de la mesure locale d'intensité par rapport à l'épicentre du séisme. Plus tard,

Bakun *et al.* (2003) ainsi que Bakun et Hopper (2004) ont étendue et illustré l'application de cette méthode à l'est de l'Amérique du Nord.

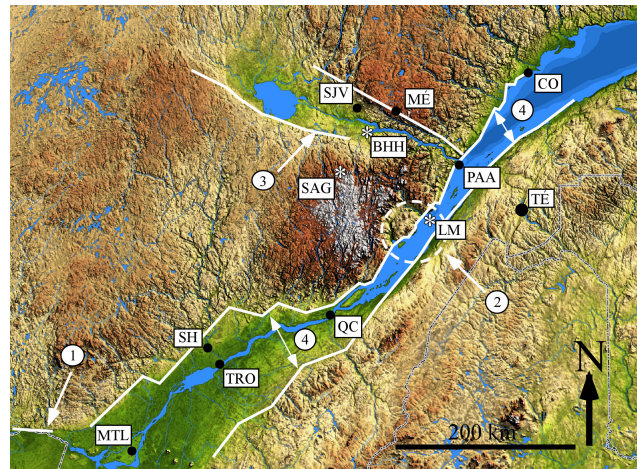


Figure 2. Zones structurales principales le long de la vallée du Saint-Laurent et localisation des principaux glissements mentionnés dans le texte ainsi que de la position (*) des épicentres du séisme du 5 février 1663 (actuelle : La Malbaie : LM et proposée Baie des Ha! Ha! : BHH) et de celui du séisme du Saguenay du 25 novembre 1988 (SAG).

La position géographique des mouvements de terrain et celle des épicentres des séismes utilisés dans la présente étude sont identifiées à la figure 2. L'analyse préliminaire des divers mouvements de terrain présentés dans cet ouvrage indique que le séisme de 1663 serait effectivement plus important que ce qui est actuellement considéré, avec une magnitude pouvant être supérieure à 7.6. Tel que discuté plus loin, les diverses observations de mouvements de terrain permettent de considérer la région du Haut Saguenay comme site de l'épicentre du séisme et, seulement aux fins de calculs, à une position à proximité de la baie des Ha! Ha!, i.e. à $48^{\circ} 21'$ latitude N, et $70^{\circ} 50'$ longitude O.

L'analyse qui suit est abordée de la façon suivante : (1) la perception actuelle du séisme de 1663, (2) la description des données pertinentes récentes surtout liées aux mouvements de terrain, (3) et la réévaluation de la magnitude du séisme. Par la suite, une discussion portera principalement sur la localisation de l'épicentre et l'estimation de la magnitude du séisme du 5 février 1663.

2. ORIGINE DE LA PERCEPTION ACTUELLE DU SÉISME DE 1663

Les caractéristiques actuellement reconnues pour le séisme de 1663 ont été principalement élaborées à partir des données historiques (e.g. Gouin, 2001) et de l'analyse faite des séismes importants d'avant 1925 et de celui de 1925, qui est le premier séisme majeur à être enregistré par des sismographes au Canada (Hodgson, 1950).

2.1 Les documents historiques selon Gouin (2001)

Gouin (2001) présente une synthèse étoffée des documents traitant du séisme du 5 février 1663. D'après Gouin (2001), le séisme de 1663 aurait été ressenti le long du Golfe et du Fleuve Saint-Laurent, de ses tributaires, jusqu'à Montréal, et le long de la côte atlantique de l'Acadie jusqu'à New York, couvrant ainsi une superficie de plus de 2.5 Mkm². Gouin (2001) rapporte les écrits de plusieurs auteurs du temps incluant le Père Lalemant et Mère Marie de l'Incarnation. Puisque Gouin (2001) considère que les observations du Père Lalemant sont les plus fiables nous allons surtout nous limiter à celles-ci.

Pour la région de Betsiamites et Portneuf, Gouin (2001, p 172)¹ rapporte que: « Le onzième du même mois (mai 1663) nous arrivâmes à la rivière que les Sauvages appellent Kouakoueuou : nous vîmes en passant les ravages que le Tremble-terre a fait aux rivières du Port neuf; l'eau qui en sort est toute jaune, & elle garde cette couleur bien avant dans le grand fleuve, aussi bien que celle des Betsiamites : les Sauvages ne sauraient plus naviguer dans ces deux rivières. (Nouvel; in JR, XLIX, p. 44)».

Dans la région du Saguenay, Gouin (2001, p 174) nous rappelle que le nom 'Terres Rompues' était utilisé pour décrire plusieurs secteurs de la région : nom évocateur de la catastrophe incluant le grand glissement de St-Jean Vianney (voir fig. 4a) ! Entre Québec et Tadoussac, Gouin (2001, p. 180) rapporte les observations reliées au glissement de terrain ayant formé la presqu'île sur laquelle le village de Saint-Joseph-de-la-Rive a été érigé. Gouin (2001, p. 182) note aussi qu'un glissement de terrain ait pu se produire dans la région de Pointe aux Alouettes (48.1°N, 69.7°O, près de Baie Sainte-Catherine) qui, d'après la description imagée du temps, constituerait la première description, au Canada, d'une rupture par étalement (Gouin, 2001, p. 182) : « ... plus bas vers la Pointe aux Alouettes, une forêt entière s'étant détachée de la terre-ferme, s'est glissée dans le fleuve, & fait voir de grands arbres droits & verdoyants qui ont pris naissance dans l'eau, du jour au lendemain. » (Lalemant; in JR, XLVIII, p. 48). Les débris de ce glissement n'ont pas encore été cartographiés dans le fleuve Saint-Laurent.

Dans la région de Québec, il n'y a pas eu de mouvements de terrain spécifiques de rapportés mais le texte de Lalemant, parlant de la région immédiate de Québec, est plutôt évocateur (Gouin 2001, p.186) : « La guerre semblait être même entre les Montagnes, dont les unes se déracinaient pour se jeter sur les autres, laissant de grands abîmes au lieu d'où elles sortaient : Et tantôt enfonçaient les arbres dont elles étaient chargées bien avant dans terre jusqu'à la cime : tantôt elles les enfouissaient les branches en bas, qui allaient prendre la place des racines; de sorte qu'elles ne laissaient plus qu'une forêt de troncs renversés (Lalemant; in JR, XLVII, p. 42) ».

Dans la région de Trois-Rivières on rapporte que les rivières ont transporté beaucoup de sédiments provenant de

glissements de terrain le long de la rivière Batiscan ainsi qu'en amont du St-Maurice, à la hauteur de St-Étienne des Grès (Gouin 2001, p 196). Il ajoute qu'il n'y a eu que très peu de dommages aux infrastructures, cela dû en partie aux constructions surtout en bois rond. Un des extraits rapporté par Gouin (2001, p. 196), donne une belle image du bouleversement : « L'on voit de nouveaux Lacs où il y en eût jamais : on ne voit plus certaines Montagnes qui sont engouffrées : Plusieurs saults sont aplanis; plusieurs Rivières ne paraissent plus... » (Lalemant; in JR, XLVIII, p 48).

Dans la région de Montréal, on ne rapporte pas de mouvements de terrain mais plutôt que des cheminées, des granges et des étables se seraient écroulées (Gouin, 2001, p. 200). Il est intéressant ici de rapporter les observations de Sr Marie Morin (1663) : « Notre maison s'est conservée dans l'île de Montréal, sans qu'il s'y soit fait aucun dommage; aussi le mal n'a pas été aussi grand dans notre île que dans Québec. Il n'y a eu que des cheminées, des granges et des étables qui sont tombées en assez bon nombre. »

2.2 L'attribution de l'épicentre et de l'intensité du séisme du 5 février 1663

Hodgson (1928), qui a étudié en détails le séisme de Charlevoix de 1925 (Hodgson, 1950), est celui qui a établi les paramètres utilisés pour caractériser le séisme de 1663, lesquels sont repris par Smith, en 1962, et toujours considérés jusqu'à tout récemment (Adams et Halchuk, 2003). Les conclusions de Hodgson (1928, p. 333), établies surtout à partir des données historiques des observations des Jésuites et de l'analyse du séisme de 1925, sont les suivantes :

1. *The actual seismic intensity of the earthquake of February 5, 1663, was not incomparable with that of the disturbance of September 5, 1732; December 6, 1791; October 17, 1860; October 20, 1870; or that of February 28, 1925. That is to say, it was not markedly greater.*
2. *The documentary reports, while undoubtedly coloured by the excitement and terror of the early settlers, may be accepted to a much greater degree if we consider the possibilities of landslides.*
3. *Landslides are obviously aggravated by a previous wet season. It becomes, therefore, a matter of extreme importance to examine carefully all available accounts with a view to establishing the meteorological conditions in Canada, during the fall of 1662. This evidence would have considerable bearing on the question of whether the reported disturbance (if real) were due to landslides or to unusually severe seismic tremors.*
4. *The reported devastation near Three Rivers and in the valley of the Saint Maurice does not, in all probability, indicate a separate focus there, but was due to a landslide of major proportions in that valley.*
5. *There seems to be a reasonable basis for the assumption that the epicenter of the earthquake of February 5, 1663, lay below the city of Quebec, near that of the earthquake of 1925. We read, for example, from writings of Francis Mercier (1665) that, "...Two highly trustworthy*

¹ Ici le texte original a été adapté pour une lecture plus facile.

Frenchmen, who have traversed the whole coast of Malbay (down to Tadoussac is indicated) made the assertion that the Relations of the year 1663 (Lalemant) had only half described the ravages wrought by the earthquake shocks in that region”.

Ainsi, Hodgson (1928) propose que l'épicentre soit localisé près de celui de 1925, soit : longitude 47.6° N et latitude 70.1°W. Hodgson (1945) attribue au séisme une intensité de X (sur l'échelle de Rossi-Forel de 1883 décrite ainsi : *Great disasters, ruins, disturbance of strata, fissures in the earth's crust, rockfalls from mountains*). Plus tard, Smith (1962) attribue une intensité de X (échelle Mercalli modifiée de Wood et Neuman 1931²).

