

Université du Québec  
INRS-Géoresources

**Analyse structurale des failles supracrustales de la région de  
Charlevoix, Québec : relations avec l'impact météoritique**

Par  
Yvon Lemieux

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

Jury d'évaluation

Président du Jury et  
examineur interne

Donna Kirkwood,  
Université Laval

Examineur externe

Maurice Lamontagne,  
Commission Géologique du Canada

Directeur de recherche

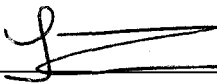
Alain Tremblay,  
INRS-Géoresources

Codirecteur de recherche

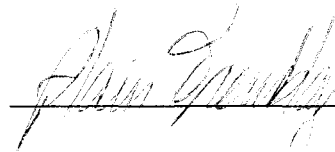
Denis Lavoie,  
Commission Géologique du Canada

### Résumé

Le cratère de Charlevoix, d'âge Dévonien, est situé à environ 100 km au NE de la ville de Québec. Cette région comporte plusieurs systèmes de failles supracrustales bien développés qui sont historiquement interprétés comme étant reliés à l'événement météoritique. Par contre, peu d'études se sont concentrées sur la relation génétique entre les différents systèmes de failles supracrustales de Charlevoix en fonction de l'évolution tectonique de la région depuis le Paléozoïque récent. Les structures supracrustales de la région à l'étude sont essentiellement caractérisées par des failles à mouvements normaux, parfois décrochants ou inverses, soulignées par des brèches et de la gouge de faille et localement par de la pseudotachylyte. Deux systèmes majeurs de failles orientés NO-SE et NE-SO sont observés. Une cartographie détaillée des systèmes de failles supracrustales effectuée à l'intérieur et aussi à l'extérieur de l'enceinte du cratère suggère que ces failles sont le résultat de plus d'un épisode tectonique, antérieur et postérieur à l'impact météoritique. L'existence de l'impact météoritique est soulignée par l'observation de *shatter cones*, de microstructures de choc, et également par la présence de failles formant des patrons circulaires et soulignées par de la brèche polymictique. Par contre, ces failles circulaires sont généralement recoupées par les systèmes NO-SE et NE-SO. La faille du St-Laurent, orientée NE-SO, représente une structure majeure de la région et est actuellement interprétée comme étant reliée au rifting de l'océan Iapétus. Toutefois, cette faille recoupe le cratère de Charlevoix sans déflexion majeure, suggérant une réactivation postimpact. Les observations découlant des présents travaux, couplées aux résultats récents d'une étude portant sur la signature isotopique des fluides ayant circulé dans les failles supracrustales, semblent suggérer que les systèmes de failles NO-SE et NE-SO représentent 1) des structures héritées et réactivées après le Dévonien et 2) des structures néoformées après l'impact météoritique, possiblement pendant le Mésozoïque, durant le rifting de l'océan Atlantique.



Yvon Lemieux  
Étudiant



Dr Alain Tremblay  
Directeur de recherche

### Remerciements

Je tiens à remercier les responsables du projet des '*Ponts géologiques dans l'Est du Canada (CARTNAT)*' qui ont supporté en grande partie les coûts reliés aux travaux de terrain de l'été 1999. Je remercie également Pascale Sergerie, assistante de terrain, pour sa contribution au projet. J'aimerais exprimer ma gratitude envers mon directeur de maîtrise, Alain Tremblay, pour son support, sa très grande disponibilité, sa patience et son intérêt marqué tout au long de mon périple. Ces remerciements vont également à Denis Lavoie, mon codirecteur, qui m'a donné ma première chance comme étudiant au Centre Géoscientifique de Québec. Finalement, je remercie tous ceux qui ont contribué de près ou de loin au succès de mon projet : Jean-Michel, Sébastien, Muriel, Caroline ma conjointe et tout le personnel et les étudiants du Centre Géoscientifique de Québec.

**Tables des matières**

|  |     |
|--|-----|
| Résumé.....  | II  |
| Remerciements.....   | III |
| Tables des matières.....   | IV  |
| Liste des figures.....   | VII |
| Liste des appendices.....  | IX  |
| Introduction.....  | 1   |
| Chapitre 1 - Problématique, objectifs et méthodologie.....   | 2   |
| 1.1 Problématique.....   | 2   |
| 1.1.1 Les systèmes de failles du rift de la vallée du St-Laurent.....  | 2   |
| 1.1.2 Systèmes de failles de la région de Charlevoix.....  | 3   |
| 1.2 Contexte géologique.....   | 4   |
| 1.3 Méthodologie.....  | 7   |
| 1.3.1 Travaux de terrain.....  | 7   |
| 1.3.2 Étude structurale.....   | 8   |
| 1.3.3 Étude lithostratigraphique.....  | 9   |
| 1.4 Contribution des différents coauteurs du manuscrit du chapitre 2.....  | 10  |
| Chapitre 2 - Structural analysis of supracrustal faults in the Charlevoix area, Québec:<br>relationship to impact cratering..... | 13  |
| Abstract.....  | 14  |
| 2.1 Introduction.....  | 15  |
| 2.2 Geological setting.....  | 16  |
| 2.3 Stratigraphy of the St.Lawrence Platform.....  | 19  |
| 2.4 Supracrustal faults and related rocks.....   | 24  |
| 2.4.1 Fault orientation and geometry.....  | 25  |
| 2.4.1.1 Internal and external domains.....   | 25  |

|   |    |
|---|----|
| 2.4.1.2 Structural characterization of faults .....   | 26 |
| 2.4.2 Fault rocks .....   | 30 |
| 2.4.2.1 Breccias .....  | 30 |
| 2.4.2.2 Pseudotachylyte.....  | 32 |
| 2.5 Discussion .....  | 36 |
| 2.5.1 Preimpact faulting in the Charlevoix area: stratigraphic evidence .....                         | 36 |
| 2.5.2 Impact-related structures .....   | 38 |
| 2.5.3 Postimpact structures: implications for the St.Lawrence rift system .....                       | 39 |
| 2.6 Conclusion.....   | 41 |
| Acknowledgements .....  | 42 |
| Chapitre 3 - Géologie d'un impact météoritique et lithostratigraphie de la région de Charlevoix ..... | 43 |
| 3.1 Les cratères d'impact .....   | 43 |
| 3.1.1 La formation d'un cratère complexe .....  | 44 |
| 3.1.2 Les micro- et macrostructures associées à un impact météoritique .....                          | 47 |
| 3.1.2.1 Shatter cones .....   | 48 |
| 3.1.2.2 Structures de choc sur grains de quartz et feldspath .....                                    | 49 |
| 3.2 Lithostratigraphie .....  | 50 |
| 3.2.1 Intervalle siliciclastique inférieur.....   | 50 |
| 3.2.1.1 Formation de Cap-aux-Oies .....   | 50 |
| 3.2.1.2 Formation de Cap-à-l'Aigle .....  | 51 |
| 3.2.2 Intervalle calcaire Ordovicien .....  | 52 |
| 3.2.2.1 Groupe de Black River.....  | 52 |
| 3.2.2.2 Formation de Deschambault (Groupe de Trenton) .....   | 52 |
| 3.2.2.3 'Faciès' Rivière-du-Moulin.....   | 53 |
| 3.2.3 Intervalle siliciclastique supérieur.....   | 55 |
| 3.2.3.1 Formation de St-Irénée.....   | 55 |
| 3.2.3.2 Formation de Lotbinière.....  | 56 |
| 3.2.3.3 'New Facies' .....  | 56 |
| 3.2.4 Interprétation de l'environnement de dépôt .....  | 57 |

|   |    |
|---|----|
| Conclusions, recommandations et apport scientifique de cette étude..... | 59 |
| Appendice A.....  | 62 |
| Références .....  | 63 |

**Liste des figures**

- Figure 1.1 : A) Carte schématique du système de rift du St-Laurent montrant la localisation des grabens d'Ottawa-Bonnechère et du Saguenay (d'après *Kumarapeli et Saull 1966*). B) Carte géologique simplifiée du système de rift du St-Laurent entre Cap-Tourmente et La Malbaie (modifiée de *Tremblay et Lemieux 2001*).....5
- Figure 2.1 : A) Simplified map of the St.Lawrence rift system showing the location of the Ottawa-Bonnechère and Saguenay River grabens (modified from *Tremblay and Lemieux 2001*). B) Simplified geological map of the Charlevoix area (modified from *Tremblay and Lemieux 2001*). C) Close up view of a map area on figure B showing the spatial distribution of sedimentary units of the St.Lawrence Platform.....17
- Figure 2.2 : A) Schematic topographic map showing the geomorphology of the Charlevoix impact crater induced by the meteorite. B) Schematic cross-section of an impact crater showing the orientation of normal faults surrounding the central uplift and bounding the outer limit of the impact crater (modified from *Spudis 1993*).....18
- Figure 2.3 : Comparison of stratigraphy for the Charlevoix and the Québec City areas (modified from *Lavoie et al. 1998*) with relative thickness of sedimentary units....21
- Figure 2.4 : Field photographs and photomicrograph illustrations of particular features in the sedimentary succession. A-A') Field photograph and sketch of the unconformity between the Cap-aux-Oies and the Cap-à-l'Aigle formations. B) Thin-section photomicrograph of a breccia clast in the Cap-à-l'Aigle sandstones. C) Thin-section photomicrograph of the synsedimentary breccia showing a pseudotachylite clast. D-D') Field photograph and close-up view of the synsedimentary breccia in the Deschambault Formation. E-E') Field photograph and sketch of synsedimentary deformations in the St-Irénée Formation.....22
- Figure 2.5 : A) Schematic map of the Charlevoix area showing the six different structural zones and their associated rose diagrams and respective number of data. B) Diagram showing the pitch of lineations on fault planes. C) Diagram showing the dip of undifferentiated faults (normal, strike-slip and reverse).....27
- Figure 2.6 : Field photographs and schematic maps of fault systems in the Charlevoix

area. Map on top shows the location of sketch A and B, and photograph C. A) Map showing fault systems along the St-Laurent fault. B) Map of the Baie St.Paul graben structure. C) View of the St-Laurent fault. D) Foliated gouge of the St-Laurent fault (close up of 6c). E) Photograph of a NW-SE trending normal fault.....28

Figure 2.7 : Field and thin-section illustrations of fault rocks of the study area. A) Cataclastic breccia in the St.Lawrence Platform limestone succession. B-B') Field photograph and sketch of polymictic clastic matrix breccia (PCMB) dykes, occurring parallel and at high angle with the stratification ( $S_0$ ) in the Moulin River 'Facies'. C) Thin-section photomicrograph of a breccia clast in a PCMB. D) Thin-section photomicrograph of a glassy pseudotachylyte (PT) clast in the PCMB. E-E') Field photograph and sketch of a fine grained fault breccia in the crystalline basement with a major fraction of pseudotachylyte (PT) in the matrix.....33

Figure 2.8 : Field photographs and sketch of outcrops showing the crosscutting relationships between the various fault sets in the Charlevoix area. A) Sketch showing the crosscutting relationships between faults in the northeastern part of the study area. B) Sketch showing the crosscutting relationships between faults in the southwestern region of the study area. C) Sketch showing the crosscutting relationships between faults in the central section of the study area. D) Field photograph of the NW-SE oriented normal fault.....34

Figure 3.1 : A) Carte schématique de la géomorphologie du cratère de Charlevoix induite par l'impact météoritique. B) Coupe schématique de la formation d'un cratère d'impact (modifiée de *Spudis 1993*).....45

Figure 3.2 : *Shatter cone* dans un banc calcaire du 'Faciès' Rivière-du-Moulin.....46

Figure 3.3 : Photomicrographie d'un grain de quartz dans les grès quartzitiques de la Formation de Cap-aux-Oies présentant une série de fractures et de lamelles parallèles.....46

Figure 3.4 : Photographie montrant le contact normal entre la Formation de Deschambault et le 'Faciès' Rivière-du-Moulin.....54



**Liste des appendices**

Appendice A : Carte géologique de la région de Charlevoix.....pochette



## Introduction

La région de Charlevoix, située à une centaine de kilomètres au nord-est de la ville de Québec, expose le seul cratère d'impact météoritique reconnu dans le sud du Québec. Cette structure, découverte en 1966 (Rondot 1967, 1968), est un trait caractéristique de la géologie de la géomorphologie de la région à l'étude. Malgré quelques séries de travaux de cartographie menés dans la région de Charlevoix, la relation temporelle entre les différents systèmes de failles supracrustales observés dans la région de Charlevoix et l'impact météoritique restait jusqu'à ce jour incertaine. Sur la base de travaux antérieurs, cette étude vise à analyser et à spécifier l'évolution structurale et stratigraphique post-grenvillienne de la région de Charlevoix par la caractérisation des structures supracrustales cartographiées. Ces travaux s'inscrivent dans le cadre du projet des '*Ponts Géologiques dans l'Est du Canada (CARTNAT)*' initié par la Commission Géologique du Canada et le Centre Géoscientifique de Québec, qui vise à étudier l'évolution et l'architecture de la marge Laurentienne au Paléozoïque.

Ce mémoire de maîtrise comporte trois chapitres; le premier chapitre présente la problématique, les objectifs de recherche et la méthodologie; le second, présente le manuscrit d'un article qui sera soumis pour publication dans le Journal Canadien des Sciences de la Terre; le troisième contient des éléments pertinents de l'étude qui n'ont pas été inclus dans le manuscrit du chapitre 2. Ce dernier chapitre met en lumière la mécanique et les structures entourant un impact météoritique et contient également une description plus détaillée des unités lithostratigraphiques caractérisant la région de Charlevoix.

## Chapitre 1

### Problématique, objectifs et méthodologie

#### 1.1 Problématique

Depuis plusieurs dizaines d'années, des séries de travaux ont été réalisés sur les failles attribuées au système de rift de la vallée du St-Laurent au Québec, entre autre par Kumarapeli (1985), Lachapelle (1993), Shaw (1993), Carignan et al. (1997) et Rocher et al. (2000). Par contre, peu de ces études ont porté sur l'évolution des systèmes de failles supracrustales du rift du St-Laurent situés au nord-est de la ville de Québec, c'est-à-dire en aval de Cap-Tourmente et plus spécialement dans la région de Charlevoix (voir Fig. 1.1). Cette dernière a tout de même été l'objet de travaux géologiques exhaustifs depuis les années 1960, surtout suite à la découverte de l'impact météoritique (Rondot 1967, 1968), les observations et les conclusions de ces travaux étant présentées dans une série de manuscrits bruts (Rondot 1989a). Des travaux récents (Lavoie et al. 1998) dans la région de Charlevoix ont conclu que des études supplémentaires portant sur la structure et la lithostratigraphie étaient nécessaires afin de mieux cerner la géométrie et la chronologie des failles supracrustales de la région de Charlevoix en relation avec l'impact météoritique. C'est donc dans cette optique que le présent projet de maîtrise a été initié.

Afin de mieux situer la problématique de cet ouvrage, la prochaine section présente une brève synthèse de certaines interprétations proposées pour l'évolution des structures supracrustales de la région de Charlevoix et du système de rift du St-Laurent dans la région de Québec.

##### 1.1.1 Les systèmes de failles du rift de la vallée du St-Laurent

Les structures orientées NO-SE et NE-SO le long de la vallée du St-Laurent sont interprétées depuis plusieurs années, entre autre suite aux travaux de Kumarapeli (1985), comme étant des structures résultant du rifting de la marge est de l'ancien craton nord-américain, lors de l'ouverture de l'océan Iapétus (St-Julien et Hubert 1975). Cette

hypothèse est maintenant bien acceptée et on note également dans la littérature que cet épisode est généralement proposé comme étant l'événement majeur ayant généré les structures actuelles de la vallée du St-Laurent (Kumarapeli 1985).

Les travaux de Lachapelle (1993) sur les failles entre Québec et Cap-Tourmente (Fig. 1.1) ont suggéré que l'orientation de ces dernières ait été contrôlée par des structures préexistantes du socle. De plus, la présence de gouge de faille le long de certaines failles bordant la vallée du St-Laurent semblait marquer une réactivation des structures de rift durant l'Ordovicien (Lachapelle 1993). Shaw (1993) a proposé une nouvelle interprétation des failles du système de rift du St-Laurent dans la région de Québec, interprétées jusqu'alors comme étant des failles normales (Laroche 1983; Globensky 1985; Bradley et Kidd 1991). Shaw (1993) a interprété les failles régionales majeures bordant la séquence de plate-forme du St-Laurent et le socle cristallin dans la région de Québec comme des systèmes décrochants à mouvement senestre, résultant d'une compression appalachienne précoce. Cette interprétation était essentiellement basée sur des arguments de corrélations stratigraphiques et sur des observations de terrain. Une analyse régionale des paléo-contraintes ayant généré les systèmes de failles supracrustales bordant la plate-forme du St-Laurent entre Montréal et Québec (Rocher et al. 2000) a démontré une évolution tectonique complexe impliquant des mouvements durant le rifting de l'océan Iapétus mais suggérant également une réactivation des structures syn- et postdatant la formation des Appalaches. Finalement, Tremblay et Lemieux (2001) suggèrent que les mouvements le long des failles du rift du St-Laurent entre Québec et la région de Charlevoix pourraient être post-appalachiens.