Tant pour Hodgson (1928) que pour Smith (1962), les mouvements de terrain décrits dans la région (surtout de Shawinigan) ne peuvent pas être considérés comme ayant résulté d'un tremblement de terre car, d'après Smith (1962) « *the great release of seismic energy necessary to explain the effects along the river banks is incompatible with the minor damage sustained by buildings in the area* ». De son côté, Gouin (2001), propose une magnitude minimale M de 6 (6.5 +/- 0.5) et ne considère pas que la position de l'épicentre puisse être précise et propose tout de même la région de la Malbaie surtout par la présence des volcans de sables décrits par Chagnon et Locat (1988) dans la rivière du Gouffre, près de Baie Saint-Paul.

3. OBSERVATIONS RÉCENTES LIÉES AUX MOUVEMENTS DE TERRAIN (DEPUIS 1962)

Un peu à la façon de Gouin (2001), les observations récentes, i.e. après 1962, sur les mouvements de terrain associés au séisme de 1663, seront décrites à partir de l'embouchure de l'estuaire du Saint-Laurent en se dirigeant vers Québec. Les régions principalement considérées sont les suivantes : Betsiamites, Saguenay, Charlevoix, et Mauricie. La localisation des différents mouvements de terrain répertoriés ci-après est présentée à la figure 2 et leurs caractéristiques résumées au tableau 1.

3.1 Betsiamites

Dans la région de l'embouchure de la rivière Betsiamites, et non loin du village de Colombier, une large cicatrice de mouvement de terrain y a été rapportée par Bernatchez (2003) et étudiée plus en détails par Cauchon-Voyer (2008a et 2008b, figure 3).

Le secteur représenté à la figure 3 est situé à moins de 7 km du village de Betsiamites, endroit où les Jésuites ont rapporté des perturbations importantes à la navigation mentionnées plus haut (Gouin, 2001). Le glissement de Colombier de 1663 est une rupture par étalement dont

l'extension des débris s'est aussi faite jusque dans le domaine marin (Cauchon-Voyer *et al.*, 2008a).

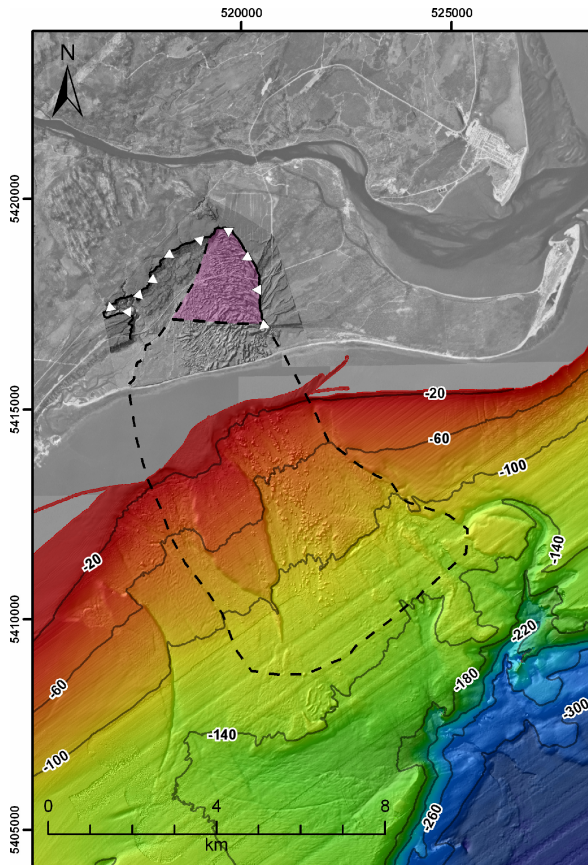


Figure 3. Glissement de Colombier (Cauchon-Voyer *et al.*, 2008a) de 1663 avec l'extension des débris jusque dans le fleuve St-Laurent. Les courbes de niveaux marins sont en mètres sous le niveau de la mer.

La superficie initiale du glissement de terrain (i.e. avant le glissement), est estimée à 3 km² pour un volume approximatif de 87 Mm³. Bernatchez (2003), à l'aide de datations au ¹⁴C réalisées sur des débris organiques imbriqués dans le glissement, conclut qu'il aurait été causé par le séisme de 1663. De plus, Cauchon-Voyer *et al.* (2008a) ont cartographié l'extension du glissement de 1663 dans le domaine marin et estimé, à partir d'une analyse des taux de sédimentation, que les débris laissés dans les couloirs dataient vraisemblablement aussi de 1663. Il faut aussi souligner ici que le secteur de Betsiamites n'est pas très loin de la zone sismique du bas St-Laurent (Lamontagne *et al.*, 2003) et que d'autres mouvements de terrain pourraient être associés à cette zone.

3.2 Saguenay

Dans la région du Saguenay, de nombreuses données ont été accumulées, surtout depuis 1980, tant dans le domaine subaquatique que terrestre.

² Une valeur de X sur l'échelle de Rossi-Forel correspond à une valeur comprise entre X et XII sur l'échelle modifiée de Mercalli. Ainsi, Smith (1962) utilise l'intensité inférieure de la classe équivalente, X sur l'échelle modifiée de Mercalli.

3.2.1 Observations subaquatiques

Les premiers glissements sous-marins à être étudiés au fjord du Saguenay le furent par Locat et Bergeron (1988) et par Bergeron (1989). Déjà Schafer *et al.*, en 1980, ont pu reconnaître la trace du glissement de St-Jean Vianney de 1971 dans une carotte prise dans le fjord du Saguenay et l'événement a pu être daté avec une précision de plus ou moins une année, soulignant ainsi l'intérêt des méthodes stratigraphiques (Jibson, 1996) pour retracer des événements catastrophiques au pourtour d'un bassin sédimentaire. Par la suite, Doig (1986, 1990) pour des sédiments lacustres près de Tadoussac, et Schafer et Smith (1987, 1988) ainsi que Perret *et al.* (1995) et St-Onge *et al.* (2004), pour des carottes prises au fond du Saguenay, ont démontré la présence de traces sédimentologiques (e.g. turbidites) laissées par le séisme de 1663. En 1996, Syvitski et Schafer estiment que le séisme de 1663 aurait déplacé un volume de 3 km³ de sédiments dont une immense turbidite (plus de 15m d'épaisseur) déposée dans la partie centrale du fjord (Perret *et al.* 1995, St. Onge *et al.* 2004). Syvitski et Schafer (1996) concluent que le séisme de 1663 a provoqué une rupture généralisée du bassin sédimentaire de la partie amont du fjord du Saguenay (incluant la baie des Ha! Ha! et le Bras Nord).

Depuis 1993, le couplage de levés multifaisceaux et de sismique réflexion a permis la cartographie et l'étude de plusieurs mouvements sous-marins (Hampton *et al.*, 1996; Urgeles *et al.*, 2002; Locat *et al.*, 2003a,b; Levesque *et al.*, 2006). Les travaux de Levesque *et al.* (2006) ont permis de localiser au moins 16 glissements sous-marins bordant les flancs du fjord (fig. 4a). Ces glissements latéraux se sont tous produits le long de plans de rupture correspondant à un lit plus grossier qui aurait été liquéfié lors de divers séismes (Levesque *et al.* 2006). L'âge de ces glissements a été estimé à partir de l'analyse des taux de sédimentation, et les résultats indiquent qu'au moins cinq d'entre eux auraient été provoqués par le séisme de 1663, raffinant ainsi les observations de Syvitski et Schafer (1996), alors que d'autres étaient reliés aux séismes de 1791, 1860-1870, et 1988.

Le grand glissement (étalement) de la baie des Ha! Ha! couvre à lui seul une superficie de 7.5 km² et implique un volume déplacé d'au moins 75 Mm³ (figure 4, tableau 1). Urgeles *et al.* (2002) ont analysé le déclenchement sismique du glissement de la baie des Ha! Ha! (figure 4a) et ont évalué que l'épicentre du séisme ayant provoqué ce grand glissement devait être localisé dans la région du Saguenay et non pas dans Charlevoix, et cela afin de fournir l'accélération au sol nécessaire à la rupture (valeur de M égale ou supérieure à 6.75). De plus, des formes coniques, associées à des volcans de sable, ont été identifiées juste à proximité de l'escarpement amont du glissement de la Baie des Ha! Ha! (figure 4c, Tremblay et Locat, 2002, Locat *et al.*, 2003a). L'escarpement principal de ce glissement se situe juste en face de ce que Locat (1999) a interprété comme pouvant être une évidence d'une rupture en surface de la faille sur laquelle aurait pu se produire le séisme de 1663 (figure 4b). Cette faille a une

direction de 161° avec un pendage vers l'ouest de 76°, valeurs semblables à un des deux plans de Duberger *et al.* (1991) calculés pour le séisme de 1988.

La majeure partie des sédiments impliqués dans la rupture par étalement de la baie des Ha! Ha! s'est retrouvée dans la zone profonde du Saguenay, dans un secteur où il y a plusieurs dizaines de mètres de dépôts mais qui montre un contrôle morphologique de la roche en place (figure 4d). Il est intéressant de noter que la zone délimitée à la figure 4d correspond à une légère dépression de l'ordre du mètre et que les linéaments observés sur l'image satellite se poursuivent en travers du fjord dans ce secteur (figure 4d).

3.2.2 Observations terrestres

Dans le domaine terrestre, Lasalle et Chagnon (1968) avaient déjà rapporté la présence d'une grande cicatrice de glissement de terrain dans la région de Saint-Jean-Vianney, beaucoup plus grande que celle survenue en 1971, et dont l'âge estimée au ¹⁴C permettait de la relier au séisme de 1663 (figure 4). Le glissement de St-Jean-Vianney de 1663 couvre une superficie de 20,6 km² et implique un volume déplacé de 204 Mm³. Suite au déluge du Saguenay de 1996, des études plus poussées de Potvin *et al.* (2001), sur ce même glissement, ont révélé la présence de plans de ruptures profonds, indices là aussi de la forte intensité des mouvements de sol qui concorderait ainsi avec le concept d'une rupture généralisée du bassin telle que proposée par Syvitski et Schafer (1996).

Bergeron (1988) a rapporté un des plus grands glissements rocheux de l'est du Canada : le mont Éboulé (figure 5) situé le long de la faille de Ste-Marguerite qui borde le côté nord du graben du Saguenay. Le glissement du mont Éboulé, étudié en détails par Dubé (1998) et Locat *et al.* (1997) s'est produit dans des gneiss (roches métamorphiques très résistantes) couvrant une superficie d'environ 1 km² et ayant un volume déplacé d'au moins 10 Mm³. L'étude à rebours a démontré que seul un fort séisme pouvait en être la cause. Un morceau de bois, coincé sous un caillou dans les débris du glissement, a donné un âge ¹⁴C de 1030 +/- 90 ans (Dubé, 1998), ce qui permet de considérer que le séisme de 1663 pourrait possiblement en être à l'origine.

3.3 Charlevoix

Pour la région de Charlevoix les travaux comprennent l'étude de glissements de terrain dans la vallée de la rivière du Gouffre dont les anciennes terrasses ont été presque toutes perturbées (Chagnon, 1969; Lajoie, 1981; Fillion *et al.*, 1991) et le glissement de terrain de Saint-Joseph-de-la-Rive de 1663 (Quilliam et Allard, 1989; Flon *et al.*, 2008; figure 6). Chagnon et Locat (1988) ont aussi décrit des volcans de sables dans la vallée de la rivière du Gouffre, mais sans les dater précisément, quoique que la fraîcheur des formes, observables sur les photographies aériennes de 1927, pourrait suggérer qu'ils auraient été produits lors du séisme de 1925 (J.-Y. Chagnon, communication personnelle).

Tableau 1. Caractéristiques de principaux mouvements de terrain rattachés au séisme de 1663 ainsi que celles de deux glissements de terrain associés au séisme du 25 novembre 1988 au Saguenay.

Séisme/Glisement	Date	Type	A km ²	V Mm ³	Lat N	Lon O	r _L km	r _B km	Référence
1663 : LM 1663 : BHH					47° 36' 48° 21'	70° 06' 70° 50'	-	-	Hodgson 1928 Ce travail
<i>Terrestre</i>									
Colombier	1, 2,3	Étal.	3.0	87	48° 54.8'	68° 43.9'	178	167	Cauchon-Voyer <i>et al.</i> 2008a, b
Éboulé	2	Aval. Roch.	1.0	10	48° 26.0'	70° 22.9'	95	34	Dubé 1998
SJV Dépôts marins	1, 2	Étal.	>20.6	>204	48° 30.0'	71° 12.8'	130	33	Lasalle <i>et</i> Chagnon 1968
SJR Dépôts lacustres surconsolidés	1	Étal.	0.32	6.4	47° 27.5'	70° 22.2'	26	106	Quilliam <i>et</i> Allard, 1989
SHA : LB Dépôts marins	1, 2	Étal.	6	60	46° 28.0'	72° 45.9'	238	255	Desjardins 1980
SHA : SB Dépôts marins	1, 2	Étal.	9.5	95	46° 28.0'	72° 45.9'	238	255	Desjardins 1980
<i>Marin/Lacustre</i>									
BHH Sédiments marins	3	Étal.	7.5	>75	48° 20.8'	70° 49.0'	99	1.5	Urgeles <i>et al.</i> 2002, Locat <i>et al.</i> 2003a
Témiscuata	4	?	-	-	47° 41.3'	68° 51.3'	95	165	Shilts <i>et al.</i> 1992
Saguenay 1988					48° 06'	71° 12'			
St-Thècle Dépôt marins	1	Glis.	0.008	0.08	46° 48.9'	72° 30.3'	170		Lefebvre <i>et al.</i> 1992
St-Adelphe Dépôts marins	1	Glis.	0.010	0.1	46° 43.8'	72° 25.9'	175		

1 : Observation; 2 : ¹⁴C date, 3 : Taux de sédimentation, 4: Possible, sans date ; A : superficie , V : volume ; r_L: distance à la position de La Malbaie, r_B: distance de la position à la Baie des Ha ! Ha !; LM : La Malbaie, BHH : Baie des Ha ! Ha !, SJV : Saint-Jean Vianney, SHA : Shawinigan, LB : La Bissonnière, SB : Saint-Boniface.

Des mouvements de terrain sous lacustres sont aussi rapportés par Doig (1986, 1990), et par Ouellet (1997) parmi lesquels plusieurs sont associés au séisme de 1663 (datés en utilisant des taux de sédimentation). S'ajoutent aussi des cicatrices de mouvements subaquatiques entre Rimouski et St-Siméon (Campbell *et al.*, 2008; Mosher, 2008; Locat *et al.*, 2008), certaines aussi étendues que celles observées sur terre à Saint-Joseph-de-la-Rive, mais qui, quoique fraîches, n'ont pas encore été datées.

3.4 Mauricie

Pour la Mauricie, on ne dispose que du travail de Desjardins (1980). Il considère que parmi les trois glissements qu'il a étudiés (fig. 7), ceux de St-Boniface et de La Bissonnière seraient reliés au séisme de 1663. Ces deux glissements couvriraient des superficies respectives de 19km² et 12km². Desjardins (1980) a aussi observé que les amphithéâtres de ces glissements se seraient formés en trois étapes, dont la plus récente coïnciderait avec le séisme de 1663. Malheureusement, Desjardins (1980) ne donne pas de précisions sur les superficies relatives de chacune des étapes, bien que les observations de l'époque indiquent des bouleversements majeurs (voir plus haut). Aux fins de considération des volumes impliqués lors du séisme de 1663, nous allons considérer la moitié de la superficie de ces glissements et une épaisseur de 10m, la moitié de la

valeur citée par Desjardins (1980), pour les escarpements. Malgré ces réductions, les volumes ainsi calculés sont tout de même de 95 Mm³ et de 60 Mm³ respectivement pour les glissements de St-Boniface et de La Bissonnière. Ces glissements de terrain se situent à environ 238 et 255 km des épices centres actuel et proposé pour le séisme de 1663 (tableau 1).

3.5 Autres régions

Shilts *et al.* (1992), à l'aide de levés sismiques au Lac Témiscouata (TÉ, figure 2) ont observé plusieurs glissements sous-lacustres qu'ils attribuent à un ou des séismes dont l'épicentre aurait été dans la région immédiate du lac. Ouellet (1997), qui a aussi par la suite étudié des lacs dans cette région, incluant celui de Témiscouata, arrive à la conclusion que la source principale de la sismicité causant les mouvements de terrain observés serait située dans la région de Charlevoix. Cette conclusion de Ouellet (1997) est aussi appuyée par le fait que des dommages ont été causés au poste de transmission d'Hydro-Québec, près du lac Témiscouata, par le séisme du Saguenay de 1988 (J. Robert-Pierre, communication personnelle) et dont l'épicentre est encore plus loin que la région de Charlevoix.

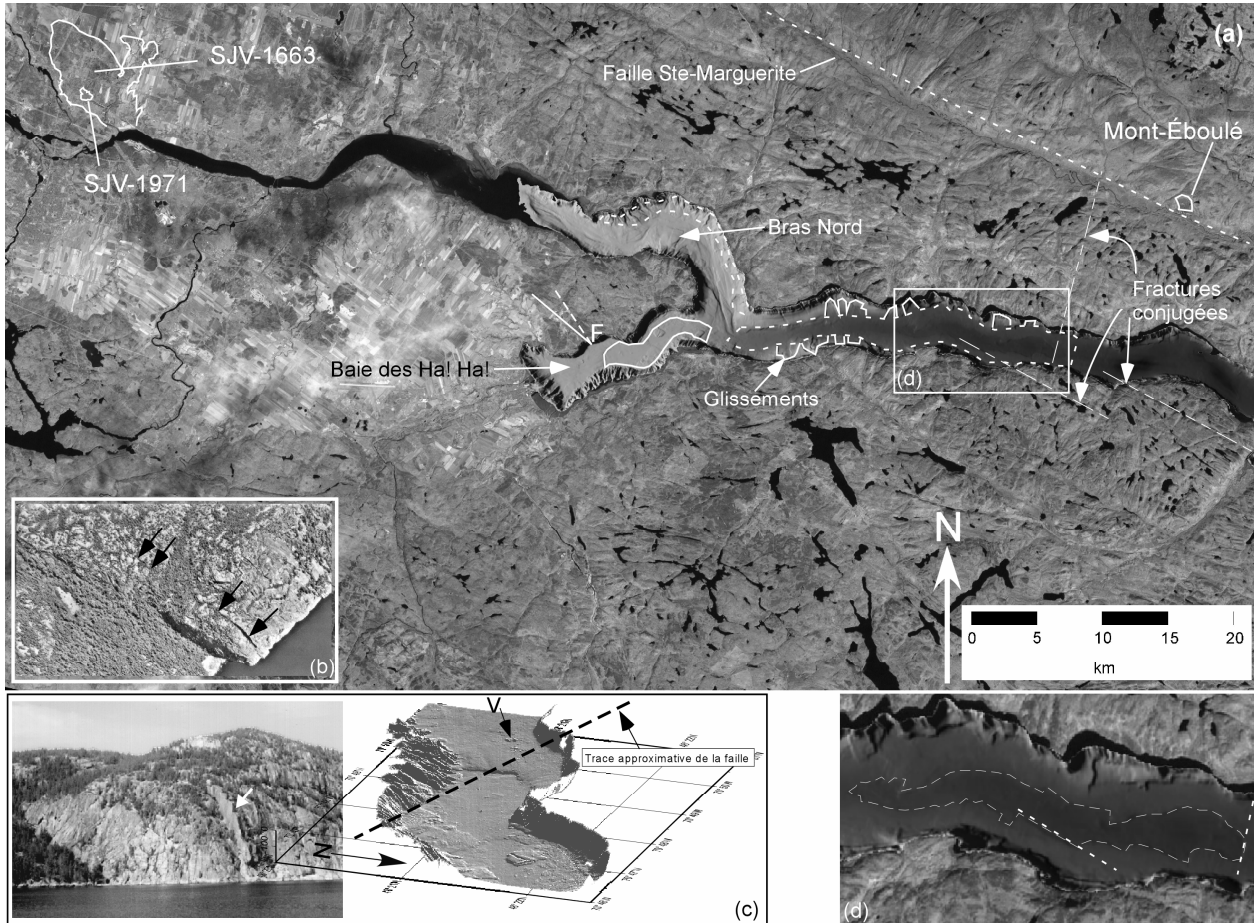


Figure 4. Région du fjord du Saguenay montrant les divers éléments utilisés dans le texte : (a) la localisation des glissements de St-Jean-Vianney (SJV) de 1663 et de 1971, la rupture dans la baie des Ha! Ha!, glissement latéraux, position de l'escarpement de la faille de Ste-Marguerite et du glissement du Mont Éboulé, ainsi que la trace de la faille possiblement réactivée en 1663 (F, voir aussi en b et c) et qui est le lieu choisi pour représenter l'épicentre de 1663 au Haut Saguenay; c : prolongement possible de la faille près de l'escarpement sous-marin ainsi qu'une aperçu de l'escarpement longeant la faille; d : zone du bassin central montrant une dépression dont la forme est partiellement contrôlée par un linéament qui se prolonge aussi sur terre.