### 1.1.2 Systèmes de failles de la région de Charlevoix

Les interprétations géodynamiques actuelles des systèmes de failles supracrustales de la région de Charlevoix sont essentiellement le résultat des travaux de Rondot (compilés dans Rondot 1989a) initiés vers le milieu des années 60. Entre Québec et la Rivière Saguenay, Rondot (1968, 1971, 1989a) a identifié une faille normale majeure d'orientation NE-SO (c.a. faille du St-Laurent; Fig. 1.1). Cette faille, qui recoupe

entièrement la région de Charlevoix et son cratère d'impact, se joint vers le sud à d'autres failles normales et a été interprétée comme étant reliée à l'épisode de rifting ayant créé l'océan Iapétus (Rondot 1989a). Par contre, la découverte de l'impact météoritique de Charlevoix (Rondot 1968) a grandement influencé les interprétations structurales de cette région. En fait, mis à part la faille du St-Laurent, toutes les autres structures supracrustales observées dans la région de Charlevoix avaient été interprétées, jusqu'à tout récemment, comme étant reliées à l'impact météoritique Dévonien (Rondot 1989a). Par contre, des travaux récents de Carignan et al. (1997) dans la région de Charlevoix, portant sur la signature isotopique des fluides ayant circulé dans les failles, suggèrent une réactivation postimpact des structures supracrustales majeures. Ce projet vise donc à spécifier l'évolution structurale et stratigraphique de la région de Charlevoix. Nos travaux consistent donc à déterminer si le système de failles de la région de Charlevoix est le résultat de l'impact météoritique, tel que proposé par Rondot (1989a) ou s'il constitue plutôt un système prédatant l'impact et réactivé durant la formation du cratère ? Il s'agit également de déterminer si ces failles ont pu rejouer après la formation du cratère de Charlevoix ?

## 1.2 Contexte géologique

La présente section se veut un complément du contexte géologique présenté dans le manuscrit du chapitre 2.

La région de Charlevoix est située à environ une centaine de kilomètres au nord-est de la région de Québec, sur la rive nord du fleuve St-Laurent (Fig. 1.1). Cette région se trouve à la jonction entre trois provinces géologiques majeures : (1) le Grenville au nord-ouest, composée essentiellement d'orthogneiss et de paragneiss du Supergroupe de Baie-Comeau et d'intrusions du Complexe du Parc des Laurentides (Rondot 1989a), (2) la plate-forme St-Laurent présentant une succession de roches sédimentaires siliciclastiques et calcaires du Cambrien (?) et de l'Ordovicien et finalement (3) les

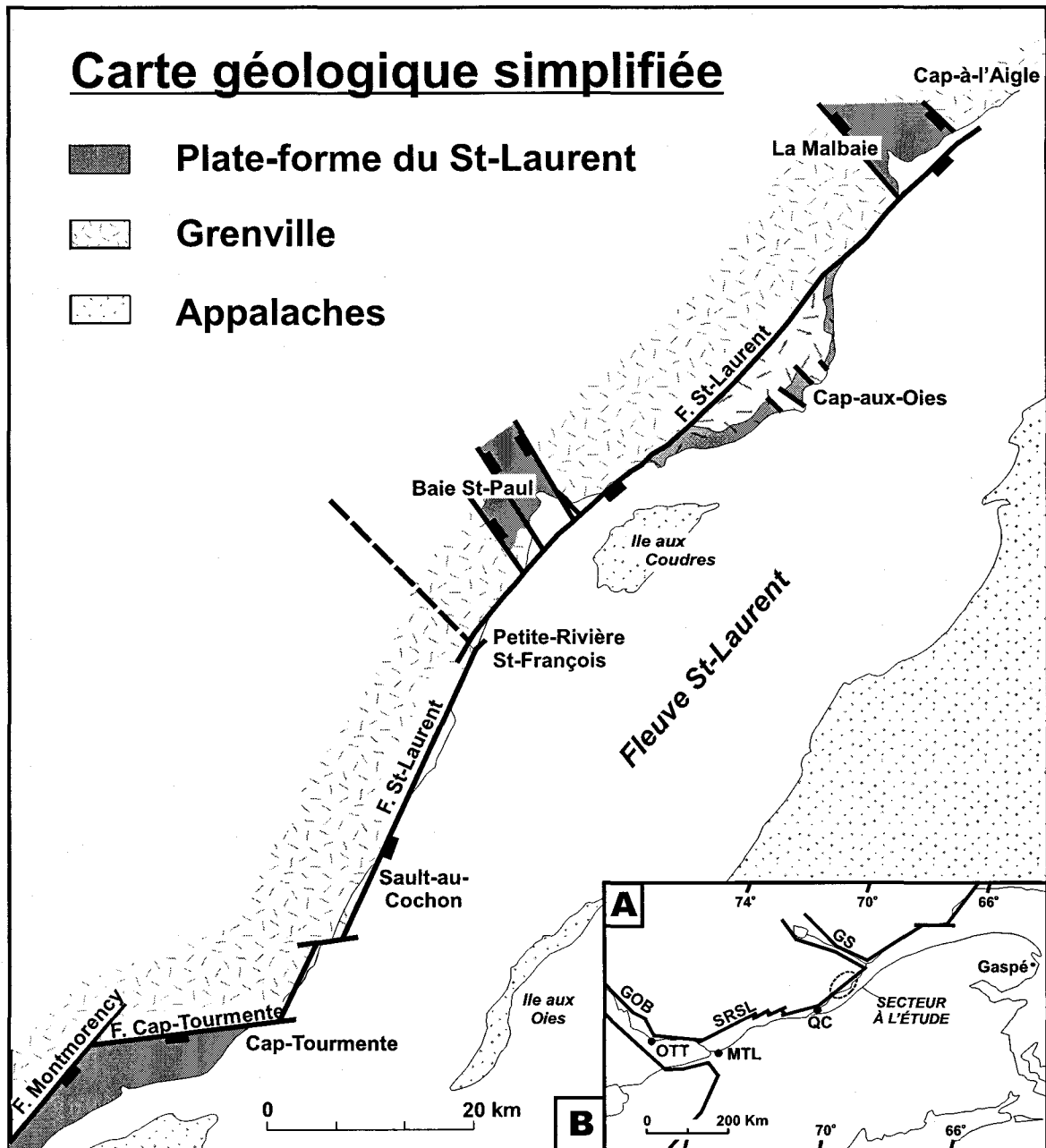


Figure 1.1 - A) Carte schématique du système de rift du St-Laurent (SRSL) montrant la localisation des grabens d'Ottawa-Bonnechère (GOB) et du Saguenay (GS) (d'après Kumarapeli et Saul 1966). OTT, Ottawa; MTL, Montréal; QC, Québec. B) Carte géologique simplifiée du système de rift du St-Laurent entre Cap-Tourmente et La Malbaie. La ligne pointillée indique la limite sud-ouest du cratère de Charlevoix d'après Rondot (1989a). Figure modifiée de Tremblay et Lemieux 2001.

Appalaches au sud-est, à l'Île aux Coudres, composées de roches allochtones cambriennes du Groupe de Québec (Rondot 1989a).

La région à l'étude est positionnée le long du système de rift de la vallée du St-Laurent (Fig. 1.1), interprété comme étant issu de mouvements le long de failles normales durant l'ouverture de l'océan Iapétus (St-Julien et Hubert 1975; Kumarapeli 1985). Les failles associées à ce système de rift d'orientation NE-SO définissent une structure en demi-graben, bordent généralement la plate-forme du St-Laurent et relient les grabens d'Ottawa-Bonnechère et du Saguenay, tous deux d'orientation NO-SE, et interprétés comme représentant des aulacogènes (Kumarapeli 1985). La région de Charlevoix est d'ailleurs marquée par certaines de ces failles; la faille du St-Laurent (Fig. 1.1), attribuée par Rondot (1989a) à l'ouverture de l'océan Iapétus, représente une des structures majeures de la région de Charlevoix. Cette faille, orientée NE-SO, est inclinée vers le SE et montre un mouvement en faille normale. Elle marque parfois le contact entre le socle cristallin au nord-ouest et les roches sédimentaires de la plate-forme au sud-est. Cette faille est aussi spatialement et temporellement associée à des failles normales, orientées NO-SE. Ces dernières ont un pendage soit vers le NE ou vers le SO, formant des structures en grabens où généralement des lambeaux de roches sédimentaires sont préservés. Les régions de Baie St-Paul et de La Malbaie (Fig. 1.1) représentent d'ailleurs de telles structures. Ces grabens périphériques, dans lesquels on retrouve les rivières Du Gouffre et Malbaie sont attribués à la formation du cratère d'impact (Rondot 1989a) et constituent les principaux endroits où la séquence sédimentaire de la plate-forme du St-Laurent est préservée au nord-ouest de la faille du St-Laurent dans la région de Charlevoix.

La particularité géologique de la région de Charlevoix est la présence de la structure d'impact créée par la chute d'un météorite au Dévonien (372-335 Ma; Rondot 1968), révélé par des structures caractéristiques, tel que des *shatter cones*, des impactites et des déformations planaires microscopiques de haute pression sur des grains de feldspath et de quartz (Robertson 1975; Rondot 1989a). Ce cratère fait environ 54 km de diamètre et la morphologie actuelle présente une dénivellation de plus de 900 mètres entre son point le



plus bas (sous le fleuve St-Laurent) et son pointement central (c.a. Mont des Éboulements). Seulement la moitié nord-ouest du cratère de Charlevoix est accessible, la seconde moitié étant située sous le fleuve St-Laurent. Le cratère de Charlevoix est caractérisé par un système de failles normales formant un patron circulaire centré sur le pointement central et bordant des zones également circulaires, plus ou moins exhumées et/ou affaissées, issues des réajustements postimpact (voir Fig. 2.2).

### 1.3 Méthodologie

Durant ce projet, nous nous sommes attardés essentiellement sur les caractéristiques structurales et stratigraphiques pouvant nous aider à discriminer les éléments reliés à une tectonique préimpact (i.e. chronologie des failles, structures synsédimentaires, brèches de failles) de ceux directement attribués à l'impact météoritique (i.e. brèches d'impacts). De plus, et à la lumière des travaux récents (Carignan et al. 1997), il s'agissait d'étudier et de documenter l'existence de structures suggérant un événement tectonique postimpact, tel que la présence de failles récentes. Nous avons donc utilisé une approche régionale afin d'établir des corrélations entre les éléments structuraux et stratigraphiques observés à l'intérieur aussi bien qu'à l'extérieur de l'enceinte du cratère de Charlevoix. Cette approche nous a donc permis de bien circonscrire les structures reliées à la chute du météorite dans la région de Charlevoix de celles n'ayant aucun lien génétique avec celui-ci.

#### 1.3.1 Travaux de terrain

Les travaux de terrain ont été réalisés au tout début du projet, c'est-à-dire durant l'été 1999. Cette période coïncidait avec l'initiation des travaux du projet CARTNAT de la marge Laurentienne. Une première cartographie générale de la grande région de Charlevoix ayant été réalisée antérieurement par le Ministère provincial de l'Énergie et des Ressources (Rondot 1989a), nos travaux de cartographie visaient essentiellement à faire une révision de certains éléments structuraux et lithostratigraphiques spécifiques de la région. Nos travaux se sont essentiellement concentrés à l'intérieur du cratère de

Charlevoix, c'est-à-dire entre les localités de Petite-Rivière St-François au sud-ouest et de Cap-à-l'Aigle au nord-est (voir Fig. 1.1), couvrant en totalité ou en partie 4 feuillets NTS à l'échelle 1:50 000 : 21 M/7, Maillard; 21 M/8, Ile-aux-Coudres; 21 M/9, La Malbaie et 21 M/10, Saint-Urbain. Sur la base des travaux antérieurs, nos travaux sur ces feuillets consistaient à caractériser la géométrie et la cinématique des failles supracrustales postgrenvilliennes. Ces travaux se sont concentrés plus spécifiquement le long de la rive nord du fleuve St-Laurent où la succession sédimentaire cambro-ordovicienne est présente et affleure de façon continue, mais aussi dans les rivières et ruisseaux et également le long des principaux axes routiers. De plus, une série de levés à l'intérieur des terres ont été effectués, surtout le long des bordures du cratère de Charlevoix, afin de caractériser les failles reliées à l'impact météoritique. Finalement, un second volet de travaux consistait à faire une révision des unités lithostratigraphiques de la succession de la plate-forme du St-Laurent dans Charlevoix afin de tenter de mieux comprendre et/ou de redéfinir certaines unités qui nécessitaient une révision de leur nomenclature (voir Belt et al. 1979; Rondot 1989a; Lavoie et al. 1998). À l'automne 2000, quelques jours supplémentaires de travaux ont été effectués afin de faire certaines vérifications finales, mais surtout afin de récolter des données structurales sur les systèmes de failles et joints à l'extérieur du cratère dans le but de pouvoir faire une comparaison avec les résultats obtenus à l'intérieur du cratère. Il est à noter que les données qui ont été recueillies au cours de ce projet seront intégrées à la banque de données du projet CARTNAT.

### 1.3.2 Étude structurale

Comme il sera discuté dans le manuscrit du chapitre 2, dans la région de Charlevoix, les roches cristallines et sédimentaires présentes sont recoupées par beaucoup plus de systèmes de failles supracrustales que dans les régions environnantes. Jusqu'à tout dernièrement, l'impact météoritique Dévonien était fréquemment invoqué afin d'expliquer la mise en place et le rejeu des failles supracrustales et la mise en place de leurs roches associées (Rondot 1989a; 1998; 2000). Néanmoins, la relation entre les différents systèmes de failles et l'impact météoritique demeurait incertaine.

Durant nos travaux, une grande quantité d'affleurements autant à l'intérieur qu'à l'extérieur de l'enceinte du cratère ont été visités et décrits afin de bien caractériser les éléments structuraux attestant une variation dans l'intensité des déformations propres à chaque région. Pour ce faire, nous avons subdivisé la région en certains domaines spécifiques afin de bien caractériser la géométrie et l'orientation, la fréquence et les caractéristiques particulières des différents systèmes de failles. Cette approche régionale d'analyse de données nous a permis d'identifier et de distinguer les structures et les éléments reliés à l'impact de ceux préimpact et postimpact, et ainsi proposer de nouvelles interprétations. La division de ces domaines, les descriptions des failles ainsi que la comparaison des résultats sont présentées en détail dans le manuscrit du chapitre 2.

Plusieurs échantillons de roches caractérisant les failles supracrustales de Charlevoix ont été prélevés et étudiés en lames minces orientées. L'objectif de cette étude microstructurale était de caractériser la composition, la texture et la cinématique des brèches de failles. De plus, il s'agissait de décrire la composition et la nature des brèches polymictiques (*mylolithénite* de Rondot) et de la pseudotachylyte, qui étaient jusqu'à présent interprétées comme étant reliées à l'impact météoritique (Rondot 1971; 1989b; 1998; 2000). Les travaux pétrographiques ont permis de bien comprendre l'affinité de ces brèches et roches de failles et, couplés à nos observations de terrain, ont mené à proposer de nouvelles interprétations. Les observations et les interprétations des roches de failles sont discutées plus amplement dans le manuscrit du chapitre 2.

### 1.3.3 Étude lithostratigraphique

La succession de la plate-forme du St-Laurent de la région de Charlevoix a plus largement été modifiée, entre autre par des processus tectoniques, que les roches corrélatives des régions plus au sud-ouest. La région de Charlevoix ne présente pas de section complète de toutes les formations et faciès mais plutôt plusieurs sections partielles, réparties tout le long de la région. Plusieurs coupes ont été levées et certaines formations ont été échantillonnées afin d'effectuer une étude pétrographique plus détaillée. Certaines unités spécifiques avaient été ciblées (c.a. Groupe de Black River,

‘Faciès’ Rivière-du-Moulin et le ‘New Facies’) puisqu’elles nécessitaient des travaux supplémentaires (Lavoie et al. 1998). Malgré des travaux détaillés, aucune coupe complète (contact supérieur et inférieur visible) du Groupe de Black River et du ‘Faciès’ Rivière-du-Moulin n’a été observée, rendant difficile une meilleure définition de ces unités. De plus, le ‘New Facies’ introduit à l’origine par Belt et al. (1979), n’a pas été observé dans la région à l’étude. Une synthèse des observations micro- et macroscopiques importantes et significatives est présentée et discutée dans le manuscrit du chapitre 2 de ce mémoire et les observations supplémentaires propres à chaque formation et unité sont présentées au chapitre 3. Les résultats de ces travaux stratigraphiques servent à appuyer nos hypothèses concernant l’évolution tectonique de la région puisque certains éléments particuliers, directement reliés à une tectonique active dans le bassin ont été observés dans la succession sédimentaire. Ces éléments seront présentés dans le manuscrit du chapitre 2.

#### 1.4 Contribution des différents coauteurs du manuscrit du chapitre 2

Ce mémoire de maîtrise comporte au second chapitre le manuscrit d’un article signé par trois coauteurs : Yvon Lemieux, Alain Tremblay (directeur de maîtrise) et Denis Lavoie (codirecteur). La présente section se veut une mise au point sur la contribution des différents auteurs à la réalisation de ce manuscrit afin de bien mettre en lumière ma réelle contribution.