Ainsi, dans le Haut Saguenay, la quantité de mouvements de terrain (sols et roches) et leur importance tant dans le milieu marin que terrestre nous amènent à considérer l'épicentre du séisme de 1663 dans cette région. S'il faut préciser un endroit de référence, il pourrait se situer à proximité de ce qui apparaît comme une rupture en surface d'une faille (figure 4b, et 4c) sur laquelle aurait pu se localiser le séisme de 1663, i.e. aux coordonnées suivantes : latitude 48° 21' N et longitude 70° 50' O.



Figure 5. a) Glissement du Mont Éboulé, et b) vue en plan, 1 : escarpement, 2 : débris, 3 : terrasse modifiée sur la rivière.

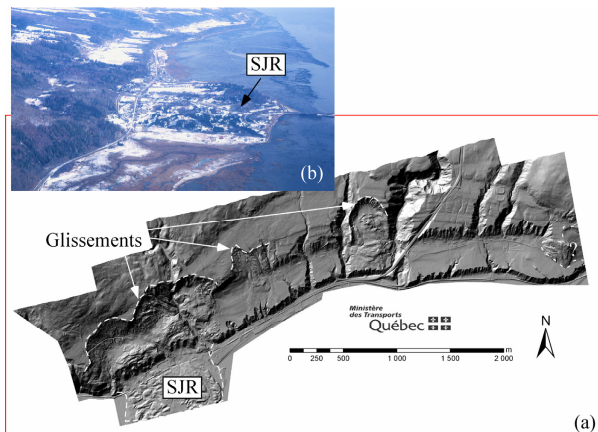


Figure 6. (a) Glissement de Saint-Joseph-de-la-Rive (SJR, photo par J.-Y. Chagnon), et (b) le modèle de terrain du secteur (source : Flon *et al.* 2008).

4. RÉ-ÉVALUATION DE LA MAGNITUDE DU SÉISME DE 1663

Dans la plupart des cas, la magnitude sera évaluée en considérant les deux positions, existante (La Malbaie : LM) et proposée (Baie des Ha! Ha! : BHH), de l'épicentre du séisme de 1663 (tableau 1).

4.1 Magnitude et superficie

La détermination de la superficie est faite selon deux méthodes. La première consiste à utiliser la distance maximale du glissement observé et d'utiliser cette distance comme étant le rayon maximum d'un cercle déterminant la superficie maximale ayant pu être affectée par le séisme. Le résultat obtenu avec cette approche donne des superficies de 177 952 km² et 204 283 km² respectivement par rapport aux épicentres situées à la Malbaie et à la Baie des Ha! Ha! (tableau 2).

La deuxième méthode consiste à utiliser la surface d'un périmètre maximal englobant l'ensemble des observations. Étant donné que des iso-contours ne peuvent pas être tracés avec les données existantes, on va utiliser la superficie d'un rectangle dont la longueur serait égale à la somme des deux rayons les plus éloignés et opposés de l'épicentre. Ceci donne une longueur minimale de 416km pour un épicentre à la Malbaie et 422km pour un épicentre à la Baie des Ha! Ha!. La largeur correspond à la dimension d'une perpendiculaire joignant les points les plus éloignés, i.e. ici la distance entre le site du glissement de St-Jean Vianney et le lac Témiscouata, soit environ 200 km. Cette superficie peut être considérée comme minimale puisqu'elle n'englobe que la région actuellement connue. Pour cette méthode, il n'y a pas de différence notable causée par la différence de la position de l'épicentre. On utilisera donc la valeur de la Baie des Ha! Ha! aux fins de comparaison, ce qui donne une superficie de 84 400km². Une longueur et une largeur respective de 500km et 200km sont aussi proposées afin de considérer une zone tampon liée à l'incertitude quand à la présence d'autres évidences plus éloignées, ce qui donne une superficie de 100 000 km² (périmètre maximum au tableau 2).

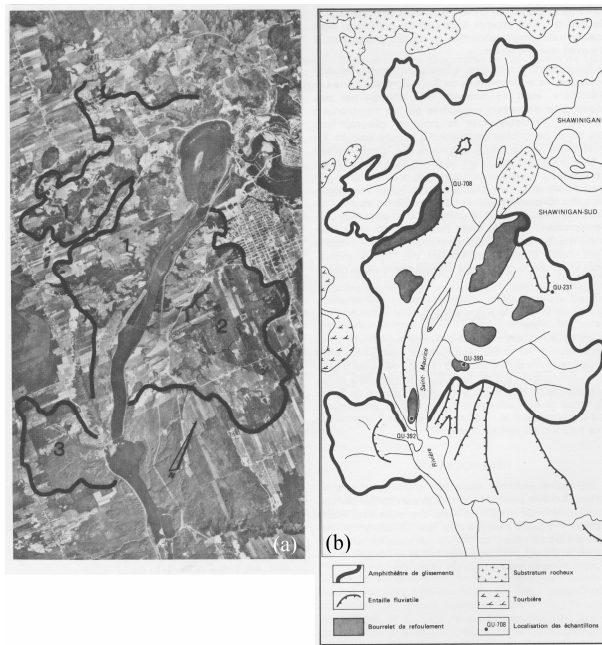


Figure 7. Glissements de Shawinigan (modifié d'après Desjardins, 1980), a : photo aérienne, et b : localisation des terrasses et de lieux de datation.

Une fois la superficie déterminée, pour estimer la magnitude, il devient possible d'utiliser la courbe enveloppe (figure 8) proposée par Rodriguez *et al.* (1999).

Les résultats des calculs de la magnitude à partir de la superficie incluant les mouvements de terrain sont donnés au tableau 2. L'utilisation de la courbe enveloppe de Rodriguez *et al.* (1999), pour les superficies établies à l'aide du rayon, donne des valeurs de M comprises entre 8.2 et 8.4 (figure 8). En utilisant la superficie déterminée à l'aide du périmètre on obtient de valeurs entre 7.8 et 8.0 pour les superficies respectives de 84 00 km² et 100 000 km² (tableau 2). À noter ici qu'une magnitude de 7 impliquerait une superficie d'environ 20 000 km². La différence des magnitudes obtenues par rapport au choix de l'épicentre donne une valeur plus élevée si on utilise la position de la Baie des Ha! Ha!.

4.2 Magnitude et distance de l'épicentre

Keefer (1984, 2002) propose aussi une façon d'estimer la magnitude ou la distance d'influence d'un séisme en proposant une compilation des valeurs observées selon le type de mouvement de terrain. Pour la plupart des grands glissements observés dans les sédiments argileux au Québec, on considère que le principal type de glissement est celui par étalement. Ce sera donc la relation proposée pour ce type de glissement par Keefer (1984 et 2002) qui sera utilisée ici pour estimer la magnitude maximale à partir de la distance maximale d'observation d'un mouvement de terrain (figure 9).

La distance critique utilisée ici est celle déterminée par la mesure de la distance aux épicentres calculée pour les glissements de terrain de la région de Shawinigan (tableau 1). Pour l'étalement de Shawinigan, les résultats de la projection, illustrés à la figure 9, donnent une magnitude de 7.6 et 7.8 respectivement pour les épicentres localisés à La Malbaie et à la Baie des Ha! Ha!. L'impact du choix de l'épicentre a relativement peu d'effet dans ce cas-ci.

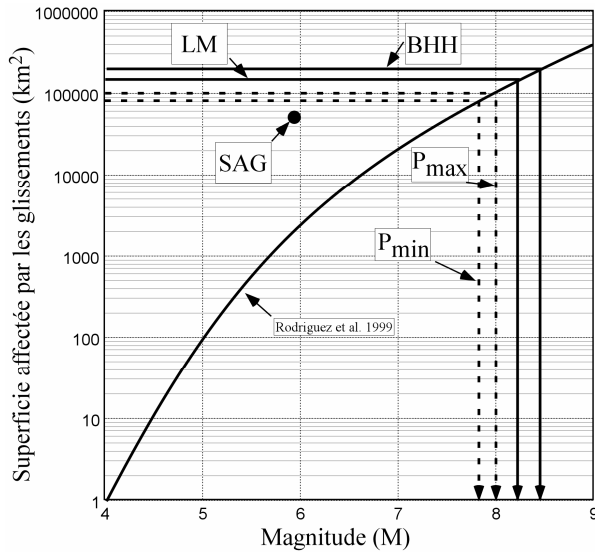


Figure 8. Estimation de la magnitude (M) du séisme du 5 février de 1663 à partir de la superficie affectée par le séisme.

Tableau 2. Estimation de la magnitude (M) du séisme de 1663 à partir des données sur les mouvements de terrain et de l'approche proposée par Keefer (1984) et Rodriguez *et al.* (1999) et celle de Bakun et Hooper (2004). Les données sur les rayons sont tirés, pour la plupart du tableau 1 ou sont fournies dans le texte et les magnitudes estimées en fonction de la distance sont estimées à partir de la figure 2 de Keefer (2002).

Épicentre	LM	M	BHH	M
Superficie	A (10 ³ km ²)	M	A (10 ³ km ²)	M
Rmax.	178	8.2	204	8.4
Pmin	84	7.8	84	7.8
Pmax	100	8.0	100	8.0
D-étal.	D(km)		D(km)	
Shawinigan	238	7.6	255	7.8
Colombier	178	7.3	167	7.3
MMI-Δ			Δ(km)	
Shawinigan			255	8.0 ¹
MMI = IX				8.7 ²

A : superficie, D : distance, R : rayon, Pmin : 422x200km; Pmax : 500x200km; ¹ : M_i¹, ² : M_i³

4.3 Estimation de la magnitude à partir de l'intensité et de la distance

Bakun *et al.* (2003) ont utilisé plusieurs séismes dans le nord-est de l'Amérique du Nord pour développer une relation permettant d'estimer la magnitude (M) à partir de l'intensité modifiée de Mercalli (MMI) et de la distance en kilomètre de l'épicentre du séisme historique. Tel qu'indiqué par Bakun et Hopper (2004), la difficulté d'obtenir des isocontours fiables des intensités sismiques historiques, à cause du manque d'observations (*e.g.* faible population, ce qui est aussi le cas pour le séisme de 1663), favorise donc des méthodes d'estimation de la magnitude basées sur des observations locales de l'intensité. Pour l'analyse des forts séismes de New Madrid (M = 7.8, 1811-1812, Missouri) et de Charleston (M = 6.9, 1886, Caroline du Sud), Bakun et Hooper (2004) utilisent deux modèles calibrés (nommés modèles 1 et 3) presque exclusivement à partir de séismes de magnitude inférieure à 6. La différence principale entre les deux modèles de Bakun et Hooper (2004) est que le modèle 1 aurait une certaine dépendance par rapport à la magnitude, ce qui ne serait pas le cas pour le modèle 3. Pour des magnitudes inférieures à 6, les résultats des deux modèles convergent. Le modèle 1 est formulé de la façon suivante :

$$M_i^1 = \frac{[MMI - 1.41 + 0.00345 \times \Delta + 2.08 \times \log(\Delta)]}{1.68} \quad [1]$$

et le modèle 3 :

$$M_i^3 = \frac{[MMI - 2.89 + 0.00277 \times \Delta + 2.10 \times \log(\Delta)]}{1.36} \quad [2]$$

Où Δ est la distance médiane (en km) du point d'évaluation de l'intensité modifiée de Mercalli (MMI) par rapport à l'épicentre présumé du séisme, et M_i¹ et M_i³ sont les magnitudes au point d'analyse de l'intensité. La distance médiane utilisée par Bakun et Hopper (2004) est la médiane des distances d'observation des endroits où le séisme a été ressenti³. Ici, la distance médiane (Δ) sera considérée comme la distance du glissement de terrain utilisé qui est estimée par rapport à l'épicentre choisi (tableaux 1 et 2).

³ Gouin (2001, p.208) conclut que pour les gens d'alors, la zone macrosismique s'étendait entre Baie-Saint-Paul et Manhattan, un rayon de 825km.

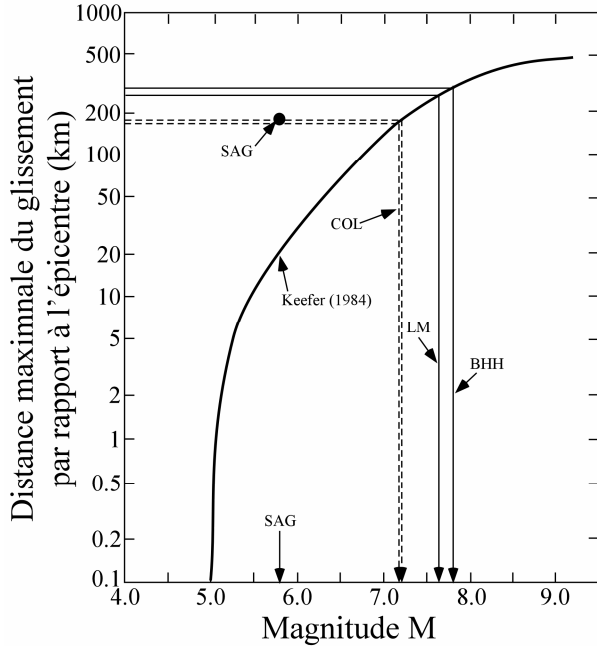


Figure 9. Estimation de la magnitude à partir de la distance par rapport à l'épicentre du séisme.

Pour ce qui nous concerne ici, nous n'utilisons que des glissements de terrain de grande ampleur et de tels mouvements de terrain sont indiqués dans l'échelle d'intensité modifiée de Mercalli (Wood et Neumann 1931) qu'à partir d'une valeur MMI de X. Bakun *et al.* (2003) et Bakun et Hopper (2004), aux fins de l'utilisation de leurs modèles (e.g. équations [1] et [2]), proposent d'inclure la valeur MMI de IX pour les valeurs MMI rapportées supérieures ou égales à IX. Les équations [1] et [2] ont donc été utilisées pour une valeur de MMI égale à IX et calculées pour différentes valeurs de distances par rapport à l'épicentre (figure 10). En utilisant les mouvements de terrain de Shawinigan (tableau 1, i.e. $D = 255\text{km}$), les valeurs de M_i^1 et M_i^3 sont respectivement de 8.0 et 8.7.

5. DISCUSSION

Les données et analyses présentées plus haut représentent une première tentative de la prise en compte des mouvements de terrain dans une estimation de la magnitude du séisme de 1663. Cette analyse permet de revoir l'appréciation actuelle du séisme du 5 février 1663.

5.1 Datation des mouvements de terrain

En l'absence d'observations directes, diverses méthodes de datation ont été utilisées et les résultats sont comparés à la date du séisme de 1663.

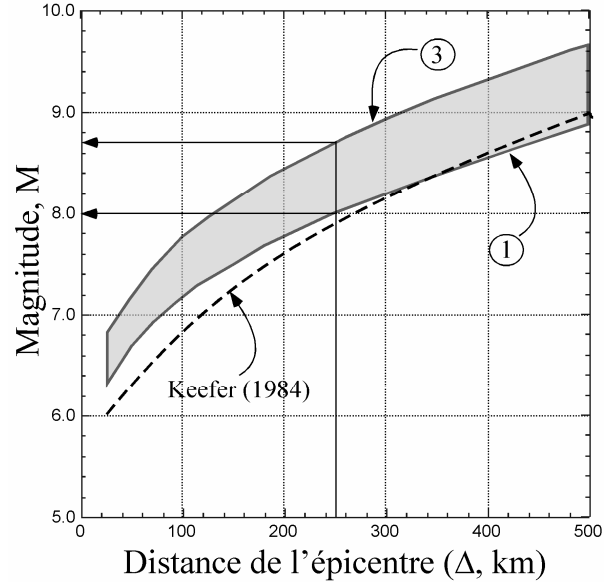


Figure 10. Estimation de la magnitude à partir de la distance par rapport à l'épicentre et de l'intensité selon la méthode de Bakun et Hopper (2004). Keefer (1984) : courbe approximative utilisée à la figure 9.

	Keefer (1984, 2002)		Bakun et Hopper (2004)
9			M^3
8	LM, BHH	Max	M^1
7		Min	BHH
		LM	
	Rayon-max	Périmètre	Distance maximale
			MMI = IX $\Delta = 255\text{km}$

Méthodes d'évaluation

Figure 11. Sommaire des magnitudes calculées selon les diverses méthodes.

Pour ce qui est de glissements de terrain sub-aériens, les dates obtenues par les divers auteurs convergent aux alentours de 1663 et leurs valeurs viennent aussi s'appuyer sur des observations faites dans la plupart de ces secteurs au printemps de 1663 (Gouin 2001). Pour ce qui est du cas du Mont Éboulé, le matériel daté a donné un âge plus vieux que 1663 (i.e. en l'an 1000 de notre ère). Tuttle *et al.* (1990) et Tuttle (1994) ont identifié des dykes de sables près de Fernand-Boileau (environ 26 km au nord-est de l'épicentre du séisme de 1988) dont une série ancienne a été datée pour un séisme qui serait survenu vers l'an 588 de notre ère (i.e. 1420 +/- 200 ans A.A.). Il serait possible d'affiner la datation du glissement du mont Éboulé par une étude des lichens formés sur les débris (Jibson, 1996). Donc, à moins de pouvoir identifier un séisme plus proche de la date

obtenue pour le glissement du Mont Éboulé, nous allons continuer à relier ce dernier au séisme de 1663.

La datation d'événements sédimentologiques, tels que des couches silteuses (e.g. Doig 1986), doit tenir compte des phénomènes possibles ayant pu causer une telle accumulation de sédiments ainsi que la signature granulométrique fine (St-Onge *et al.* 2008). Par exemple, les travaux réalisés au fjord du Saguenay à la suite du déluge de 1996 ont mis en évidence des couches turbiditiques causées par des pluies diluviennes (Pelletier *et al.*, 2003; Tremblay *et al.*, 2003). Une telle possibilité n'a pas été prise en compte par Doig (1986, 1990), ce qui fait que les dates qu'il propose ne peuvent être attribuées avec autant de certitude au séisme de 1663 ou à d'autres séismes, sauf celui de 1988 et pour celles estimées à l'aide des taux de sédimentation.

5.2 Utilisation des glissements de terrain

Hodgson (1928), Smith (1962) et Gouin (2001) s'accordent pour indiquer que si les glissements de terrain étaient pris en compte, cela aurait un impact important sur l'appréciation de l'intensité du séisme de 1663.

Les données historiques rapportées par les observateurs du temps supportent le lien entre le séisme de 1663 et les mouvements de terrain dans la région de Betsiamites, du Haut Saguenay, de Charlevoix et Mauricie. Gouin (2001, p 206), bien que prenant en note les divers mouvements de terrain rapportés (figure 8 dans Gouin, 2001), n'accorde pas trop d'importance à ces derniers car, selon lui, « il y a trop de facteurs qui ne sont pas spécifiquement sismiques dans le déclenchement d'un glissement de terrain : la nature du sol, le temps d'accumulation de sa masse jusqu'à équilibre instable, le pendage du lit rocheux, l'huilage occasionnel par l'eau etc. pour que ce phénomène puisse être utilisé comme critère d'une intensité sismique et surtout pour qu'il permette d'attribuer une intensité fixe à tous les glissements de terrain coïncidant avec le séisme».