Une série de travaux dans la région de Charlevoix a été initiée à l’été 1998 par mon codirecteur (Denis Lavoie) et mon directeur (Alain Tremblay) pour le compte de la société PanCanadian. Ces travaux visaient essentiellement une révision de la stratigraphie, de la géologie structurale, de l’évolution diagénétique et de la maturation des roches de certaines régions spécifiques dans l’Est du Québec (Lavoie et al. 1998). La principale conclusion de ce rapport, en ce qui a trait à la région de Charlevoix, proposait que des travaux supplémentaires portant sur l’évolution structurale de cette région étaient nécessaires, puisqu’il était suggéré que la tectonique semblait jouer un rôle important dans la mise en place des successions sédimentaires de la région. Ces travaux ont donc

servi d'assises à mon projet de recherche, initié à l'été 1999. Au début de la saison de terrain, j'ai effectué avec mon directeur et codirecteur des travaux de reconnaissance visant à cerner les contextes stratigraphiques et structuraux régionaux de la région de Charlevoix. Suite à cette courte période de familiarisation, j'ai procédé, avec une assistante, à la cartographie de la région de Charlevoix en m'attardant plus spécialement aux éléments directement reliés à ma problématique de recherche, c'est-à-dire la caractérisation des systèmes de failles supracrustales ainsi qu'aux éléments à être révisés dans la succession stratigraphique. Finalement, la fin de ma saison de terrain a été soulignée par une excursion géologique de ma région, à laquelle participait mes directeur et codirecteur. Cette excursion m'a permis de présenter mes réflexions et mes idées suite à mes travaux et les discussions soulevées ont grandement contribué à guider mes résultats et mes interprétations présentés dans ce mémoire.

Les premières versions du manuscrit du chapitre 2 sont le fruit de mes travaux. Par la suite, mes écrits ont pu bénéficier des lectures critiques et des corrections de forme et de fond de mon directeur et de mon codirecteur. Tous les tableaux, figures et annexes présentés dans ce mémoire sont le fruit de mon travail. Il est à noter que toutes les descriptions, figures, interprétations et hypothèses présentées dans ce mémoire et dans le manuscrit reflètent le produit final de mes réflexions et relèvent donc de mon entière responsabilité.



**Chapitre 2****Structural analysis of supracrustal faults in the Charlevoix area, Québec :  
relationship to impact cratering**

Ce chapitre comporte le manuscrit de l'article qui présente une synthèse des observations, des analyses et des conclusions reliées à cette étude. Cet article sera soumis pour publication dans le Journal Canadien des Sciences de la Terre.

**STRUCTURAL ANALYSIS OF SUPRACRUSTAL FAULTS IN THE  
CHARLEVOIX AREA, QUÉBEC: RELATIONSHIP TO  
IMPACT CRATERING**

Yvon Lemieux<sup>1</sup>, Alain Tremblay<sup>1</sup> and Denis Lavoie<sup>2</sup>

Centre Géoscientifique de Québec

<sup>1</sup>INRS-Géoressources / <sup>2</sup>Geological Survey of Canada

**Abstract**

The Charlevoix area, which is host to an impact structure of Devonian age, straddles the boundary between crystalline rocks of the Grenville Province, the sedimentary succession of the St. Lawrence Lowlands and accreted units of the Appalachian Belt. The area features well-developed supracrustal fault systems that are attributed to the impact cratering. The supracrustal faults mostly consist of normal faults marked by cataclastic and gouge breccias and, more rarely, by pseudotachylyte. A major fault system with fault orientations varying from NE-SW to NW-SE is found. Detailed mapping of the supracrustal faults both within and outside the limit of the Charlevoix impact crater suggests that brittle faulting occurred both before and after impact cratering. Polymictic fault breccias, occurring in some supracrustal faults, are the only clear evidence for impact-related fault rocks in the Charlevoix area. The St-Laurent fault, trending NE-SW, represents a major structure of the area and is basically interpreted as related to Late Proterozoic-Early Paleozoic rifting of the Iapetus ocean. However, the St-Laurent fault crosses the Charlevoix impact crater without any major deflection, suggesting post-impact reactivation. The fault systems observed in the Charlevoix area are interpreted as pre-impact structures related to the opening of the Iapetus ocean, most of which have also been reactivated during both the Devonian cratering event and in post-impact time, the latter event most likely coeval with the Atlantic ocean rifting in Mesozoic time.



## 2.1 Introduction

The Charlevoix area constitutes the only known impact crater of southern Québec. The impact structure has been first identified by Rondot (1968) on the basis of diagnostic macro- and microstructures and on the particular morphology of the Charlevoix region (Figs. 2.1 and 2.2). Since then, the region has been of geological interest for the study of impact-related microstructures and shock metamorphism (Robertson 1968, 1975), and isotopic signature of fault fluids (Carignan et al. 1997). The sedimentologic-diagenetic evolution of the Paleozoic sedimentary succession in the Charlevoix area has also been the focus of recent geological studies (Belt et al. 1979; Lavoie et al. 1998). Despite extensive mapping by Rondot (1989a), the temporal relationships between the various fault sets observed in the Charlevoix area, as well as the genetic link between these fault sets and the impact cratering event, remain unclear. Several fault sets of different orientations, characterized by well-exposed fault breccias and pseudotachylyte veins, have been entirely attributed to impact cratering (Rondot 1971, 1989a, 1989b, 1998). However, recent work by Carignan et al. (1997), Lemieux et al. (2000), and Tremblay and Lemieux (2001) suggest that the development of most rocks related to brittle faulting both predates and postdates the cratering event.

The objective of this paper is to describe the geometry and the origin of the supracrustal fault system, and associated fault rocks, found in the Charlevoix area, in order to discriminate between pre-, syn- and postimpact faults and structures. Detailed mapping and structural analysis have been conducted along the St. Lawrence River, from Baie-St. Paul to La Malbaie (Fig. 2.1b). Rock units of the Grenvillian basement and autochthonous Paleozoic St. Lawrence Platform sequence are well-exposed along shoreline sections. Additional fieldwork has also been conducted inland, mainly along the outer rim of the Charlevoix impact crater. This paper presents new structural data and interpretations pertinent to the tectonic evolution of the Charlevoix area; it will be shown that part of supracrustal faults and fault-related rocks of the area did not result solely

from impact cratering but also from pre- and postimpact extensional faulting, the impact itself being only one of the mechanisms responsible for the origin of supracrustal structures of the study area.

## 2.2 Geological setting

The Charlevoix area is located on the north shore of the St. Lawrence River, approximately 100 km northeast of Québec City (Fig. 2.1a). It lies at the boundary between three geological provinces of eastern Canada; the crystalline rocks of the Grenville Province to the northwest, the sedimentary succession of the St. Lawrence Platform, and the deformed and transported rocks of the Appalachian Belt to the southeast. Grenvillian Precambrian rocks form the basement over which were deposited younger rocks of the St. Lawrence Platform and the accreted units of the Appalachians. It is made up of high-grade metamorphic rocks that mainly consist of orthogneisses and paragneisses of the Baie-Comeau Supergroup, and of charnockites, anorthositic and granitic intrusions of the Laurentides Park Complex (Rondot 1989a). Along the St. Lawrence River, the Grenvillian basement is crosscut by faults of various orientations. Cambrian (?) and Ordovician sedimentary units of the St. Lawrence Platform are locally preserved in down thrown sides of graben and half-graben structures.

The Charlevoix area lies along the St. Lawrence rift system (Fig. 2.1a), which is a seismically active zone (Adams and Basham 1989; Lamontagne 1999; Lamontagne et al. 2000). Paleozoic and Mesozoic fault reactivation is believed to occur along Late Proterozoic to Early Paleozoic normal faults related to the opening of the Iapetus ocean (St-Julien and Hubert 1975, Kumarapeli 1985). Rift-related faults fringe the contact between the Grenvillian basement to the northwest and Paleozoic sedimentary rocks of the St. Lawrence Platform to the southeast, and occur also within the Grenvillian crystalline basement. The St. Lawrence rift system trends NE-SW and represents a half-graben that links the NW-SE trending Ottawa-Bonnechère and Saguenay River grabens (Fig. 2.1a), both interpreted as Iapetan failed arms (Kumarapeli 1985). Structures related to this rift system are also found under the St. Lawrence River (Lamontagne 1999).

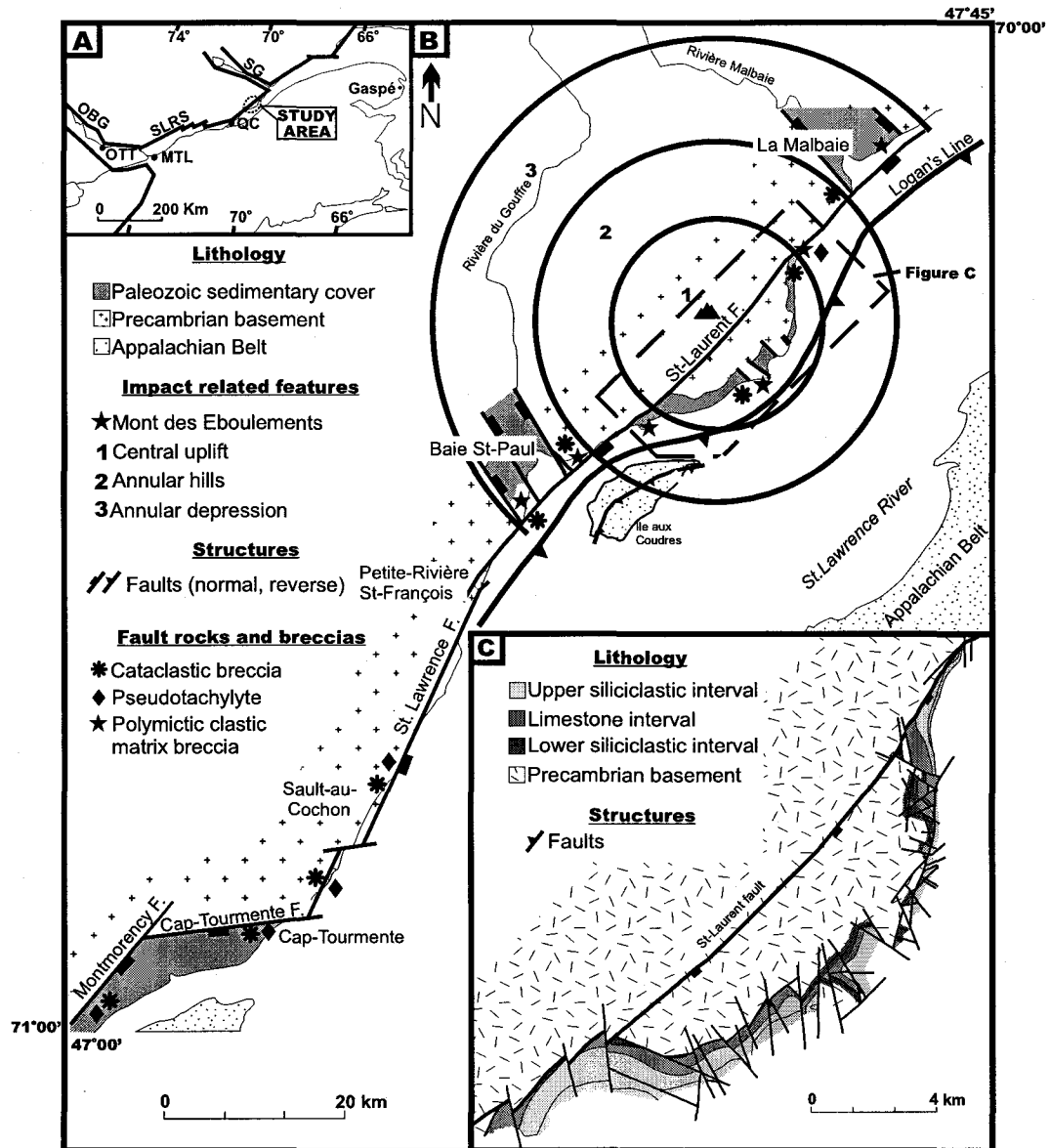


Figure 2.1 - A) Simplified map of the St. Lawrence rift system (SLRS) showing the location of the Ottawa-Bonnechère (OBG) and Saguenay River (SG) grabens. OTT, Ottawa; MTL, Montréal; QC, Québec City (modified from Tremblay and Lemieux 2001). B) Simplified geological map of the Charlevoix area. Numbers and circles represent different divisions of the impact crater morphology. The Mont des Éboulements ( ) represents the highest point in Charlevoix and corresponds to the inferred point of impact (modified from Tremblay and Lemieux 2001). Map also shows the distribution of cataclastic breccia, pseudotachylyte and the polymictic clastic matrix breccia (PCMB). Note the restriction of the PCMB to the crater's limit. C) Close up view of a map area on figure B showing the spatial distribution of sedimentary units of the St. Lawrence Platform.

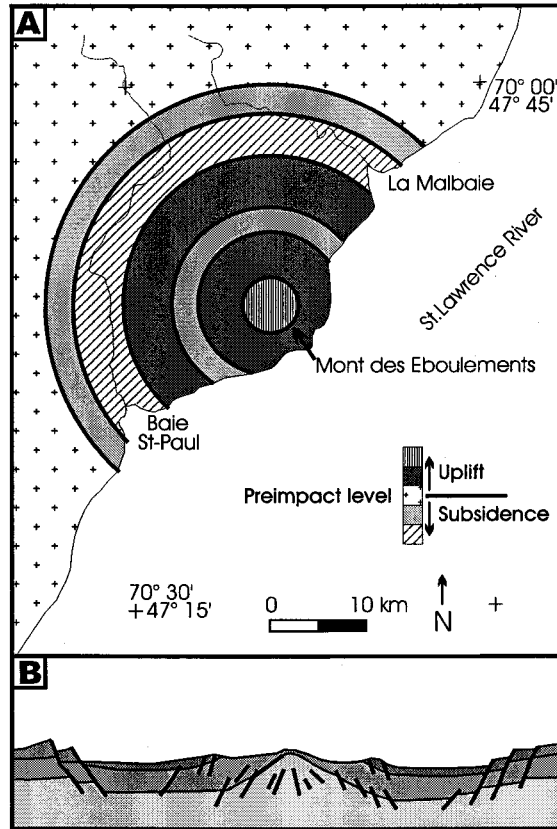


Figure 2.2 - A) Schematic topographic map showing the geomorphology of the Charlevoix impact structure. The cross pattern represents the mean level of the Grenvillian basement and rocks of the St. Lawrence Lowland before the impact. B) Schematic cross-section of an impact crater showing the orientation of normal faults surrounding the central uplift and bounding the outer limit of the impact crater (modified and adapted from *Spudis 1993.*)

In the study area, the St. Lawrence Platform comprises a lower unit of undated siliciclastic rocks unconformably overlying the metamorphic basement. The lower unit is unconformably overlain by an Ordovician siliciclastic and limestone succession, which has been tentatively time-correlated with the St. Lawrence Platform succession cropping out between Québec City and Montréal (Belt et al. 1979). In the Charlevoix area, rock units of the St. Lawrence Platform occur east (i.e. hanging wall) of the St-Laurent fault, and within NW-SE trending graben structures in the vicinity of Baie-St. Paul and La Malbaie, i.e. the Du Gouffre River and Malbaie River grabens, west of the St-Laurent fault (Fig. 2.1b). Cambrian allochthonous rocks of the Appalachian orogen outcrop further southeast on the Ile aux Coudres (Rondot 1989a).

The St-Laurent fault has been attributed to Iapetus rifting (Rondot 1989a). It trends NE-SW, dips to the southeast and shows normal sense of displacement. Well-developed, northwest-trending faults characterizing the Du Gouffre River and Malbaie River grabens occur at both ends of the study area. Rondot (1989a) attributed the Du Gouffre River and Malbaie River grabens to the cratering event. On the basis of K-Ar isotopic ages from whole-rock analysis of impact melt and breccia dykes, the impact crater has been dated as Devonian (372 to 335 Ma; Rondot 1968). Shatter cone and impactite occurrences (Rondot 1989a), and microstructures such as impact-related planar deformation on quartz and K-feldspars (Robertson 1975) strongly support the existence of such an impact. The actual topography of the Charlevoix area, typical of a complex impact structure, is characterized by a central uplift (c.a. Mont des Éboulements), bounded by normal faults, which is surrounded by annular hills and depressions, such as the Baie-St. Paul and La Malbaie valleys, that brings the topography down to sea level (Figs. 2.1 and 2.2).

### 2.3 Stratigraphy of the St. Lawrence Platform

The stratigraphic framework of the St. Lawrence Platform in the Charlevoix area was first proposed by Rondot (1972), and later modified by Bussièrès et al. (1977) and Belt et al. (1979). Although some aspects of the local stratigraphy has been recently informally

revised (Lavoie et al. 1998), Belt's et al. (1979) formal nomenclature is used in the following description.

The Paleozoic succession of the St. Lawrence Platform in the Charlevoix area can be divided into three informal intervals, (i) a lower succession of siliciclastic rocks consisting of the Cap-aux-Oies and Cap-à-l'Aigle formations, (ii) a medial interval of Ordovician limestones including the Black River Group, the Deschambault Formation and the Moulin River 'Facies', and (iii) an upper succession of fine-grained siliciclastic rocks made up of the St-Irénée and Lotbinière formations, and the 'New Facies' (Fig. 2.3).