Les glissements de terrain de la région de Shawinigan ont une incidence majeure sur le calcul de la magnitude du séisme de 1663. Smith (1962), qui a révisé les diverses données, s'appuie sur les observations de Hodgson (1928) et indique qu'en l'absence de dommages significatifs aux infrastructures de Trois-Rivières on ne peut pas considérer que les mouvements de terrain observés en Mauricie comme ayant été causés par le séisme de 1663. Les travaux récents sur ce secteur (Desjardins, 1980), bien qu'encore limités, indiquent que les glissements s'y sont produits ont été le résultat du séisme de 1663. De plus, même à la lecture des données historiques rapportées par Gouin (2001), la plupart des grandes rivières du côté nord du St-Laurent ont charrié des sédiments et des arbres d'une façon notable et, coïncidence, dans chaque cas on a noté d'immenses bouleversements des terrains en amont de ces rivières : il ne s'agit donc pas là de cas isolés.

D'un autre côté, Keefer (2002) aux États-Unis, Hancox *et al.* (2002) en Nouvelle-Zélande et Papadopoulos et Plessa (2000), en Grèce, ont illustré l'intérêt d'utiliser les glissements de terrain comme proxy à l'évaluation des

séismes historiques. Keefer (2002) note que malgré le fait que plusieurs facteurs influencent le déclenchement des glissements de terrain (e.g. effets de site, conditions de pressions interstitielles, etc.) et la nature de la géologie des secteurs impliqués (e.g. séismes intra-plaques versus séismes de marges actives), de tels éléments ne semblent pas ressortir particulièrement dans l'analyse des données accumulées, de telle sorte qu'il juge les relations utiles surtout pour les cas où les données historiques et les observations sur les dommages aux infrastructures sont limitées.

Ojeda-Moncayo *et al.* (2004) ont récemment proposé une approche pour quantifier la magnitude des glissements de terrain (L_M) qui prend en compte différents paramètres dont le volume, la superficie, la vitesse de déplacement. Par exemple, les glissements de St-Jean-Vianney (celui de 1663) et de Colombier auraient une valeur de L_M respective comprise entre 30 et 35 (sur une échelle de 40), alors que ceux de St-Thècle et de St-Adelphe auraient une valeur inférieure à 18. Cette méthode est encore rudimentaire, mais offre une avenue permettant de quantifier l'intensité des glissements de terrain laquelle pourrait être utilisée dans l'évaluation de la magnitude de séismes pré-historiques.

5.3 Localisation de l'épicentre du séisme de 1663

Hodgson (1928) base la position de l'épicentre du séisme de 1663 dans la région de Charlevoix surtout sur la foi des observations de Mercier qui, en 1665, soulignait que les 'ravages' fait par le séisme n'étaient que la moitié de ce que les Jésuites avaient rapportés. De plus, puisque Hodgson (1928) considère le séisme de 1663 semblable à celui de 1925, il suggère, faute de plus de précisions, la même position, et cela a tenu jusqu'à aujourd'hui. Par contre, une compilation récente des séismes au Québec (Lamontagne, 2008) indique que la position de l'épicentre est indiquée avec une précision 'D'. i.e. de plus 100 km, mais toujours centrée par rapport à la même position que celle proposée par Hodgson (1928), signifiant ainsi le lien avec la zone sismique de Charlevoix, qui est aussi celle qui est la plus active au Québec.

Une autre observation qui pourrait appuyer une position différente de l'épicentre résulte de la comparaison entre les séismes du 1^{er} mars 1925, sous le fleuve St-Laurent, en face de La Malbaie, et celui du 25 novembre 1988 au Saguenay. Sans aller dans les détails quant à la différence entre la nature des deux séismes, il est quand même intéressant de noter que celui de 1925 a fait relativement peu de dommages (Hodgson, 1950), se limitant surtout à des dommages liés aux infrastructures, sans mouvements de terrain de rapporté (sauf peut-être les volcans de sables le long de la rivière du Gouffre à Baie Saint-Paul). Tout comme pour le séisme de 1988, Hodgson (1950) rapporte aussi des dommages causés par le séisme de 1925 dans la région de Trois-Rivières et de Shawinigan. Le séisme de 1988, proche du Haut Saguenay, a quant à lui généré de mouvements de terrain, quoique petits (i.e. moins de 80 000 m³, Lefebvre *et al.*, 1992), jusqu'à St-Thècle (en Mauricie, à 175 km de l'épicentre). Tel qu'indiqué par Lamontagne et Dascal (2006), il est possible que les séismes ayant leur

épicentre sur le Bouclier canadien subissent une plus faible atténuation en fonction de la distance.

Sans connaître la position exacte de l'épicentre du séisme de 1663, la question ici est donc à savoir si le séisme de 1663 avait son origine dans les roches sédimentaires associées à la structure de Charlevoix ou dans les roches pré-cambriennes du Bouclier canadien situées au nord du St-Laurent. Le nombre des grands événements géomorphologiques rapportés dans la région du Haut Saguenay et les études récentes sont autant de données additionnelles qui font pencher en faveur de la deuxième alternative. Puisqu'il faut donner une position de référence, le choix se porte sur l'endroit indiqué plus haut, i.e. à la Baie des Ha ! Ha ! : 48° 21' latitude N, et 70° 50' longitude O.

5.4 La magnitude du séisme de 1663

Keefer (1984) et Rodriguez *et al.* (1999) considèrent que la méthode empirique proposée donne, pour des distances ou superficies données, la limite inférieure de la magnitude d'un séisme. Quant à la méthode tirée de Bakun et Hopper (2004), elle donne, pour une valeur MMI de IX, des magnitudes comparables aux méthodes graphiques de Rodriguez *et al.* (1999) basées sur la superficie comme critère comparatif (figure 10). On note aussi au passage que la méthode utilisant la distance maximale donne des résultats plus faibles surtout si on place l'épicentre à la Malbaie, i.e. une valeur de M de 7.6 par rapport à 7.8 pour un épocentre placé à la Baie des Ha ! Ha !. Par contre, toujours en utilisant les valeurs différentes de l'épicentre, les magnitudes calculées en utilisant la superficie mesurée à l'aide des rayons sont nettement supérieures pour un épocentre placé à la Baie des Ha ! HA !. Toutefois, la méthode du périmètre est peut-être plus représentative de la distribution des informations disponibles. Pour la plupart des mesures, et tel qu'indiqué plus haut, les glissements de Shawinigan de 1663 ont un poids important dans les estimations de la magnitude et méritent donc d'être étudiés plus à fond.

La prise en compte du séisme de 1988, qui a provoqué deux petits glissements de terrain non loin de Shawinigan (Lefebvre *et al.* 1992), met en relief des exceptions possibles car ils se positionnent largement en dehors des données générales (voir figures 8 et 9). Leurs faibles volumes (presque 1000 fois moindre que ceux estimés pour Shawinigan en 1663), et le fait qu'une analyse fine a révélé que le facteur de sécurité du talus était déjà très précaire à ces deux endroits précis (Lefebvre *et al.*, 1992) vient appuyer l'analyse de Keefer (2002) qui trouve ces glissements comme étant peu utilisables pour ce genre d'exercice. Notons ici que le séisme de 1988 est survenu un 25 novembre, alors que celui de 1663 un 5 février, période de l'année où la nappe phréatique est normalement à son plus bas.

Une telle plage de magnitude, compilées au tableau 2 et à la figure 11, devrait, en principe, laisser une trace de la rupture en surface. La seule visible dans le secteur et qui pourrait être attribuée à un séisme (figure 4b, c, d) a une longueur apparente limitée (<1km). D'un autre côté, tel que noté par Bent (1996) et Lamontagne (2002), les séismes

répertoriés au Québec ne laissent pas de traces facilement visibles en surface, sauf celui de l'Ungava de 1989 (Adams *et al.* 1991).

Des études plus poussées dans d'autres régions du Québec telles que la région de Mont Tremblant, les Appalaches, ainsi que les lacs St-Jean, Manicouagan, Témiscouata, Jacques-Cartier (Lajeunesse *et al.*, 2008), et bien d'autres, pourraient peut-être permettre de découvrir d'autres signatures majeures liées au séisme de 1663. Nos observations indiquent que les manifestations 'géomorphologiques' du séisme de 1663 n'ont absolument rien de comparable en intensité et en étendue avec tout ce que nous avons pu répertorier au Québec depuis ce temps, appuyant ainsi nos observations et qu'ainsi, ce séisme était nettement plus fort que les autres (i.e. que ceux de 1732, 1791, 1870 et 1925).

Les résultats obtenus sur les calculs de la magnitude donnent une variation, toutes méthodes confondues, entre 7.6 et 8.4 (figure 11). Étant donné que les méthodes utilisées sont différentes et dérivées empiriquement pour des territoires plus vastes, il n'est pas judicieux de fournir un écart type sur la magnitude estimée. Il faudra donc voir à éventuellement adapter davantage ces méthodes au contexte géologique et de l'est du Canada (e.g. zones structurales, glacio-isostasie et néo-tectonisme, effets de site, etc.).

À ce stade-ci, une magnitude de 7.6 sera donc retenue pour indiquer la valeur minimale de la magnitude du séisme de 1663 telle qu'estimée par l'utilisation des mouvements de terrain.

5.5 Impact sur le zonage sismique

Tel que souhaité par Doig, en 1986, nous avons intégré nos connaissances sur les mouvements de terrain dans l'analyse de la magnitude des séismes historiques en utilisant les approches proposées par Keefer (2002) et Bakun et Wentworth (1997). Ceci est d'autant plus important que le Canada a une très courte histoire et qu'il se doit d'exploiter au maximum les milieux géologiques propices à fournir des informations pertinentes quant à la détermination de la paléo-sismicité de l'est du Canada. L'exploitation du potentiel d'information offert par les analyses géomorphologiques, sédimentologiques et géotechniques du territoire canadien devrait sûrement réduire d'une façon sensible les incertitudes quant à l'histoire sismique de l'est du Canada depuis la déglaciation et ainsi contribuer à une carte de zonage sismique encore plus fidèle.