The lower siliciclastic succession consists of coarse- to medium-grained, locally microconglomeratic, pure quartzitic and impure arkosic and lithic sandstones with locally minor dolostone. The undated Cap-aux-Oies Formation unconformably overlies the Precambrian basement and where present, varies from 10 to 30 m-thick. It has been tentatively correlated with the passive margin Cambrian Potsdam Group that crops out in the Montréal area (Rondot, 1989a). The overlying Middle Ordovician Cap-à-l'Aigle Formation also shows important thickness variations, from 4 to 81 m-thick (Rondot, 1989a). Field observations suggest the presence of a low-angle unconformity between the Cap-aux-Oies and Cap-à-l'Aigle formations (Fig. 4a). Locally, the Cap-aux-Oies Formation is missing, with the Cap-à-l'Aigle Formation unconformably overlying the Precambrian basement. Quartzitic sandstones of the Cap-à-l'Aigle Formation locally contain dark-colored rock fragments of fault breccia characterized by a glassy matrix containing microfragments of quartz and mudstone, and detrital zircons (Fig. 2.4b). Breccia clasts show evidence of several brecciation events (i.e. breccia clast with fragments of breccia; Fig. 2.4b), that possibly represent repeated events of incremental faulting. The nature of the lower siliciclastic succession suggests high-energy marine conditions most likely typical of a littoral environment (Lavoie et al. 1998). Moreover, the local absence of the Cap-aux-Oies Formation coupled with highly significant lateral thickness variations in both formations of the lower siliciclastic interval suggest a

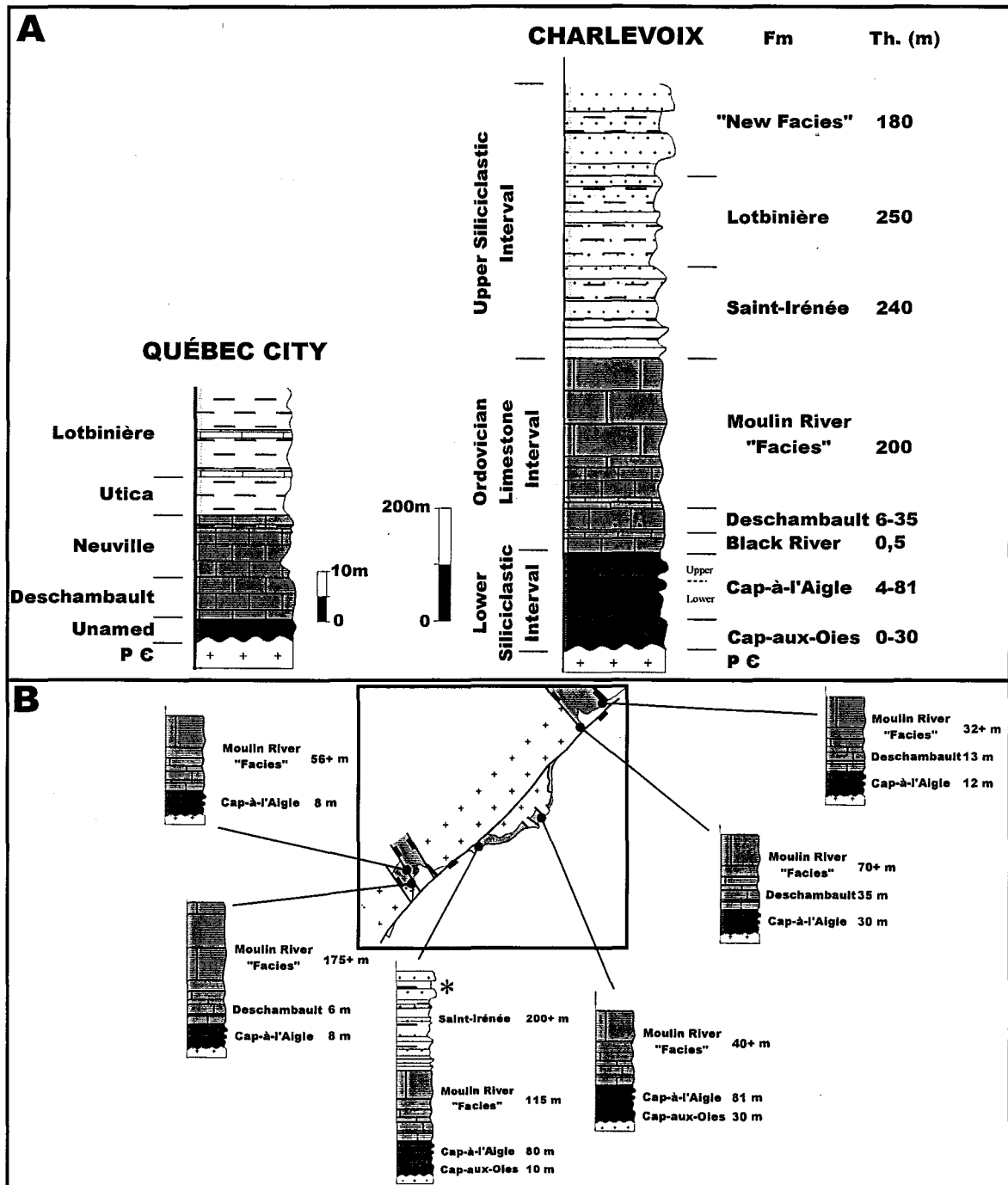
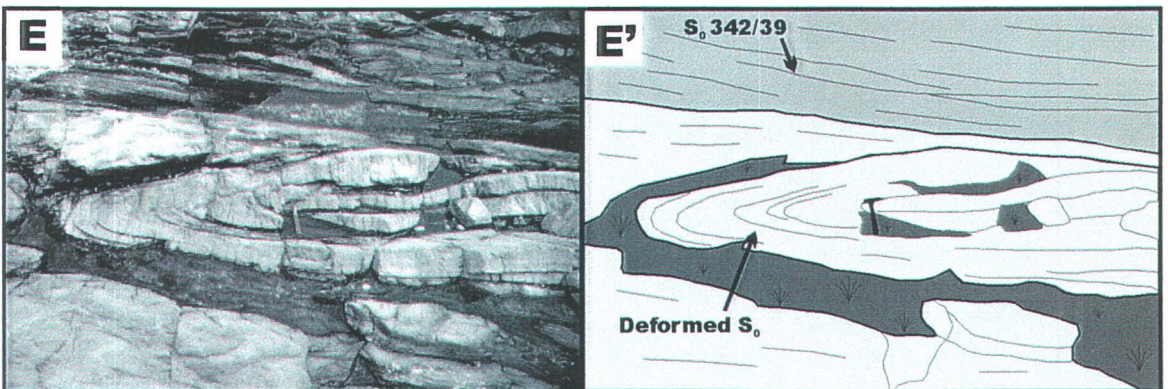
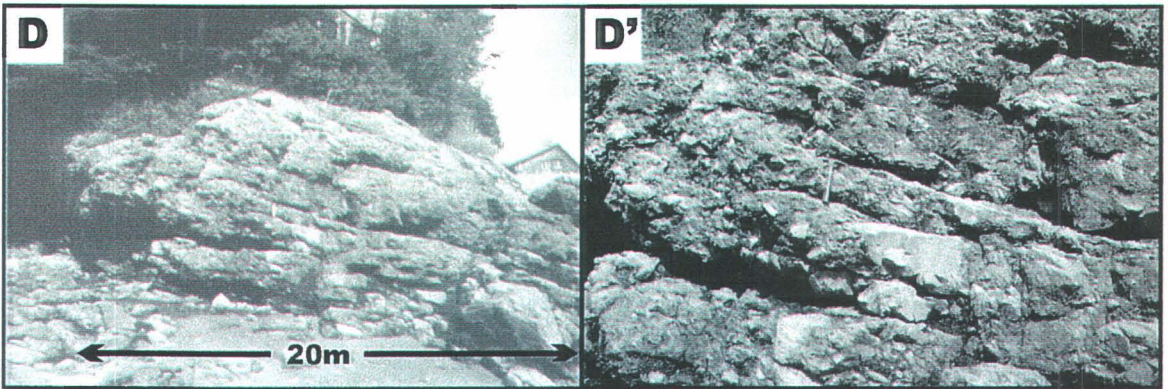
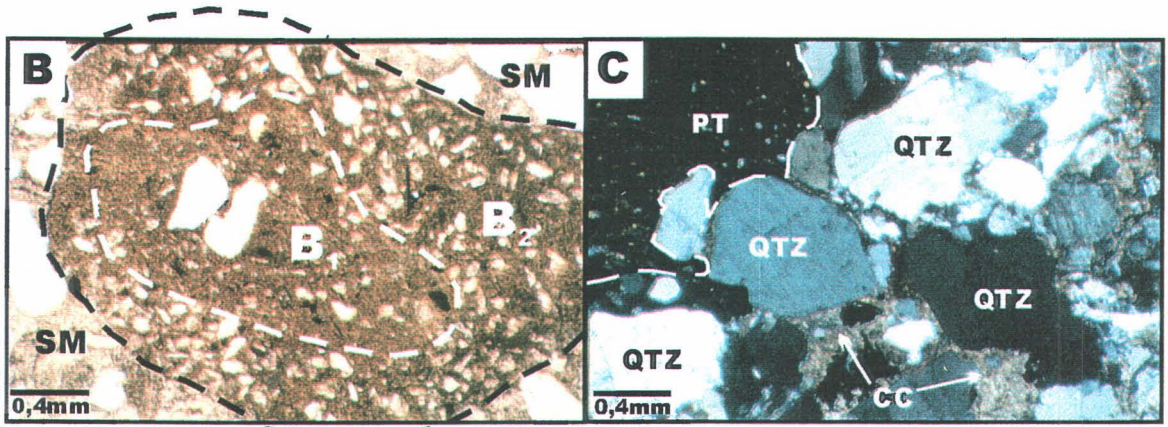
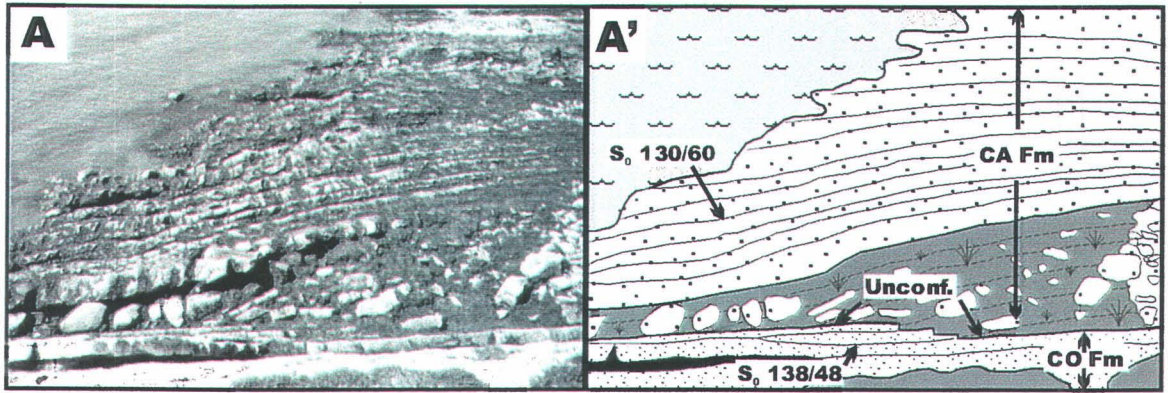


Figure 2.3 - A) Comparison of stratigraphy for the Charlevoix and Québec City areas (modified from *Lavoie et al. 1998*) with relative thickness of sedimentary units. Fm, Formations; Th. (m) thicknesses in meters. Figure not to scale. B) Location of the main stratigraphic sections measured in the study area. Section marked with (\*) is modified from Rondot (1989). Note that for each section, the thickness of the upper unit represents a minimum value because no upper contact was observed. Sections not to scale.





---

◀Figure 2.4 – A) Field photographs and photomicrograph illustrations of particular features in the sedimentary succession. A-A') Plane photograph and sketch of the unconformity between the Cap-aux-Oies and the Cap-à-l'Aigle formations. Lateral view is about 10 meters wide. CO Fm, Cap-aux-Oies Formation; CA Fm, Cap-à-l'Aigle Formation; Unconf, unconformity. B) Thin-section photomicrograph of a breccia clast in the Cap-à-l'Aigle sandstone matrix (SM). This clast shows two episodes of brecciation, breccia clast B<sub>1</sub> is included in B<sub>2</sub>. C) Thin-section photomicrograph of the synsedimentary breccia showing a reddish-brown, not indurated pseudotachylyte (PT) fragment. Dashed line represents boundary of the fragment. QTZ, quartz; CC, calcite cement. D-D') Section photograph and close-up view of the synsedimentary breccia in the Deschambault Formation. E-E') Section photograph and sketch of synsedimentary deformations in the St-Irénée Formation. Hammer in center for scale.

---

tectonically active environment during their deposition, characterized by significant tectonic lows and highs in the sedimentary basin. The lower rock assemblage was swiftly flooded during an ensuing marine transgression, as suggested by the rapid transition to the overlying, fine-grained limestone and siliciclastic facies of both the medial and upper successions.

The medial succession consists of planar-bedded lime mudstone and wackestone with subordinate bioclastic-rich calcareous packstone and grainstone. As for the lower interval, some units show important thickness variations (Fig. 2.3). For instance, the Deschambault Formation thickness varies between 6 and 35 m. No complete sections are available for units overlying the Deschambault Formation and, as such, their maximum thickness are gross estimates (Fig. 2.3; Belt et al. 1979). Locally, the Deschambault Formation features m-thick synsedimentary breccias that mainly occur in the vicinity of La Malbaie (Fig. 2.4d). These breccias, previously described by Rondot (1989a) consist of heterogeneous, cm- to dm-sized fragments and blocks of Deschambault-type calcareous packstone and grainstone in a fine-grained matrix of quartz and limestone. Fragments and blocks show typical syndepositional deformation structures, such as boudinaged beds and slump folds. Fragments of breccia and pseudotachylyte are locally

found (Fig. 2.4c). Laterally, this breccia passes into slumped Deschambault carbonate beds.

The upper rock assemblage consists of fine-grained calcareous sandstones and shales overlain by coarse-grained lithic sandstones and thick shale deposits. The St-Irénée Formation at the base of this upper interval is characterized by abundant synsedimentary deformation features, such as boudinage and dm- to m-wide 'slumps' (Fig. 2.4e). The Lotbinière Formation is characterized by alternating sandstone and shale couplets of deep marine origin. The sedimentary structures are indicative of deposition from turbidity currents.

The evolution of the sedimentary assemblage of the Charlevoix area is suggestive of a synsedimentary active environment. It results from a general relative marine transgression, especially rapid in the upper section of the succession. The nearshore, littoral environment of the lower siliciclastic interval swiftly evolved to a shallow marine setting during the deposition of the medial, limestone-rich interval. Finally, the transition from the later interval to the deep platform to below wave base environment of the upper rock assemblage resulted from a very rapid transgression. As it will be discussed later in this paper, the origin of this rapid marine transgression could be related to a tectonically active basin driven by active faulting during the opening of the Iapetus ocean coupled with synorogenic tectonic collapse of the Ordovician continental margin.

#### 2.4 Supracrustal faults and related rocks

The Charlevoix area is characterized by a supracrustal fault system made up of fault sets of various orientations crosscutting both the Grenvillian basement and the St. Lawrence Platform. In order to discriminate structures related, and not-related to impact cratering, we divided the region into two domains, (i) an internal domain that is limited by the crater boundaries as defined by Rondot (1989a), and (ii) an external domain located outside the limits of the Charlevoix crater. Each domain has been subdivided into geographic subzones on the basis of their position with respect to the central uplift of the

Charlevoix crater, i.e. the southwest (SW), central (C) and northeast (NE) subzones (see Fig. 2.5a). The external domain represents structural data from areas located well outside (up to 50 km) of the inferred limits of the crater, and, therefore, provides structural features that are not related to the cratering process.

#### 2.4.1 Fault orientation and geometry

##### 2.4.1.1 Internal and external domains

The rose diagrams presented in figure 2.5a contain orientation of all brittle faults measured on the field. Although diagrams from the external domain contain less data than diagrams in the internal domain, orientation data of brittle features in the external domain show consistent and relatively well grouped patterns featuring two major sets of fault orientation, roughly trending NW-SE (N290 to N320) and NE-SW (N020 to N040) (Fig. 2.5a). Each set represents more than 25 to 30% of all fault measurements. Such major orientations are similar to those of faults in the Ottawa-Bonnechère and Saguenay grabens (Kumarapeli 1985), and of the St.Lawrence rift system (see Fig. 2.1), all of which are considered as Late Proterozoic to Early Paleozoic in age. Various minor faults sets are also developed, such as the E-W (N270 to N280) and the N-S (N000 to N020) fault sets. Field observations in various areas of the external domain show that both the NW-SE and NE-SW sets crosscut all pre-existing structures in both the basement and the St.Lawrence Platform suggesting that they represent the youngest features in the area (see Fig. 2.8). Moreover, the NW-SE and NE-SW fault sets show mutual crosscutting relationships suggesting that they are conjugated structures that originated from the same tectonic event.

Fault orientation diagrams from the internal domain are characterized by more scattered patterns, but are still dominated by the NW- and NE-trending systems of the external domain. Brittle faults of both the southwest and northeast subzones of the internal domain show two predominant (>30% of all fault measurements) orientations between N300 to N330 and between N030 to N060. NE-SW trending faults are less abundant in the

southwest subzone, i.e. <10% of all measurements but are much more abundant in the northeast subzone. The rose diagram for the central subzone of the internal domain shows fault trends of various orientations; four well-developed fault trends are observed, NW-SE (N300 to N330), NE-SW (N040 to N050), N-S (N000) and E-W (N090). The spread of structural trends in the central subzone can be attributed to the Devonian impact-related, circular pattern of normal faults (Rondot 1989a) centered on the Mont des Éboulements (see Fig. 2.2). Field relationships suggest that these widespread fault sets are crosscut by the NW-SE and NE-SW fault sets (see Fig. 8). Therefore, as in the external domain, the latter sets seem to represent the youngest structures. They also show mutual crosscutting relationships suggesting that they also originated from the same tectonic event.

In summary, all subzones of both the internal and external domains feature at least two predominant and major fault sets roughly oriented NW-SE, NE-SW. Also, the E-W and N-S fault sets are locally well-developed, mostly in the internal domain. The internal domain thus seems to show a more widespread fault system featuring various fault orientations, likely related to the formation of circular structures characterizing the impact crater (see Fig. 2.2).