D'un point de vue plus général, il serait intéressant aussi de considérer la prise en compte des glissements de terrain sous l'angle du principe de précaution tel qu'utilisé dans le domaine de l'environnement. Ainsi, dans un cas où on a des évidences qui pourraient signifier une modification importante d'un paramètre majeur, comme la magnitude d'un séisme, il deviendrait raisonnable de les prendre en compte dans l'analyse à moins de pouvoir en démontrer le contraire.

6. CONCLUSION

L'analyse des critères ayant été utilisés pour établir la position et la magnitude du séisme du 5 février 1663, faite à la lumière des données marines et terrestres acquises récemment pour différents mouvements de terrain (i.e. depuis au moins 1962) nous amènent à conclure que :

1. Le séisme du 5 février 1663 aurait son épicerne localisé dans le Bouclier canadien au nord du St-Laurent, dans la région du Haut Saguenay, avec une position proposée à la latitude 48° 21' N et longitude 70° 50' O.
2. Que la magnitude M du séisme du 5 février 1663, estimée à partir de la prise en compte des mouvements de terrain, serait d'au moins 7.6 et qu'elle est relativement peu influencée par la position de l'épicentre.
3. Qu'il est essentiel d'améliorer la validation des méthodes utilisées lesquelles maximisent les données géomorphologiques, sédimentologiques et géotechniques.
4. L'analyse présentée ici révèle l'énorme potentiel inexploité des enregistrements géologiques d'événements catastrophiques (e.g. St-Onge et al., 2008) vis-à-vis de la réduction de l'exposition aux risques naturels des personnes et des infrastructures au Canada.

Ce travail constitue une première tentative de la prise en compte des mouvements de terrain dans une estimation de la magnitude du séisme de 1663. Au demeurant, cette étude est préliminaire et sera grandement bonifiée par l'apport des études détaillées en cours et à venir sur les grands glissements de terrain dont ceux de Colombier, Shawinigan et St-Jean-Vianney ainsi que des environnements subaquatiques.

7. REMERCIEMENTS

L'analyse présentée ici n'aurait pas été possible sans les apports immenses de divers chercheurs qui ont fouillé soit les archives (e.g. P. Gouin), les sols (e.g. J.-Y. Chagnon, R. Desjardins, M. Tuttle) et le fond des lacs (R. Doig, W.W. Shiels, M. Ouellet), des fjords (J.P.M. Syvitsky, C.T. Schafer, D. Perret, C. Levesque, R. Urgeles). Toutes ces informations colligées ici proviennent de plusieurs travaux réalisés par autant d'étudiantes et d'étudiants gradués incluant G. Cauchon-Voyer, P. Locat, A. Locat, F. Martin, F. Maurice, D. Turmel, M. Sansoucy, S. Dubé, M. Bergeron, R. Couture ainsi que d'excellents collègues de travail et amis tels que S. Leroueil, J.-M. Konrad, G. St-Onge, P. Lajeunesse, H. Tremblay et L. Boisvert. L'acquisition de telles connaissances n'aurait pas été possible sans le soutien financier du Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada, du FQRNT ainsi que des divers collaborateurs majeurs tels que la Commission géologique du Canada (Québec, Halifax et Ottawa), l'Institut Maurice Lamontagne et le Ministère des Transports du Québec. Finalement, un merci particulier va à D. Demers à D. Leboeuf et à M. Lamontagne pour leur évaluation du

8. BIBLIOGRAPHIE

- Adams, J., et Atkinson, G., 2003. Development of seismic hazard maps for the proposed 2005 edition of the National Building Code of Canada. *Journal canadien de génie civil*, 30: 255–271.
- Adams, J., et Halchuk, S., 2003. Fourth generation seismic hazard maps of Canada: Values for over 650 Canadian localities intended for the 2005 National Building Code of Canada. Commission géologique du Canada, Open File 4459, 155 pages.
- Adams, J., Wetmiller, R., Hasegawa, H.S., et Drysdale, J., 1991. The first surface faulting from a historical intraplate earthquake in North America. *Nature*, 352: 617-619.
- Basham, P.W., Weichert, D.H., et Berry, M.J., 1979. Regional assessment of seismic risk in Eastern Canada. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 69: 1567-1602.
- Bakun, W.H. et Hopper, M.G., 2004. Magnitudes and locations of the 1811-1812 New Madrid, Missouri, and the 1886 Charleston, South Carolina, earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94: 64-75.
- Bakun, W.H., Johnston, A.C., et Hopper, M.G., 2003. Estimating locations and magnitudes of earthquakes in Eastern North America from modified Mercalli intensities. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93: 190-202.
- Bakun, W.H. et Wentworth, C.M., 1997. Estimating earthquake location and magnitude from seismic intensity data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87: 1502-1521.
- Bent, A., 1996. An Improved Source Mechanism for the 1935 Timiskaming, Quebec Earthquake from Regional Waveforms. *PAGEOPH*, 146: 5-20.
- Bergeron, M., 1988. Rapport sur la cartographie préliminaire des dépôts meubles dans la région du Bas Saguenay. Département de géologie et de génie géologique, Laboratoire d'études sur les risques naturels, Rapport GGL-88-21, 39p.
- Bergeron, M., 1989. Analyses géotechniques à rebours de glissements sous-marins, fjord du Saguenay, Québec. Mémoire de maîtrise, Département de géologie et de génie géologique, Université Laval, 58p.
- Bernatchez, P., 2003. Évolution littorale holocène et actuelle des complexes deltaïques de Betsiamites et de Manicouagan-Outardes : synthèse, processus, causes et perspectives, Thèse de doctorat, Département de géographie, Université Laval, Québec, 460 pp.
- Campbell, C., Duchesne, M., et Bolduc, A., 2008. Geomorphological and geophysical evidence of Holocene seafloor instability on the southern slope of the Lower St. Lawrence Estuary, Québec. *Ce volume*.
- Cauchon-Voyer, G., Locat, J., et St-Onge, G., 2008a. Late-Quaternary morpho-sedimentology and submarine mass movements of the Betsiamites area, Lower St. Lawrence Estuary, Quebec, Canada. *Marine Geology* (sous presse).
- Cauchon-Voyer, G., Locat, J., Demers, D., Robitaille, D., et Locat, P., 2008b. Morphological and stratigraphic analysis of the Colombier landslide area, Québec. *Ce volume*.
- Chagnon, J.-Y., 1969. Étude des phénomènes d'érosion et des dépôts de surface dans la région de Baie-Saint-