#### 2.4.1.2 Structural characterization of faults

Most supracrustal faults of the Charlevoix area are characterized by down-dip striations and normal movement. Strike-slip and reverse motions are, however, locally observed (Fig. 2.5b), on less than 30 % of all observed faults. The supracrustal faults are commonly characterized by fault breccias, cataclasites and gouge. Pseudotachylite and polymictic clastic breccias locally fill the structures. The predominant NW-SE and NE-SW striking faults are steeply dipping (Fig. 2.5c).

The St-Laurent fault (fig 2.6) is a major structure in the Charlevoix area. It passes across the impact crater without any major trend deflection, and is only locally displaced by minor faults. Mutual crosscutting relationships between structures related to the St-

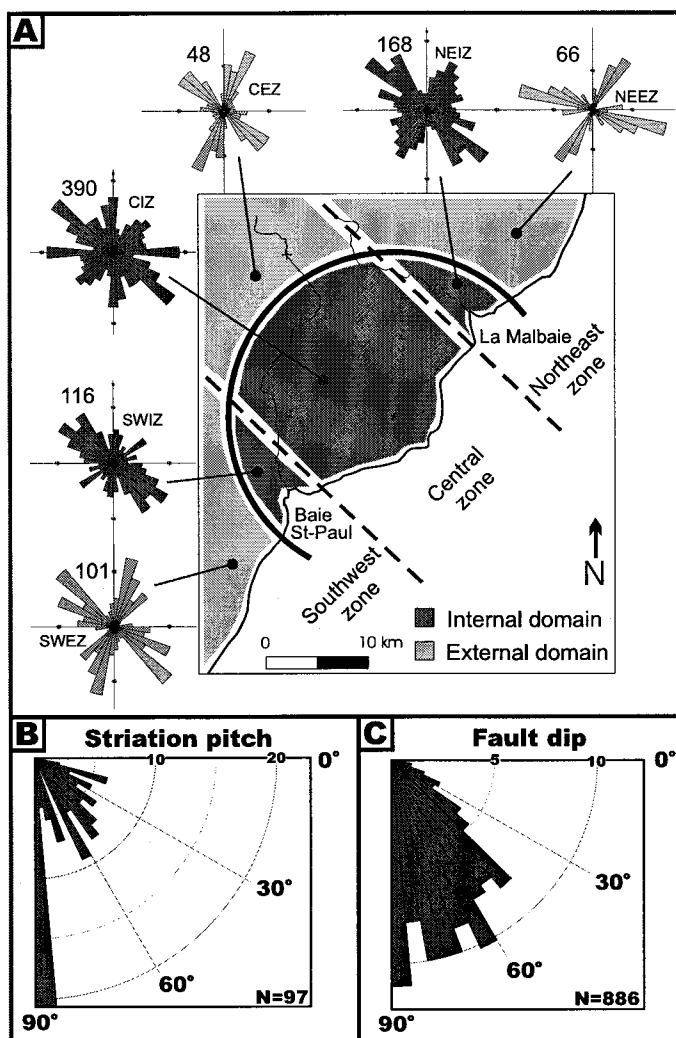
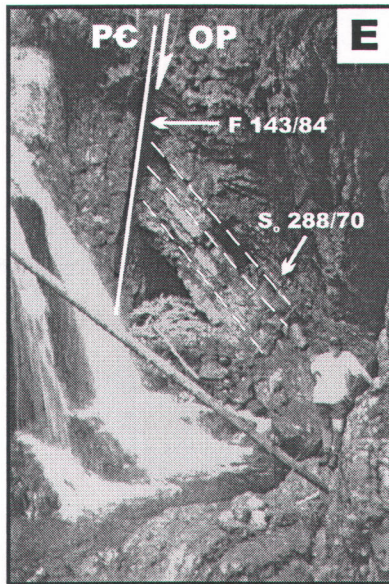
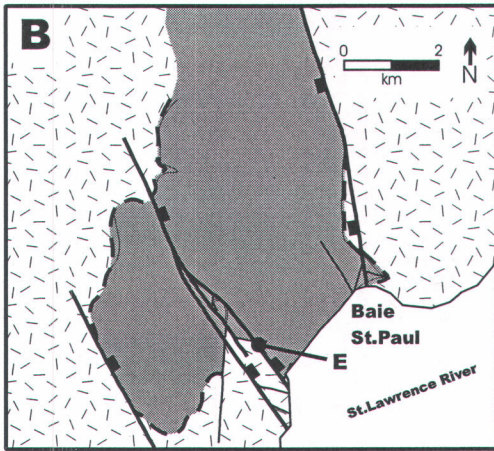
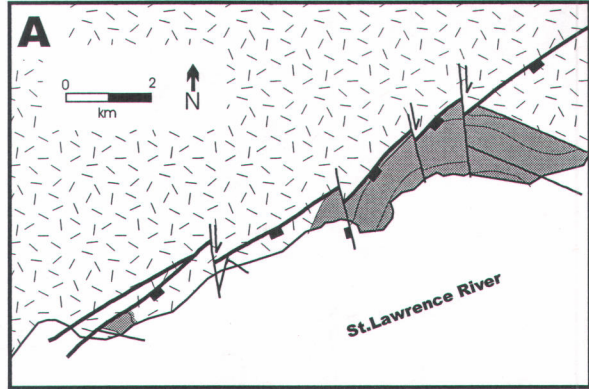
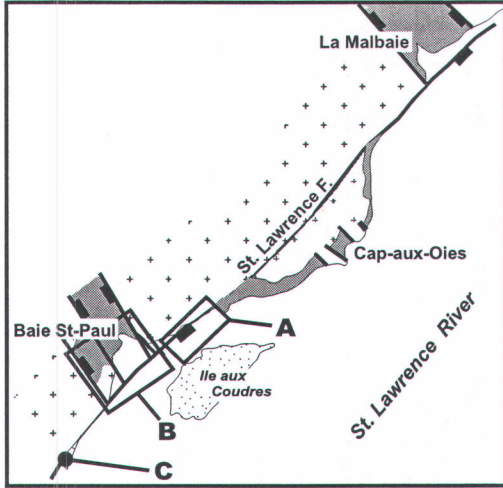


Figure 2.5 - A) Schematic map of the Charlevoix area showing the six different structural zones and their associated rose diagrams and their respective number of data. The rose diagrams show, for each domain, the orientation of faults measured on the field. SWEZ, southwest external zone; SWIZ, southwest internal zone; CIZ, central internal zone; CEZ, central external zone; NEIZ, northeast internal zone; NEEZ, northeast external zone. B) Diagram showing the pitch of striations on fault planes. Circular scale in percentage. C) Diagram showing the dip of undifferentiated faults (normal, strike-slip, reverse). Circular scale in percentage.



---

◀Figure 2.6 – Field photographs and schematic maps of fault systems in the Charlevoix area. Map on top shows the location of sketches A and B, and photograph C. See figure 1 for legend. A) Map showing the fault systems along the St-Laurent fault in the southern part of the study area. B) Map of the Baie St.Paul graben structure. Dashed lines represent the unconformity between the crystalline basement and the Ordovician sequence. C) View of the St-Laurent fault (SLF). View toward the NE. D) Section photograph of foliated gouge of the St-Laurent fault (close up of 6c). Vertical view toward the southwest. Note nascent shear bands indicating normal-sense of faulting. E) Photograph of a NW-SE trending normal fault. Dashed lines represent bedding planes. Solid line represents the fault plane. View toward the NW. See map B for location of photograph. PC, Precambrian basement; OP, Ordovician platform.

---

Laurent fault and NW-SE trending faults suggest that both fault systems are contemporaneous. The St-Laurent fault and associated NE-SW striking faults are steeply inclined, usually with dip greater than  $50^\circ$ , and show down-dip normal motion (Fig. 2.6d). The thickness of the St-Laurent fault varies from a few meters to more than 15 m in best exposed sections. It is characterized by fault breccia, foliated gouge and pseudotachylyte. Host rock fragments in the fault breccia are angular to subangular and vary from a few centimeters to more than 20 cm in diameter. The breccia matrix is made up of fine-grained rock fragments and is commonly chlorite-rich. Pseudotachylyte is found as veinlets, both parallel and at high angle to the dominant fabric. It is also found as fine-grained component in the breccia matrix. In Charlevoix, the St-Laurent fault commonly marks the contact between sedimentary rocks of the St.Lawrence Platform in the hanging wall, and crystalline basement rocks in the footwall. Field mapping indicates that the St-Laurent fault is locally crosscut by minor faults with apparent strike-slip motions, featuring horizontal striations (Fig. 2.6a).

The Baie-St.Paul and La Malbaie areas (Fig. 2.6) feature graben structures marked by steeply dipping, NW-SE trending normal faults, mostly located at the contact between the basement and the Paleozoic cover sequence (Fig. 2.6e). Fault thicknesses vary from tens

of centimetres to a few metres. As for the St-Laurent fault and associated structures, they are usually marked by fault breccia and gouge.

#### 2.4.2 Fault rocks

Various types of brittle fault rocks can be observed in the Charlevoix area, but their significance and precise time of formation are currently not well understood. In this section, we present the microscopic and macroscopic characteristics of fault breccias and pseudotachylytes of the study area. We used Sibson's (1977) textural classification of fault rocks, as modified by Scholz (1990). In this classification, foliated gouge is used and both random- and foliated-fabric fault rocks may occur in upper crustal levels (see Snoke et al. 1998 for discussion). For impact-related breccia dykes, Lambert's (1981) bimodal textural classification, which is based on rock textures and the nature of clasts within dykes, has been used.

##### 2.4.2.1 Breccias

There are two types of fault-related breccias occurring in the Charlevoix area, namely, coarse-grained cataclastic breccias and polymictic clastic matrix breccia. Coarse-grained cataclastic breccias are relatively abundant in the area. These fault rocks are not restricted to the Charlevoix impact crater, and are found up to 50 km to the southwest of the crater boundary, along the St-Laurent and Cap-Tourmente faults (Fig. 2.1; Tremblay and Lemieux, 2001). Cataclastic breccias are exposed along brittle faults trending NE-SW and NW-SE. Within the Charlevoix impact crater, these breccias are usually less than a few m-thick. Contacts with host rocks are commonly sharp. The size of rock fragments varies from a few centimetres up to a metre (Fig. 2.7a), and they mainly consist of angular fragments of the host gneissic basement, as well as quartzofeldspathic and sedimentary rock clasts. Mm-sized apatite, zircon, hornblende and tourmaline are commonly found as accessory detrital minerals. The breccias are usually grain-supported, and the matrix consists of crushed and fine-grained rock fragments. Fractures in breccias are locally filled by calcite or chlorite, but quartz- and/or calcite-rich fault breccias, as



described by Carignan et al. (1997), are rarely observed. Poorly developed planar fabrics within the fault rock that define the fault planes are commonly observed. In thin section, intergranular deformation such as dislocated feldspar grains and conjugated fractures are common. Outside the crater boundaries, identical cataclastic breccias related to the St-Laurent fault, are superbly exposed along the coast of the St. Lawrence River, at Sault-au-Cochon, located about 20 km SW of the crater (see Fig. 2.6c; Tremblay and Lemieux, 2001). At this locality, cataclastic breccias, foliated gouges and pseudotachylytes are intimately related and define the fault plane for a minimum true thickness of approximately 15 m. The fault fabric is locally associated with foliated gouge horizons and nascent shear band structures that indicate normal sense faulting towards the southeast (Fig. 2.6d).

Polymictic clastic matrix breccias are common in the Charlevoix area, and are exclusively found within the limit of the impact crater (Fig. 2.1). These breccias correspond to *mylolisthenites* as described by Rondot (1971, 1989b, 1998). The term *mylolisthenite* refers to greyish to olive-greenish breccias forming irregular, fault-bounded dykes of autochthonous breccia (Rondot, 1998). This type of breccia has been well-described by Lambert (1981), and we prefer to use the term *polymictic clastic matrix breccia* that is of more common use and more appropriate to describe these rocks. Within the impact crater, these breccias are associated with brittle normal faults crosscutting rock units of the St. Lawrence Platform, or in the close vicinity of faulted contacts between the latter and the Precambrian basement. Polymictic breccias also occur as dykes, parallel to or at high-angle to both the bedding of the cover sedimentary succession and fault planes (Fig. 2.7b). Breccias are commonly 30 to 50 cm-thick, up to tens of meters in lateral extent, and in sharp contact with host rocks. They are medium to dark greenish grey, and have a heterogeneous texture, characterized by matrix-supported angular clasts ranging from 0.5 to 2 cm in diameter within an aphanitic calcareous matrix. Rock fragments usually make up 20 to 40% of the polymictic breccias and consist of gneiss and breccia

---

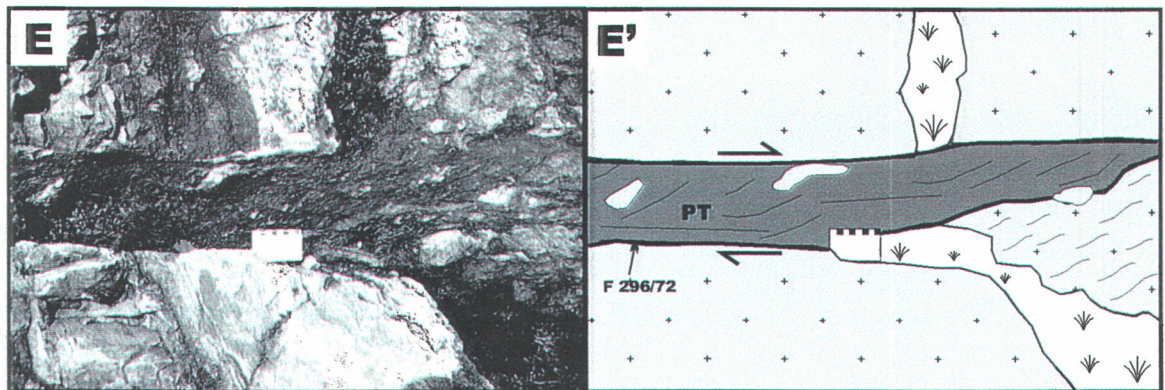
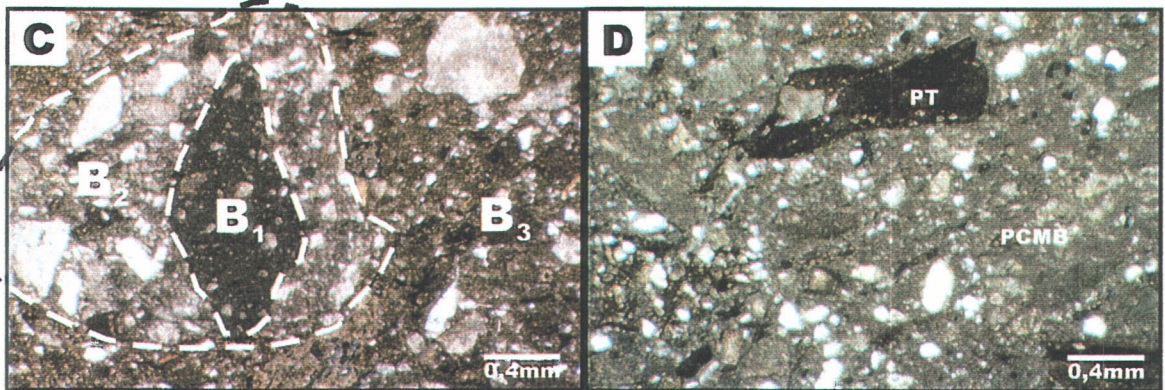
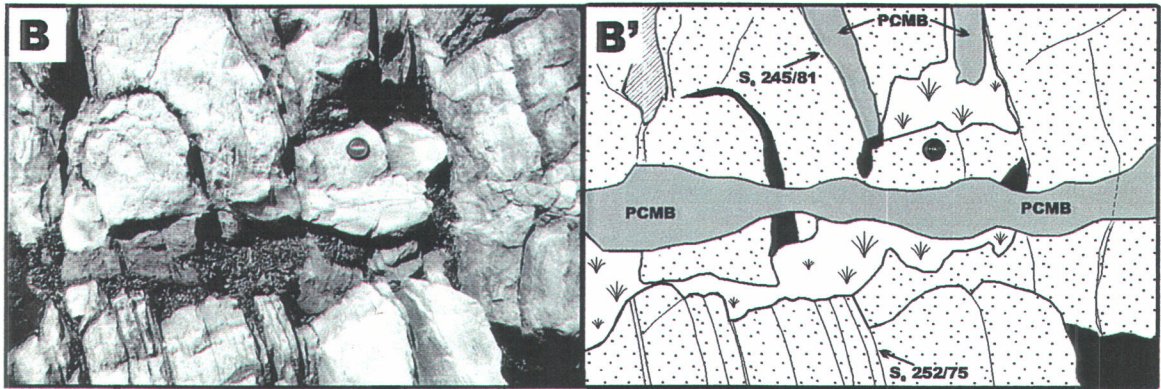
► Figure 2.7 - Field and thin-section illustrations of fault rocks of the study area. A) Plane photograph of a cataclastic breccia in the Precambrian crystalline basement. B-B') Plane field photograph and sketch of polymictic clastic matrix breccia (PCMB) dykes, occurring parallel and at high angle with the stratification ( $S_0$ ) in the Moulin River 'Facies'. Diagonal pattern represents shadowed areas. C) Thin-section photomicrograph of a breccia clast in a PCMB. This clast shows 3 episodes of brecciation, the breccia clast  $B_1$  is included in clast  $B_2$  and they are all included in  $B_3$ , which constitutes the matrix. D) Thin-section photomicrograph of a glassy pseudotachylyte (PT) clast in the PCMB. E-E') Plane field photograph and sketch of a fine grained fault breccia in the crystalline basement with a major fraction of pseudotachylyte (PT) in the matrix. Card for scale in centimeters.

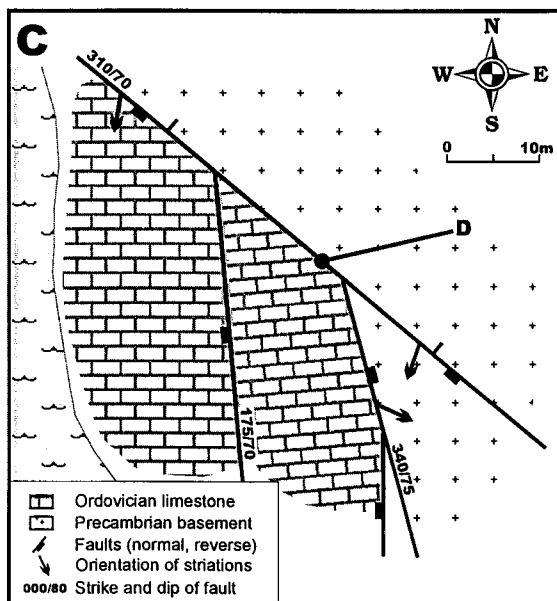
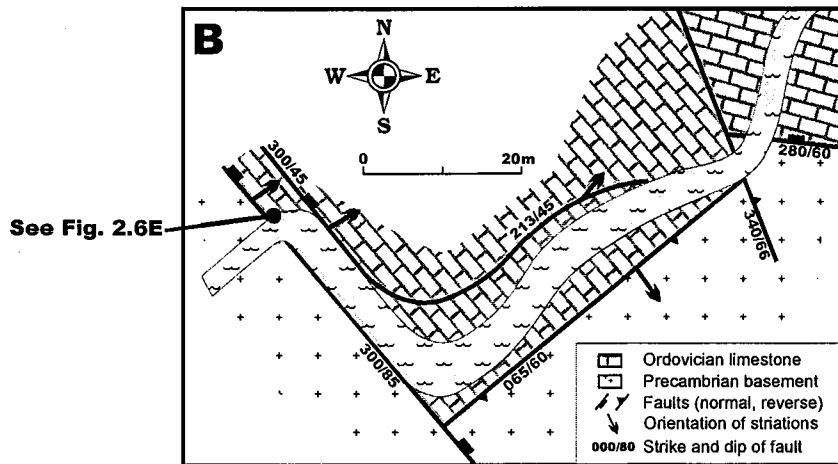
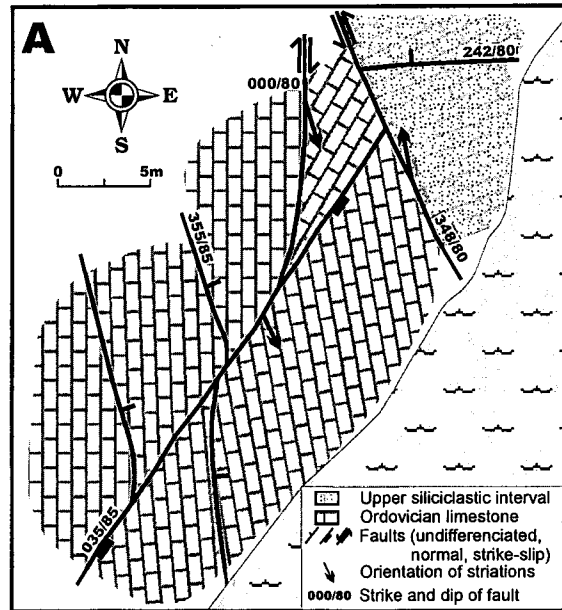
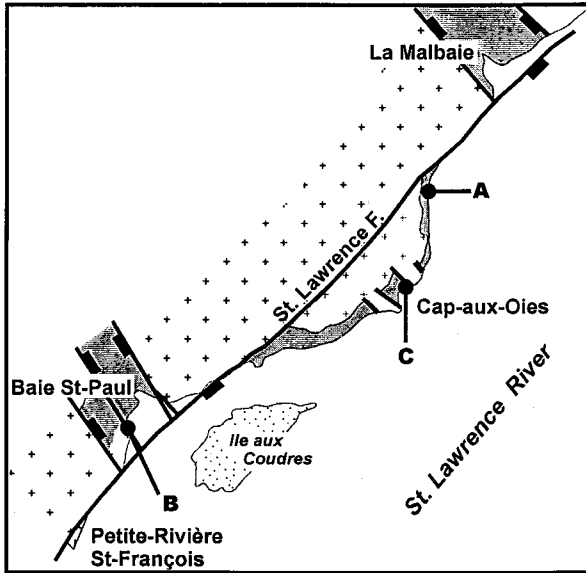
---

clasts, and more rarely of sandstone, limestone and shale fragments. In thin sections, the matrix is essentially made up of very fine grained carbonates with a small fraction (<10%) of comminuted quartz grains and minute rocks fragments. A great variety of fragments are visible under the microscope; recycled calcareous and non-calcareous breccia fragments, pseudotachylyte, gneiss, limestones, quartz and feldspar grains. Detrital chlorite, biotite, muscovite and zircon are locally found. Fragments of cataclastic breccias of similar composition are present, suggesting recurrent brecciation during incremental faulting events (Fig. 2.7c). Glassy pseudotachylyte fragments are present (Fig. 2.7d), and characterized by various shades of reddish brown attesting of formation during various faulting increments (Dressler and Sharpton 1997; Fabbri et al. 2000). Polymictic breccias of the Charlevoix area are similar to the polymictic clastic matrix breccia type described by Dressler and Sharpton (1997) for the Slate Islands impact structure, and correspond to Lambert's (1981) polymictic Type B breccia.

#### 2.4.2.2 Pseudotachylyte

The term *pseudotachylyte* was introduced by Shand (1916) to describe dark-colored fillings of vein- and dyke-like structures occurring in the Vredefort impact crater (South Africa). Pseudotachylyte formation is usually associated with seismic faulting, as the





---

◀Figure 2.8 – Field photographs and sketch of outcrops showing the crosscutting relationships between the various fault sets in the Charlevoix area. Map on top shows the location of sketches A, B, and C. See figure 1 for legend. A) Sketch showing the crosscutting relationships between faults in the northeastern part of the study area. Note that the NW-SE and NE-SW oriented faults represent the youngest features. B) Sketch showing the crosscutting relationships between faults in the southwestern region of the study area. The NW-SE faults represent the youngest structure. See figure 2.6e for the field photograph. C) Sketch showing the crosscutting relationships between faults in the central section of the study area. The NW-SE oriented fault is the predominant feature. The sketch also shows the location of figure D. D) Field photograph of the NW-SE oriented normal fault on figure C. Note that the fault has been tilted so it currently dips toward the NE. View toward the NW.

---

product of either, or both, comminution and shear-related melting of fault rocks (Spray, 1995; Curewitz and Karson 1999; Fabbri et al. 2000). For the Vredefort impact structure, Martini (1991) describes two types of impact-related pseudotachylytes, Type A that forms thin dark-grey veins usually less than a millimeter wide, displaying sharp contacts with host rocks, and Type B that consists of irregular veins of several meters wide featuring a dark-colored aphanitic matrix supporting rock fragments of various size and shape.

Pseudotachylyte is locally found in the Charlevoix area (Rondot 1998). It usually makes up the dark-colored and fine-grained component in the matrix of cataclastic breccias (Fig. 2.7e), and also forms cm-thick veins of glassy material trending both parallel and at high-angle to brittle faults (Tremblay and Lemieux 2001). In the Charlevoix area, these dark-colored pseudotachylytes have been interpreted as impact-related fault rocks (Rondot 1998), similarly to the polymictic clastic matrix breccia (*mylolisthenite*) described above. However, cataclastic breccias and pseudotachylyte veins of this type occur almost everywhere along faults of the St. Lawrence Valley rift system (Rocher et al. 2000, Tremblay and Lemieux 2001), from north of Montréal all the way to at least the Charlevoix impact structure. Pseudotachylytes cannot be considered, therefore, as a

diagnostic feature of impact cratering. It is noteworthy that one of the inferred age limit of the Charlevoix impact structure (c.a. 335 Ma) is based on a K/Ar analysis of a pseudotachylyte sample (Rondot 1968), taken in the vicinity of the central uplift. Thus, if our interpretation is correct, the significance of the age obtained on this pseudotachylyte sample should be reevaluated.

## 2.5 Discussion

### 2.5.1 Preimpact faulting in the Charlevoix area: stratigraphic evidence

In the Charlevoix area, the St-Laurent fault has been interpreted to be a preimpact structure, more precisely, a Proterozoic Iapetan rift fault reactivated in Late Ordovician times during the Taconian orogeny (Rondot 1989a, 1998). Our study shows that the St-Laurent fault strikes consistently northeast-southwest in the Charlevoix area and surrounding regions, and does not show any major trend deflection across the Charlevoix impact structure except where transfer faults are observed (see Fig. 2.1). This suggest that the impact did not significantly alter the orientation of pre-existing structures or that the reactivation of the St.Lawrence rift system and related faults are younger than the impact structure. We find hard to believe that a meteoritic impact of the size of the Charlevoix crater (see Rondot 1998), would not have affected the orientation of pre-existing rift faults. This suggests that the St-Laurent fault is possibly younger than the impact-cratering event, without excluding the possibility that it may represent an inherited structure. In southern Québec, there are stratigraphic evidence in rocks of the St.Lawrence Platform for post-Early Ordovician growth faulting along the St.Lawrence rift system (Lavoie 1994). Interestingly, the stratigraphic and lithologic characteristics of the St.Lawrence Platform in the Charlevoix area suggest even more important active tectonism during the deposition of the Ordovician series. Geological features indicative of syndimentary tectonism are as follow.

(1) The stratigraphic succession in the Charlevoix area is roughly correlative to the Ordovician section of the St.Lawrence Platform occurring in the Québec City area (Fig.

2.3; Belt et al. 1979), but there are significant differences in terms of facies and thicknesses. The Charlevoix succession features major lateral variations in formation thicknesses (see Fig. 2.3), a higher percentage of siliciclastic-rich facies, and abundant evidence for synsedimentary deformation (slumps, synsedimentary breccias and boudinage), that contrast sharply with the less deformed sedimentary succession observed for the St. Lawrence Platform in the Québec City area (Lavoie et al. 1998). For instance, the Moulin River 'Facies' is of greater thickness than the tectonostratigraphic-correlative Neuville Formation near Québec City (Bettl et al. 1979; Lavoie et al. 1998). Combined with the frequent absence of quartzites of the Cap-aux-Oies Formation at the base of the Charlevoix succession, this suggests highly variable (tectonically-driven) subsidence in the Charlevoix sedimentary basin in comparison to the depositional basin of the Québec City area.

(2) The presence of slump deformation in almost all stratigraphic units and of synsedimentary breccias in the Deschambault Formation are consistent with active tectonism during sedimentation. Moreover, pseudotachylyte fragments in this breccia suggest the erosion of fault-related rocks, probably from footwall fault material progressively exhumed during faulting. The presence of autochthonous limy mudstone fragments, showing soft-sediment deformation in the Deschambault breccia also suggests a short time interval between the deposition and the following brecciation of these rocks.

(3) The occurrence of fault breccia clasts in the Cap-à-l'Aigle Formation also testifies for the erosion of fault rocks during deposition. The presence of a disconformable relationship between the latter formation and the underlying Cap-aux-Oies Formation is also consistent with synsedimentary faulting, as it can be interpreted as the result of syn-depositional tilting of faulted blocks.

Hard-rock deformation related to faulting in Late Proterozoic to Ordovician time is difficult to identify in the Charlevoix area. Based on stratigraphic and lithological observations summarized above, and on existing interpretations for the St. Lawrence rift system (Kumarapeli and Saull 1966; St-Julien and Hubert 1975; Kumarapeli 1985), it

seems probable that Late Proterozoic to Cambrian Iapetan rifting contributed to shape the geometry (i.e. reentrant and promontory) of the Grenvillian margin and overlying succession of the St. Lawrence Platform. Moreover, many authors have argued for extensional, synsedimentary faulting dissecting the Ordovician continental margin in the Quebec Reentrant and the St. Lawrence Promontory, during late stages of the Taconian orogeny (Knight et al. 1991; Lavoie et al. 1994; Kirkwood et al. 2000), the latter event contributing to the foundering and collapse of the platform during the sedimentation of the Late Ordovician syn-orogenic flysch succession. (Lavoie et al. 1994). It is therefore probable that many synsedimentary features observed in our study area are related to these tectonic episodes. However, our study also suggests that structures and fault rocks preserved along these « Iapetan » and « Taconian » normal faults have also recorded younger events (see below).

#### 2.5.2 Impact-related structures

As previously discussed in this paper, most of the Charlevoix brittle fault systems have been ascribed to the cratering event, featuring the rotation of fault sets around the central uplift (c.a. Mont des Éboulements; Rondot 1989a; see Fig. 2.2). Our analysis has revealed that this geometry is observed in the Charlevoix area, especially in the central subzones of the internal domain, where at least four sets of fault trends are observed (see Fig. 2.5a). Similar circular patterns where major faults rotate around the center of an impact crater have also been widely documented for other terrestrial impact craters (Grieve and Pesonen 1992; Morgan and Warner 1999; Poag et al. 1999; Tsikalas et al. 1999). In the Charlevoix region, these scattered orientations significantly contrast with the more well-grouped fault orientations characterizing the external domain (see Fig. 2.5a), thus supporting the existence of impact-related fault systems for the Charlevoix area. Crosscutting relationships however suggest that, in the internal domain, the circular fault patterns interpreted here as impact-related (i.e. N-W and E-W oriented fault sets) and consistent with Rondot (1989a) are intersected and/or stopped by NW-SE and NE-SW fault sets (see Fig. 2.8), arguing for a post-impact faulting event which would have only reactivated the preferentially oriented NW-SE and NE-SW fault sets.



Our study also documented the nature, origin and distribution of pseudotachylyte, polymictic clastic breccia and brittle fault rocks of the cataclastic series occurring in the study area. According to Rondot's (1998) interpretation, most of Charlevoix breccias, cataclasites and pseudotachylyte are related to the impact event. They have been interpreted as allochthonous and autochthonous breccias, and as Martini's (1991) type A and B pseudotachylytes as well. Our study has demonstrated that beyond polymictic clastic matrix breccias (c.a. Rondot's (1989b) *mylolisthenite*), all other breccia types and pseudotachylytes have all been observed both within and well outside the crater, and are therefore not uniquely related to the cratering event (see Fig. 2.1). This has also been discussed in a recent study by Tremblay and Lemieux (2001). The polymictic clastic breccia is the only breccia type exclusively related to the impact crater. Moreover, we suggest that cataclastic rocks, fault gouges and pseudotachylytes observed in the study area, are likely the result of a unique and progressive faulting event, unlikely related to the cratering event. It has been proposed (Sibson 1977; Scholz 1988) that fault zones occurring in supracrustal levels, as in the Charlevoix area, can often juxtapose different types of fault rocks. Changes in strain rate, pressure, temperature and fluid conditions will influence shear melting and cataclasis within a single fault zone and can lead to the formation of various types of fault rocks within the same environment (Magloughlin 1992; Swanson 1992; Fabbri et al. 2000). We thus suggest that cataclastic breccia, fault gouge and pseudotachylyte occurrences in the Charlevoix area do not result from the impact cratering event, but rather originate from a single and progressive tectonic event along the St. Lawrence rift system. However, we agree with Rondot's (1998) interpretation that the polymictic clastic matrix breccia (*mylolisthenite*) likely results from postimpact readjustments.

### 2.5.3 Postimpact structures: implications for the St. Lawrence rift system

In Charlevoix and its adjacent regions, NE-SW and NW-SE trending faults form the youngest structural elements in both the Grenvillian basement and the St. Lawrence Platform. These faults crosscut all other fault systems, including the circular pattern of

structures related to impact cratering (Fig. 2.8). The major fault system trends NE-SW, and is typified by the St-Laurent fault which cuts across the Charlevoix crater without major trend deflection (see Fig. 2.1), slightly displaced by NW-SE oriented faults. The NW-SE and NE-SW fault sets form an *en échelon* fault pattern and show mutual crosscutting relationships. NE-trending faults, such as the St-Laurent fault, represent the main structures that accommodated extensional faulting, whereas we interpret NW-trending faults as transfer faults. It is suggested that the *en échelon* pattern of normal faults propagates parallel to the St. Lawrence Valley rift axis, and has been laterally stopped and shifted along oblique transfer faults. The shifting *en échelon* pattern is coherent with Gibbs' (1984) structural evolution model of an extensional basin margin, such as the Gulf of Suez and the Dead Sea rifts (e.g. Bayer et al. 1988; Montenat et al. 1988). In Gibbs' (1984) model, the margins of rift basins are characterized by down-to-the-basin normal faults parallel to the basin axis and offset by high-angle strike-slip and/or normal faults. As common in other rift settings (e.g. Coletta et al. 1988, Ebinger 1989, Schlische 1993), transfer faults probably formed along pre-existing faults or joints inherited from an older tectonic event (Iapetus rifting?) in the pre-rift basement. The St-Laurent fault also coincides with a noticeable change in the Bouguer gravity field as well as the magnetic field, the NW side of the fault featuring higher values than the SE side (Lamontagne 1999; Lamontagne et al. 2000). The St-Laurent fault also separates regions with different seismic activity; in fact, its hanging wall (to the SE) represents a more seismically active block than its footwall (to the NW; Lamontagne 1999). Although the St-Laurent is not particularly active, it bounds much of the actual Charlevoix seismic zone (Lamontagne 1999).