- Paul/Saint-Urbain, comté de Charlevoix. Ministère des richesses naturelles du Québec, Étude spéciale 3, 31p.
- Chagnon, J.-Y., et Locat, J., 1988. The effects of seismic activity on the soils of the Charlevoix Area - Québec, Canada. *Natural and Man Made Hazards*, El-Sabh et Murry, éd., Elsevier, pp.: 125-136
- Desjardins, R., 1980. Tremblement de terre et glissements de terrain : corrélation entre les datations au ^{14}C et des données historiques à Shawinigan, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 34 : 359-362.
- Doig, R., 1986. A method for determining the frequency of large-magnitude earthquake in lake sediments. *Journal canadien des sciences de la Terre*, 23: 930-937.
- Doig, R., 1990. 2300 yr history of seismicity from silting events in Lake Tadoussac, Charlevoix, Quebec. *Geology*, 18: 820-823.
- Du Berger, R., Roy, D.W., Lamontagne, M., Woussen, G., North, R.G., et Wetmiller, R.J., 1991. The Saguenay (Quebec) earthquake of November 25, 1988 : seismology data and geologic setting. *Tectonophysics*, 186: 59-74.
- Dubé, S., 1998. Analyse de l'écroulement rocheux du Mont Éboulé, Québec. Mémoire de maîtrise, Département de géologie et de génie géologique, Université Laval, Québec, 66p.
- Filion, L., Quinty, F. et Bégin, C., 1991. A chronology of landslide activity in the valley of Rivière du Gouffre, Charlevoix, Québec. *Journal canadien des sciences de la Terre*, 28 : 250-256.
- Flon, P., Demers, D., et Locat, P., 2008. Zones exposées aux glissements de terrain, municipalité des Éboulements, arrondissement de Saint-Joseph-de-la-Rive, document accompagnant les cartes de zonage. Ministère des Transports du Québec, document interne, mars 2008.
- Gouin, P., 2001. Tremblements de terre «historiques» au Québec (de 1534 à mars 1925) identifiés et interprétés à partir des textes originaux contemporains («Historical» earthquakes felt in Québec (from 1534 to March 1925) as revealed by the local contemporary literature), Guérin, Montreal), 1491 p.
- Hampton, M., Lee, H., et Locat, J., 1996. Submarine landslides. *Reviews of Geophysics*, 34 1:33-59.
- Hancox, G. T., Perrin, N. D. et Dellow, G. D. , 2002. Recent studies of historical earthquake-induced landsliding, ground damage, and MM intensity in New Zealand. *Bulletin of the New Zealand Society for Earthquake Engineering*. 35 :59-95.
- Hodgson, E.A., 1928. The probable epicenter of the Saint-Lawrence earthquake of February 5th 1663. *Journal de la Société royale canadienne d'astronomie*, 22: 325-334.
- Hodgson, E.A., 1945. Industrial earthquake hazards in Eastern Canada. *Bulletin of the Seismological society of America*, 35: 151-174.
- Hodgson, E.A., 1950. The Saint-Lawrence earthquake, March 1, 1925. *Publications de l'Observatoire du Dominion, Ottawa*, v. 7 (10): 361-436.
- Jibson, R.W., 1996. Use of landslides for paleoseismic analysis. *Engineering Geology*, 43 : 291-323.
- Johnston, A.C., 1996. Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions—II. Historical seismicity. *Geophysical Journal International*, 125 : 639–678.
- Keefer, D.K., 1984. Landslides Caused by Earthquakes, *Geological Society of America Bulletin*, 95: 406-421.
- Keefer, D. K., 2002. Investigating landslides caused by earthquakes – a historical review. *Surveys in Geophysics*, 23: 473-510.
- Laflamme, Mgr J.-C.-K. 1900. Modifications remarquables causées à l'embouchure de la rivière Sainte-Anne par l'éboulement de St-Alban. *Transactions de la Société royale du Canada*, IV, 175–177.
- Lajeunesse, P., St-Onge, G., Randall, K., et Moreau-Labrecque, A., 2008. Mouvements de masse subaquatiques postglaciaires au lac Jacques-Cartier, Réserve faunique des Laurentides (Québec) : résultats préliminaires. *Ce volume*.
- Lajoie, G., 1981. Zones exposées aux mouvements de terrain, Charlevoix. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Rapport DPV-812, 35 p.
- Lamontagne, M., 2002. An Overview of Some Significant Eastern Canadian Earthquakes and Their Impacts on the Geological Environment, Buildings and the Public. *Natural Hazards*, 25: 55-67.
- Lamontagne, M., 2004. Earthquakes of the Charlevoix seismic zone, Quebec. *CSEG Recorder*, p.: 41-44.
- Lamontagne, M., 2008. Les dommages dus aux tremblements de terre dans la région de Québec entre 1608 et 2007. Commission géologique du Canada, Dossier Public 5547.
- Lamontagne, M. et Dascal, O., 2006. Revising the areal extent of post-earthquake inspections of dams in Quebec. *Revue canadienne de géotechnique*, 45: 1015-1027.
- Lamontagne, M., Keeting, P., et Perreault, S., 2003. Seismotectonic characteristics of the Lower St. Lawrence Seismic Zone, Quebec: insights from geology, magnetics, gravity, and seismics. *Journal canadien des sciences de la Terre*, 40: 317-336.
- Lasalle, P., et Chagnon, J.-Y., 1968. An ancient landslide along the Saguenay, River, Quebec. *Journal canadien des sciences de la Terre*, 5: 548-549.
- Lefebvre, G., Leboeuf, D., Hornych, P., et Tanguay, L., 1992. Slope failures associated with the 1988 Saguenay earthquake, Québec, Canada. *Revue canadienne de géotechnique*, 29: 117-130.
- Levesque, C., Locat, J., et Leroueil, S., 2006. Dating submarine mass movements triggered by earthquakes in the Upper Saguenay Fjord, Quebec, Canada. *Norwegian Journal of Geology*, 86: 231-242.
- Locat, J., 1999. Evidences for a Post-glacial Fault, Baie des Ha! Ha!, Saguenay Fjord, Quebec, Canada. *Comptes rendus de l'American Geophysical Union, Fall Meeting*, session T42C-02.
- Locat, J., Amiguet, C., Cauchon-Voyer, G., Bolduc, A., Demers, D., Mosher, D., Sanfaçon, R., Godin, A., Lajeunesse, P., et St-Onge, G., 2008. Instabilités côtières et sous-marines le long de la rive nord du St-Laurent, entre Pointe des Monts et Saint-Siméon : analyse préliminaire. *Cahier des résumés, Rencontre annuelle de l'Association géologique du Canada, Québec*.
- Locat, J. et Bergeron, M., 1988. Back analysis of a submarine slide in the Saguenay Fjord, Québec, Canada. *Comptes rendus de la 41^e Conférence Canadienne de Géotechnique*, Waterloo, pp. 336-353.

- Locat, J., Dubé, S., et Couture, R., 1997. Analyse de l'écroulement rocheux du Mont Éboulé, Québec. *Comptes rendus de la 50^e Conférence canadienne de géotechnique*, Ottawa, pp. 118-126.
- Locat, J., Martin, F., Locat, P., Leroueil, S., Levesque, C., Konrad, J.-M., Urgeles, R., Canals, M., et Duchesne, M.J., 2003a. Submarine mass movements in the Upper Saguenay Fjord (Québec, Canada), triggered by the 1663 earthquake. In: *Submarine mass Movements and Their Consequences*, J. Locat and J. Mienert, Eds., *Kluwer series on Natural and Technological Hazards*, vol. 19, pp.: 497-508.
- Locat, P., Locat, J., Leroueil, S., et Duchesne, M.J., 2003b. Characterization of a submarine flow-slide at Pointe-du-Fort, Saguenay Fjord, Québec, Canada. In: *Submarine mass Movements and Their Consequences*, J. Locat and J. Mienert, Eds., *Kluwer series on Natural and Technological Hazards*, vol. 19, pp.: 509-518.
- Mosher, D., 2008. Submarine mass movements in Canada: geohazards with far-reaching implications. *Ce volume*.
- Ojeda-Moncayo, J., Locat, J., Couture, R., et Leroueil, S., 2004. The magnitude of landslides: an overview. In: *Landslides: Evaluation and Stabilization*, Lacerda et al. Editor, Taylor and Francis Publisher, pp. : 379-384
- Ouellet, M., 1997. Lake sediments and Holocene seismic hazard assessment within the St. Lawrence Valley, Québec. *Geological Society of America Bulletin*, 109: 631-642.
- Papadopoulos, G.A. et Plessa, A., 2000, Magnitude-Distance Relations for Earthquake-induced Landslides in Greece. *Engineering Geology*, 58: 377-386.
- Pelletier, É., Desrosiers, G., Locat, J., Mucci, A., et Tremblay, H., 2003. The Origin and Behavior of a Flood Capping Layer Deposited on Contaminated Sediments of the Saguenay Fjord (Quebec). In: *Contaminated Sediments: Characterization, Evaluation, Mitigation/Restoration, and Management Strategy Performance*. Locat, J., Galvez-Cloutier, R., and Chaney, R.C., Eds. *American society for Testing Materials (ASTM)*, STP 1442: 3-18.
- Perret, D., Locat, J., et Leroueil, 1995. Strength development with burial during early diagenesis in fine grained sediments from Saguenay Fjord, Québec. *Revue canadienne de géotechnique*, 32: 247-262
- Potvin, J., Pellerin, F., Demers, D., Robitaille, F., La Rochelle, P., et Chagnon, J.-Y., 2001. Revue et investigation complémentaire du site du glissement de Saint-Jean-Vianney. *Comptes rendus de la Conférence canadienne de géotechnique : Odyssée de la Terre*, Calgary, pp. : 792-800.
- Quilliam, L. et 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 : 367-376.
- Rodriguez, C.E., Bommer, J.J., et Chandler, R.J., 1999. Earthquake-induced Landslides: 1980-1997, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 18:325-346.
- Schafer, C.T. et Smith, J.N., 1987. Hypothesis for a submarine landslide and cohesionless sediment flows resulting from a 17th century earthquake-triggered landslide in Quebec, Canada. *Geomarine Letters*, 7: 31-37.
- Schafer, C.T., et Smith, J.N., 1988. Evidence of the occurrence and magnitude of terrestrial landslides in recent Saguenay Fjord sediments. In: *El-Sabh, M.I., Murty, T.S. (Éd.), Natural and Man-made Hazards*. Kluwer Academic, New York, pp. 137-145.
- Schafer, C.T., Smith, J.N., et Loring, D.H., 1980. Recent sedimentation events at the head of Saguenay Fjord, Canada. *Environmental Geology*, 3: 139-150.
- Shilts, W.W., Rappol, M., et Blais, A., 1992. Evidence of late and postglacial seismic activity in the Témiscouata - Madawaska Valley, Québec - New-Brunswick, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29 : 1043-1069.
- Smith, W.E.T., 1962. Earthquakes of eastern Canada and adjacent areas: 1534- 1927. *Publications de l'Observatoire du Dominion, Ottawa*, 26: 271-301.
- St-Onge, G., Chapron E., Guyard, H., Rochon, A., Locat, J., Scott, D., Stoner, J.S., et Hilaire-Marcel, C., 2008. High resolution continuous magnetic and physical properties of marine and lacustrine sedimentary sequences for the identification of rapidly deposited layers associated with earthquakes and floods. *Ce volume*.
- St-Onge, G., Mulder, T., Piper, D.J.W., Hillaire-Marcel, C., et Stoner J.S., 2004. Earthquake and flood-induced turbidities in the Saguenay Fjord (Québec): a Holocene paleoseismicity record. *Quaternary Science Reviews*, 23: 283-294.
- Syvitski, J.P.M., et Schafer, C.T., 1996. Evidences for an earthquake-triggered basin collapse in Saguenay Fjord, Canada. *Sedimentary Geology*, 104: 127- 153.
- Tremblay, H., et Locat, J., 2002. Le projet Saguenay Post-déluge : Temps navire et utilisation en 2002 du Coriolis II (Partie II) - Rapport de progrès, projet Stratégique STP201981, 7p.
- Tremblay, H., Desrosiers, G., Locat, J., Mucci, A. et Pelletier, A., 2003. Characterization of a Catastrophic Flood Sediment Layer: Geological, Geotechnical, Biological, and Geochemical Signatures. In: *Contaminated Sediments: Characterization, Evaluation, Mitigation/Restoration, and Management Strategy Performance*, Locat, J., Galvez-Cloutier, R., and Chaney, R.C., Eds. *American society for Testing Materials (ASTM)*, STP-1442, 87-101.
- Tuttle, M.P., 1994. The liquefaction method for assessing paleoseismicity. U.S. Nuclear Regulatory Commission, NUREG/CR-6258, 38p.
- Tuttle, M., Law, K.T., Seeber, L., et Jacob, K., 1990. Liquefaction and ground failure induced by the 1988 Saguenay, Québec, earthquake. *Revue canadienne de géotechnique*, 27: 580-589.
- Urgeles, R., Locat, J., Lee, H., et Martin, F., 2002. The Saguenay Fjord, Québec, Canada: integrating marine geotechnical and geophysical data for spatial seismic slope stability and hazard assessment. *Marine Geology*, 185: 319-340.
- Wood, H. O., et Neuman, F., 1931. Modified Mercalli intensity scale of 1931. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 21: 277-283