In the St. Lawrence Valley rift system, the lack of isotopic age data for deformation events and the absence of Post-Ordovician rock strata make it difficult to constrain the timing of younger increments of faulting. In southern Québec, the normal faults crosscut Upper Ordovician strata of the St. Lawrence Platform, hence providing a lower age limit for fault reactivation (Lavoie et al. 1994). However, there is an episode of Cretaceous alkaline magmatism represented by the Monteregians intrusions and their dyke swarms, which crosscut the St. Lawrence Platform and the adjacent Appalachian foldbelt in

southern Québec. The tectonic implications of this alkaline magmatism is unclear, but Kumarapeli (1985) suggested that faults of the St. Lawrence rift were reactivated concurrently with the Cretaceous magmatic event. Hasegawa (1986) interpreted these structures as reactivated faults during opening of both the Iapetus (c.a. 600 Ma) and Atlantic (200-150 Ma) oceans. On the basis of isotopic signatures ( $^{18}\text{O}$  and Pb isotopes) of brittle fault-related, mineralized calcite and quartz veins from the Saguenay River graben and Charlevoix area, Carignan et al. (1997) suggested that fault reactivation of the St. Lawrence rift system occurred as late as Mesozoic time. Moreover, preliminary results of apatite fission track dating of Grenvillian basement rocks fringing the Montmorency Falls fault, a supracrustal fault that correlates with the St-Laurent fault near Québec City, suggest active tectonism in Late Jurassic/Early Cretaceous times (Glasmacher et al. 1998), consistent with Carignan's et al. (1997) interpretation.

In summary, we suggest that, although there are stratigraphical evidence to support Lower Paleozoic growth faulting along the St. Lawrence rift system, the geometry, structural characteristics and relationships of these rift faults with cratering features in the Charlevoix and surrounding areas, and available age constraints are consistent with a possible Mesozoic fault reactivation, most likely due to rifting of the North Atlantic region.

## 2.6 Conclusion

The Charlevoix impact crater region includes various fault systems, most of them trending NW-SE and NE-SW, characterized by fault rocks and textures typical of deformation conditions in the upper crustal level. According to previous studies, the NE-SW trending St-Laurent fault, which is actually one of the major feature in the study area is believed to have been active during the Iapetan oceanic rifting. There are sedimentological and structural evidences that major faulting occurred along the St-Laurent fault and its NW-SE associated fault system prior to the formation of the Devonian impact crater. Stratigraphical and sedimentological features of the St. Lawrence Platform in Charlevoix suggest a more tectonically active sedimentary basin compared to

its counterpart in southernmost Québec, the faults probably controlling the subsidence rate and depositional setting during the Cambrian to Ordovician evolution of the sedimentary basin. The study area was affected by a meteoritic impact, roughly 350 million years ago. Faults forming circular patterns occurring in the internal domain of the study area and bounding regional features, such as the annular depression and the central uplift, are attributed to this event. The polymictic clastic matrix breccia is spatially restricted to the impact crater and is also attributed to the cratering event. The nature and distribution of all other fault rocks (i.e. pseudotachylyte, cataclastic breccias) suggest that they are likely the product of a single extensional event mainly along the NW-SE and NE-SW orientations. Based on recent structural studies (Lemieux et al. 2000; Tremblay and Lemieux 2001), the isotopic signatures of fluid in fault systems (Carignan et al. 1997) and fission track analysis dating (Glasmacher et al. 1998), we propose that most of the NW-SE and NE-SW fault systems and associated fault rocks occurring in the Charlevoix area have been reactivated or possibly initiated after the Devonian impact event, most likely during the rifting episode of the Atlantic ocean in Mesozoic time.

### **Acknowledgements**

The authors would like to thank authorities of Eastern Canada NATMAP project for subsidizing the project. We also thank Pascale Sergerie, field assistant for the summer survey, for her contribution and her effort to the success of this project. A. Tremblay acknowledges financial support by NSERC (PG-105669).

### Chapitre 3

## Géologie d'un impact météoritique et lithostratigraphie de la région de Charlevoix

Ce chapitre contient des éléments, des observations et des conclusions pertinentes qui n'ont pas été présentés dans le manuscrit du chapitre 2. Il contient premièrement une revue des mécanismes et structures reliés à la formation d'un cratère d'impact. De plus, il présente certains éléments complémentaires à l'analyse stratigraphique. Finalement, ce chapitre comporte les principales conclusions ainsi que les nouveaux apports découlant de cette étude.

### 3.1 Les cratères d'impact

La formation d'un cratère d'impact suite à la chute d'un météorite est sans aucun doute l'un des phénomènes les plus rapides et les plus spectaculaires en terme de processus géologiques impliqués. En fait, la quantité d'énergie dégagée ainsi que les températures et pressions atteintes lors de l'impact sont énormes. Toutefois, les connaissances actuelles sur les processus géologiques impliquées dans la formation des cratères d'impact demeurent très hypothétiques. De plus, puisque la formation d'un cratère n'a jamais été observée, l'origine et l'amplitude des mouvements des différentes sections d'un cratère d'impact comportent plusieurs incertitudes. Sur la terre, plus d'une centaine de cratères d'impact ont été découverts jusqu'à présent (Grieve et Pesonen 1992), mais contrairement à la lune et à d'autres planètes du système solaire, la majorité de cratères terrestres ont grandement été modifiés depuis leur formation, résultat d'une tectonique des plaques et d'une érosion actives.

On classe généralement les cratères en deux catégories; les cratères simples avec un diamètre de quelques kilomètres et les cratères complexes, avec un diamètre supérieur à quelques dizaines de kilomètres. Mis à part leur taille, ces deux classes de cratères se distinguent surtout par leur morphologie particulière. Un cratère simple possède la forme d'un bol tandis qu'un cratère complexe, comme son nom l'indique, comporte plusieurs

structures et zones distinctes caractéristiques. Dans ce chapitre, nous ne ferons référence qu'aux mécanismes reliés aux cratères complexes.

### 3.1.1 La formation d'un cratère complexe

Le cratère de Charlevoix, avec un diamètre d'environ 54 kilomètres (Grieve et Pesonen 1992) se classifie comme un cratère complexe. La figure 3.1 montre la géomorphologie actuelle de la région de Charlevoix ainsi qu'une illustration schématique de la formation d'un cratère complexe. Suite à l'impact du bolide avec la surface, la formation du cratère se divise généralement en trois grandes étapes; l'excavation (Fig. 3.1b-1), la remontée d'un pointement central (Fig. 3.1b-2) et la phase de modification et d'affaissement post-impact (Fig. 3.1b-3) pour finalement atteindre une forme finale (Fig. 3.1b-4) (Melosh 1989; Grieve et Pesonen 1992; Spudis 1993). Les deux premières phases (c.a. l'excavation et la remontée du pointement central) sont extrêmement rapides, s'effectuant en quelques secondes après la collision. Pour sa part, la phase de modification et d'affaissement s'initie également quelques secondes après l'impact mais sera un processus plus lent, s'étendant sur plusieurs dizaines de minutes, voir quelques heures après la chute du météorite (Melosh 1989).

La géomorphologie actuelle de la région à l'étude (Fig. 3.1a) est caractéristique des cratères complexes. Au centre du cratère, la région est caractérisée par une remontée centrale, culminant à plus de 750 mètres au Mont des Éboulements et constituant ainsi le plus haut sommet à l'intérieur de l'enceinte du cratère de Charlevoix. En se dirigeant vers les bordures du cratère, nous traversons les collines annulaires, formant une série de blocs circulaires plus ou moins remontés et/ou s'étant affaissés durant la formation du cratère, et où l'élévation varie généralement entre 200 et 400 mètres. Les régions de Baie St-Paul et de La Malbaie font parties d'une zone appelée la dépression périphérique, constituant la région circulaire s'étant la plus affaissée suite aux réajustements postimpacts. Cette section atteint le niveau de la mer à Baie St-Paul et à La Malbaie. C'est également dans ces sections que coulent les rivières Du Gouffre et Malbaie, prenant tous deux leur source au nord de la région mais se séparant, pour atteindre le fleuve St-

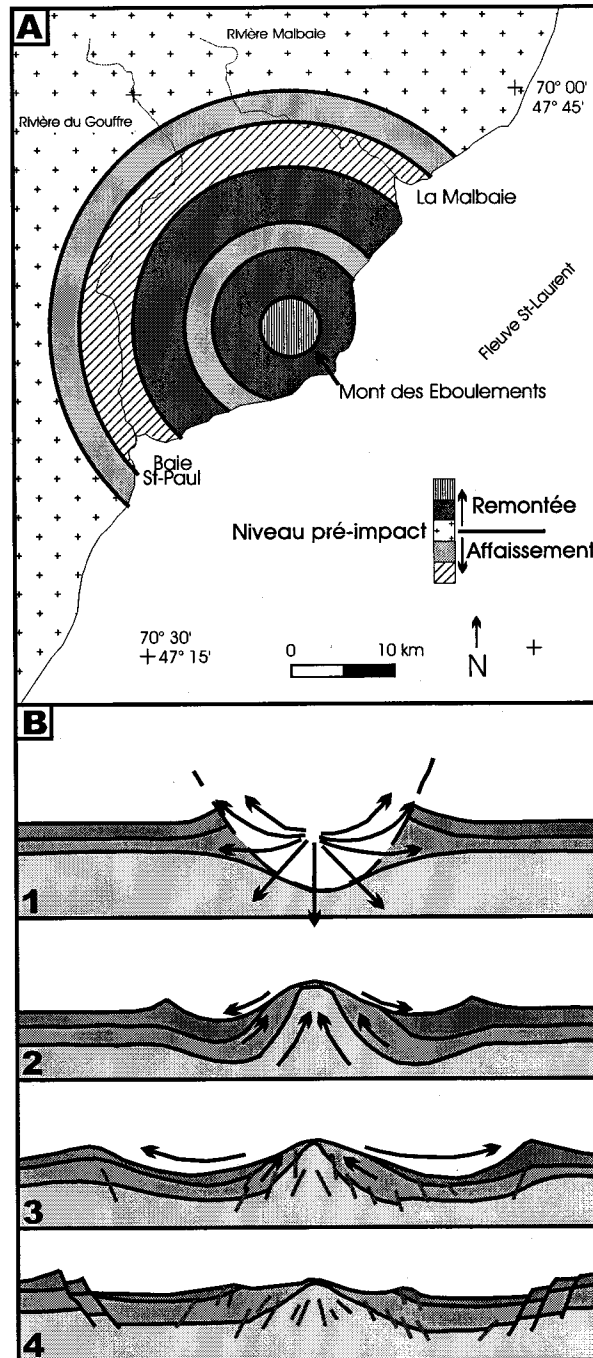


Figure 3.1 - A) Carte schématique de la géomorphologie du cratère de Charlevoix induite par l'impact météoritique. La région représentée par des croix représente le niveau moyen préimpact. B) Coupe schématique de la formation d'un cratère d'impact. Noter la forme finale (4) montrant la présence de plusieurs failles normales en bordure du cratère ainsi qu'au pourtour du pointement central. (1) excavation; (2) remontée du pointement central; (3) modification et affaissement; (4) forme finale du cratère. Voir texte pour la description des différentes phases. Figure modifiée de *Spudis, 1993*.



Figure 3.2 - *Shatter cone* dans un banc calcaire du 'Faciès' Rivière-du-Moulin. Noter l'aspect tridimensionnel de la structure (vue en coupe).

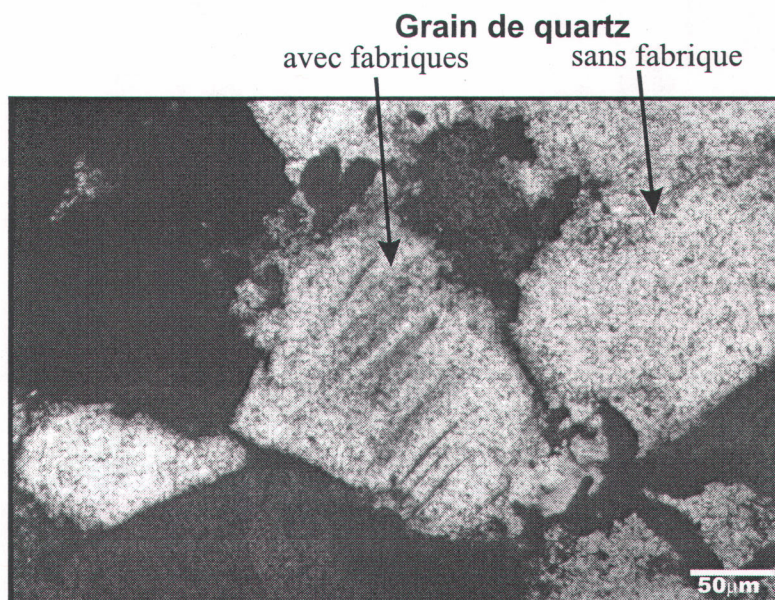


Figure 3.3 - Photomicrographie d'un grain de quartz dans les grès quartzitiques de la Formation de Cap-aux-Oies présentant une série de fractures et de lamelles parallèles.



Laurent respectivement à Baie St-Paul et à La Malbaie (Fig. 3.1a). Finalement, en bordure du cratère, une série de terrasses font remonter la topographie à des élévations similaires à celles hors-cratère, variant entre 300 et 400 mètres le long de la côte et atteignant plus de 900 au nord du cratère. Comme le démontre bien la coupe schématisée à la figure 3.1b-4, toutes ces zones sont bordées par des systèmes de failles normales, à vergence variable. Les structures en périphérie présentent toutes un pendage vers le pointement central tandis que les structures bordant la remontée centrale démontrent un pendage orienté vers l'extérieur du cratère. En plan (figure 3.1a), ces systèmes de failles forment des patrons circulaires centrés sur le pointement central. Ces systèmes de failles circulaires sont corroborés par les observations de terrains, puisqu'on semble observer une rotation des structures planaires dans la région de Charlevoix (voir chapitre 2). D'ailleurs, plusieurs autres cratères terrestres exposent bien ces systèmes de failles circulaires (Grieve et Pesonen 1992; Poag et al. 1999; Tsikalas et al. 1999). Toutefois, puisque les cratères terrestres sont généralement interprétés à partir de relevés géophysiques, la quantité de mouvement impliquée le long des failles normales bordant les sections circulaires suivant les phases de modification et d'affaissement est très difficile à évaluer.

### 3.1.2 Les micro- et macrostructures associées à un impact météoritique

L'observation par Rondot (1968) de la structure semi-circulaire caractéristique de la région de Charlevoix a été un des éléments importants menant à l'identification du cratère. Par la suite, l'observation de plusieurs micro- et macrostructures, tels les *shatter cones* et les structures de choc sur grains de quartz et feldspath est venue appuyer l'hypothèse de l'existence d'un tel impact (Robertson 1975; Rondot 1989a). Les prochaines sections présentent un bref aperçu des structures d'impacts observées dans le cadre de nos travaux de terrain et de laboratoire.

### 3.1.2.1 Shatter cones

Les *shatter cones* sont les seules macrostructures connues jusqu'à présent attestant clairement de l'existence d'un impact météoritique (Dietz 1968; Grieve et Pesonen 1992). La figure 3.2 montre un *shatter cone* relativement bien conservé dans un banc calcaire. Comme son nom l'indique, lorsque bien préservée, cette structure montre une forme fortement striée et conique, en trois dimensions. À prime abord, cette structure pourrait être confondue avec des joints en plumose. Cependant, ces derniers sont des structures présentes sur un plan de joint, et donc généralement en deux dimensions. Les *shatter cones* ne sont jamais spatialement associés à un plan quelconque et présentent toujours un aspect courbe, en trois dimensions. Ces structures sont généralement très bien développées dans les roches homogènes à grains fins telles que les calcaires et les quartzites (Grieve et Pesonen 1992). Il a également été possible d'en observer dans des gneiss, mais ils sont généralement moins bien formés dans ces roches cristallines.

Les *shatter cones* sont le résultat du passage de l'onde de choc suite à la chute d'un météorite. Dans la région de Charlevoix, ces structures se retrouvent bien développées entre 4 et 10 km du pointement central (Rondot 1968). Localement on en retrouve en périphérie du cratère mais elles sont mal développées. De plus, aucun *shatter cone* n'a été observé au sommet du Mont des Éboulements, du aux pressions trop élevées au point d'impact. En fait, les *shatter cones* se forment généralement dans un intervalle de pression située entre 2 et 6 GPa (Roddy et Davis 1977; Melosh 1989; Grieve et Pesonen 1992). L'apex de la structure conique (c.a. le sommet) pointe généralement vers le centre du cratère, indiquant la direction de propagation de l'onde de choc. Cependant, suite à nos observations de terrain et ainsi qu'aux éléments dans la littérature, il est très fréquent d'observer des *shatter cones* pointant dans toutes les directions, sans systématique apparente. Ce phénomène s'explique entre autre par la présence d'un ou plusieurs événements tectoniques postimpacts venant réorienter les unités dans lesquelles on retrouve les structures. De plus, selon Melosh (1989), certains blocs rocheux situés à l'intérieur du cratère subiraient une exhumation et une rotation rapide suivant le passage

de l'onde de choc. Néanmoins, l'observation de *shatter cones* vient appuyer l'existence d'un impact météoritique dans la région de Charlevoix.

### 3.1.2.2 Structures de choc sur grains de quartz et feldspath

Les structures planaires intracristallines reliées au métamorphisme de choc sont relativement bien documentées (French et al. 1974; Robertson 1975; Grieve et al. 1990; Grieve et Pesonen 1992) et sont de très bons indicateurs, au même titre que les *shatter cones*, de la présence d'un impact météoritique. Tout comme les *shatter cones*, elles sont également le résultat de la propagation des ondes de choc suite à la chute du météorite. Toutefois, les structures planaires sur grains de quartz et feldspath dénotent des pressions de formation beaucoup plus élevées que les *shatter cones*, soit entre 7.5 et 16 GPa pour les grains de quartz et plus de 20 GPa pour les feldspath (Robertson 1975; Grieve et Pesonen 1992). Les pressions élevées, couplées à une atténuation généralement rapide de l'onde de choc du point d'impact vers les bordures du cratère ont pour effet de limiter le métamorphisme de choc à la partie centrale du cratère. Pour le cratère de Charlevoix, les déformations planaires sur grains de quartz sont généralement observées en deçà de 10 km de diamètre du Mont des Éboulements tandis que cette distance n'est que de 2 km pour les déformations sur grains de feldspath (Robertson 1975; Grieve et Pesonen 1992).

Notre étude pétrographique nous a permis d'observer de telles structures, surtout sur les grains de quartz de la Formation de Cap-aux-Oies (Fig. 3.3). L'échantillon illustré provient de Cap-aux-Oies même, situé à environ 7 km du point d'impact (c.a. Mont des Éboulements). Le grain de quartz présente l'amorce d'une série parallèle de fractures et de lamelles de choc. La présence d'une seule famille de structures planaires et le fait qu'elle soit plus ou moins bien développée dénote une pression de formation relativement faible (Robertson 1975). Les grains de quartz à proximité d'un point d'impact peuvent présenter jusqu'à 10 familles distinctes de structures planaires (Robertson 1975). De plus, les grains de quartz et feldspath contenus dans les roches sédimentaires, comme c'est le cas sur la figure 3.3, présentent beaucoup plus rarement et de façon beaucoup moins bien développée, les déformations planaires comparativement aux roches

crystallines puisque beaucoup d'énergie de l'onde de choc est dissipée sous forme de chaleur dans les pores (Grieve et Pesonen 1992). Ceci pourrait expliquer le fait que, lors de notre étude pétrographique de la succession sédimentaire de Charlevoix, nous n'ayons observé qu'un très faible nombre de ces structures.

### 3.2 Lithostratigraphie

Cette section présente les résultats d'une analyse lithostratigraphique de la succession sédimentaire de la plate-forme du St-Laurent de la région de Charlevoix. En accord avec les objectifs du présent projet, seulement quelques coupes stratigraphiques ont été levées et échantillonnées en détail, en particulier dans les unités clastiques à la base de la succession (voir Fig. 2.3). De plus, certains éléments stratigraphiques pertinents à l'interprétation géodynamique ont déjà été présentés dans le manuscrit du chapitre 2. Dans la présente étude, la nomenclature stratigraphique de Charlevoix, proposée par Belt et al. (1979) modifiée de Rondot (1972) a été utilisée. La figure 2.3 du chapitre précédent présente la colonne stratigraphique décrite dans cette section.

#### 3.2.1 Intervalle siliciclastique inférieur

##### 3.2.1.1 Formation de Cap-aux-Oies

La Formation de Cap-aux-Oies, introduite par Rondot (1972) constitue l'unité basale de la succession sédimentaire. Elle a été corrélée au Groupe de Potsdam (Rondot 1989a) mais son âge exact demeure incertain. Cette unité repose en discordance sur le socle cristallin Précambrien et son contact supérieur avec la Formation de Cap-à-l'Aigle est également caractérisé par une discordance (voir Fig. 2.4a). Son épaisseur maximale atteint 30 mètres et il est important de noter que cette unité est fréquemment absente de la colonne stratigraphique, laissant la Formation de Cap-à-l'Aigle en discordance sur le socle. La Formation de Cap-aux-Oies est composée presque entièrement de quartzarénite, généralement cimentée par de la silice et localement par de la dolomie, des minéraux des argiles et/ou des oxydes de fer. Les grains de quartz sont principalement de source

granitique et métamorphique. On retrouve localement et en très faible proportion quelques grains d'apatite, de zircon et de fragments de roches. Cette formation présente des laminations parallèles et entrecroisées tabulaires et localement on observe des niveaux microconglomératiques. L'analyse détaillée en lames minces de cette formation indique un remaniement marqué des sédiments et la majorité des horizons présentent des faciès de fort niveau d'énergie. La grande majorité des niveaux présentent une bonne maturité minéralogique et texturale.

#### 3.2.1.2 Formation de Cap-à-l'Aigle

Cette formation a initialement été décrite par Rondot (1972) et attribuée à l'Ordovicien Moyen sur la base de son contenu fossilifère. Elle repose localement en discordance sur le socle Précambrien lorsque la Formation de Cap-aux-Oies est absente. Cette formation est en contact normal avec l'unité sus-jacente et elle varie énormément en épaisseur, passant latéralement de 4 à plus de 80 mètres. Rondot (1972) et Belt et al. (1979) ont subdivisé cette formation en deux intervalles. L'intervalle inférieur est composé de grès arkosique et lithique impur, localement à passages microconglomératiques, généralement à ciment calcaire et présentant des laminations parallèles et entrecroisées tabulaires. Localement, quelques petits interlits plus argileux sont présents. Par contre, la coupe échantillonnée pour fin d'analyse microscopique montrait plutôt une proportion quartzitique plus importante avec un faible pourcentage de boue calcaire et démontrant un niveau d'énergie assez élevé durant la sédimentation. Il est important de mentionner qu'à cette localité (Ouest de Cap-à-l'Aigle), la Formation de Cap-à-l'Aigle est directement en discordance sur le socle.

L'intervalle supérieur est marqué par des interlits de grès et de niveaux calcaires siliciclastiques, localement bioclastiques. Les unités siliciclastiques sont essentiellement dominées par des grains de quartz. Les unités calcaires par contre, sont représentées par des wackestones et localement par des packstones. Localement, les grès sont microconglomératiques et présentent quelques structures sédimentaires telles que du granoclassement normal et des laminations obliques et parallèles. La fraction

bioclastique (trilobites, crinoïdes, bryozoaires, bivalves, brachiopodes, stromatopores) est beaucoup plus importante que dans l'intervalle inférieur et la portion orthochimique (c.a. ciment de calcite) est également présente en proportion plus importante. La succession présente à plusieurs niveaux des évidences de bioremaniement affectant les bioclastes et les éléments clastiques terrigènes.

### 3.2.2 Intervalle calcaire Ordovicien

#### 3.2.2.1 Groupe de Black River

Le Groupe de Black River est très rarement observé dans la région de Charlevoix, n'affleurant qu'à un endroit et ce, sur quelques dizaines de centimètres d'épaisseur. Cette unité, initialement proposée par Rondot (1972), a été délaissée par Bussièrès et al. (1977). Depuis, ce terme a été informellement réintroduit dans la nomenclature par Lavoie et al. (1998), mais avec une signification différente de la définition de Rondot (1972) et fait référence à une unité de boue calcaire, riche en fenestra (texture en *bird's eye* ou 'œil d'oiseau') observée à l'extrémité nord-est de la région de Charlevoix. Cette unité est corrélable au Groupe de Black River puisque des textures en fenestra sont observées dans la Formation de Lowville du Groupe de Black River dans le sud du Québec (Globensky 1987). Ce type de faciès à fenestra n'a jamais été observé dans la Formation de Deschambault du sud du Québec et c'est pourquoi Lavoie et al. (1998) a inclus cette unité à boue calcaire dans le Groupe de Black River. Toutefois, une révision de la nomenclature stratigraphique s'avère nécessaire afin de bien comprendre la signification de cette unité.

#### 3.2.2.2 Formation de Deschambault (Groupe de Trenton)

Cette formation constitue généralement la base de la séquence calcaire de la région de Charlevoix. Cette formation est en contact normal avec la Formation de Cap-à-l'Aigle, mis à part à un endroit où le Groupe de Black River est présent (voir section précédente). Tel que définie par Globensky (1987) et Lavoie (1995) dans le sud du Québec, cette

formation est composée de grainstone et de packstone bioclastique (i.e. brachiopodes, trilobites, crinoïdes, bryozoaires, gastéropodes) et intraclastique à grains grossiers. La Formation de Deschambault présente généralement un aspect nodulaire caractéristique avec localement des stratifications obliques. Cette formation présente des variations d'épaisseur significatives latéralement, passant localement de 6 à plus de 35 mètres d'épaisseur. De plus, cette formation est spatialement restreinte, ne s'observant que dans les dépressions périphériques de Baie St-Paul et de La Malbaie. Cette formation reste relativement inchangée dans Charlevoix comparativement aux descriptions de Globensky (1987) dans le sud du Québec.

### 3.2.2.3 'Faciès' Rivière-du-Moulin

Le terme informel 'Faciès' Rivière-du-Moulin provient de Bussièrès et al. (1977) et de Belt et al. (1979). Rondot (1972) avait initialement attribué toutes les unités calcaires surmontant la Formation de Deschambault comme étant corrélatives avec la Formation de Neuville, telle que décrite par Globensky et Jauffred (1971). Par contre, sur la base de différences lithologiques significatives entre la Formation de Neuville de la région de Québec et la succession calcaire surmontant directement la Formation de Deschambault dans la région de Charlevoix, Bussièrès et al. (1977) ont proposé l'utilisation d'une nomenclature distincte pour les unités observées dans la région de Charlevoix et stratigraphiquement équivalentes à la Formation de Neuville. Malgré des travaux subséquents (Belt et al. 1979; Lavoie et al. 1998; Lemieux et al. 2000) aucune nomenclature officielle n'a été proposée jusqu'à présent. Quoique le contact normal inférieur de cette unité avec la Formation de Deschambault soit très bien exposé (Fig. 3.4), le contact supérieur avec la Formation de St-Irénée demeure incertain. Ce contact semble progressif et, lors de nos travaux, la présence d'interlits de shale et/ou de mustone était le critère le plus important pour distinguer ces deux unités. Ainsi, et en accord avec la définition de Bussièrès et al. (1977), lorsqu'une section comportait moins de 5% d'interlits argileux et/ou de boue, la section était décrite comme appartenant au 'Faciès' Rivière-du-Moulin. Le 'Faciès' Rivière-du-Moulin se présente sur le terrain comme une unité homogène massive de lits centimétriques à décimétriques de calcaire micritique

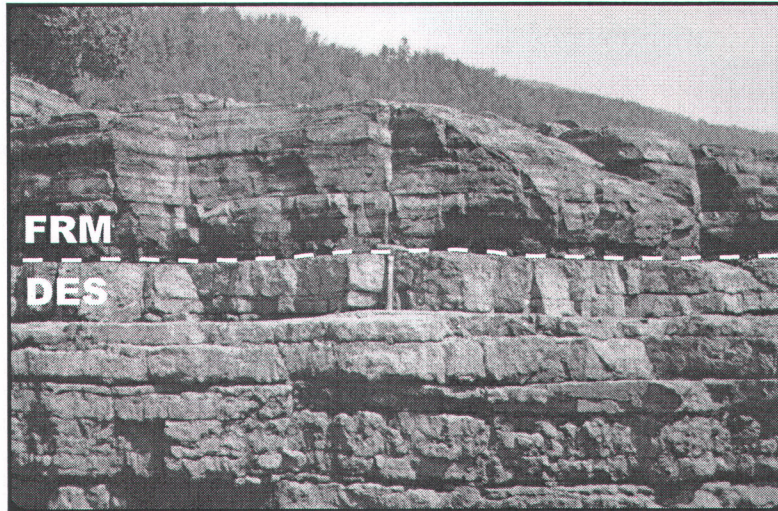


Figure 3.4 - Photographie en coupe montrant le contact normal entre la Formation de Deschambault (DES) et le 'Faciès' Rivière-du-Moulin (FRM). La ligne pointillée représente le contact normal. Voir le marteau au centre pour l'échelle.



(lime mudstone et wackestone), généralement dépourvu d'interlits de shale. Localement, cette unité est fossilifère (i.e. brachiopodes, trilobites) et présente également des laminations parallèles. De plus, certains niveaux présentent des évidences de déformation syn-sédimentaire ('*slumping*' et boudinage). L'épaisseur de cette unité a été évaluée à plus de 200 mètres (Belt et al. 1979) mais seulement 175 mètres ont été observés durant nos travaux. Étant donné que le contact supérieur n'a pas été observée, cette épaisseur représente donc une valeur minimale.

### 3.2.3 Intervalle siliciclastique supérieur

#### 3.2.3.1 Formation de St-Irénée

La Formation de St-Irénée est l'unité basale de l'intervalle supérieur et semble surmonter en contact normal mais progressif le 'Faciès' Rivière-du-Moulin. La définition initiale de Rondot (1972) attribuait à la Formation de St-Irénée toutes les unités de calcaire, de shale et de grès surmontant les lithologies du Groupe de Trenton (i.e. Formation de Deschambault). Une révision de Bussièrès et al. (1977) a permis de redéfinir ce contact en attribuant les calcaires sans interlits argileux à l'unité sous-jacente, actuellement le 'Faciès' Rivière-du-Moulin et de situer la base de la Formation de St-Irénée avec l'apparition des premiers niveaux de shales. Selon les estimations de Bussièrès et al. (1977) cette formation peut atteindre presque 240 mètres en épaisseur. La Formation de St-Irénée est caractérisée par des niveaux décimétriques de shales et de grès calcaireux, interlités avec des niveaux centimétriques à décimétriques de calcaires micritiques. Certains lits calcaires à la base de la formation sont très fossilifères (crinoïdes, trilobites, bryozoaires, brachiopodes, céphalopodes, gastéropodes). Par contre, la fraction calcaire diminue vers le haut de la formation pour finalement être en faible proportion au contact avec la formation sus-jacente. La Formation de St-Irénée est facilement identifiable sur le terrain puisqu'elle présente beaucoup de déformation syn-sédimentaire (slumps et boudinage) dont un exemple est présenté à la figure 2.4e. Basé

sur les graptolites observés dans cette formation, Belt et al. (1979) attribuent l'âge de la Formation de St-Irénée dans la région à l'étude comme équivalente à l'intervalle supérieur de la Formation de Neuville et à l'intervalle inférieur des Shales d'Utica de la région de Québec.

### 3.2.3.2 Formation de Lotbinière

Cette formation était initialement incluse dans la Formation de Cap-Martin de Rondot (1972). Suite à une révision de Belt et al. (1979), la Formation de Cap-Martin a été subdivisée en deux unités distinctes, c'est-à-dire la Formation de Lotbinière, tel que définie par Clark et Globensky (1973) dans la région de Portneuf pour la succession inférieure et le 'New Facies' pour l'intervalle supérieur. Dans la région de Charlevoix, la Formation de Lotbinière est dépourvue d'élément calcaire et présente une alternance d'assemblages décamétriques de grès lithiques grossiers, souvent conglomératiques, avec des intervalles de grès finement lités, séparées par des niveaux épais de shales, ce dernier assemblage à grains fins dominant la Formation de Lotbinière. Par contre, le contact avec la formation sous-jacente semble progressif et une faible portion d'éléments calcaire peut subsister dans les niveaux inférieurs de la Formation de Lotbinière. Localement, quelques bioclastes sont visibles (bryozoaires, brachiopodes). Les unités gréseuses présentent souvent des structure sédimentaires, telles que des laminations obliques et entrecroisées et des granoclassements normaux. Malgré que cette formation puisse atteindre 250 mètres d'épaisseur (Belt et al. 1979), tout au plus 50 mètres ont été observés durant nos travaux. Il est également important de mentionner que cette formation n'est visible qu'à marée basse le long du fleuve St-Laurent. Étant donné la mauvaise qualité des affleurements, peu de travaux ont été effectués sur la Formation de Lotbinière.

### 3.2.3.3 'New Facies'

Ce faciès, introduit par Belt et al. (1979), présente des alternances plus ou moins épaisses de grès lenticulaires et de niveaux argileux. Cette unité pourrait atteindre 180 mètres en

épaisseur (Belt et al. 1979). Par contre, aucune section de cette unité n'a été observée durant nos travaux, cette dernière étant recouverte par la boue et la marée sur l'estran du fleuve St-Laurent.

#### 3.2.4 Interprétation de l'environnement de dépôt

La Formation de Cap-aux-Oies est interprétée comme représentative d'un environnement de rivage, dans la zone littorale, localement affectée par une tectonique active, sous forme de failles normales affectant la géométrie du bassin, contrôlant localement sa présence ou son absence. En fait, tel que présenté dans les sections précédentes, cette formation est localement absente de la colonne stratigraphique, laissant la formation sus-jacente (c.a. Formation de Cap-à-l'Aigle) en discordance sur le socle Précambrien (voir Fig. 2.3). Lors de la sédimentation de la Formation de Cap-aux-Oies, certaines sections du bassin représentaient donc fort probablement des hauts topographiques tectoniques, où la géométrie ne permettait pas le dépôt des sédiments clastiques de cette formation. Rondot (1989a) propose pour la Formation de Cap-aux-Oies une source sédimentaire située au NE (i.e. quartzite des groupes métasédimentaires) puisque plusieurs fragments observés dans les niveaux de cette formation (i.e. fragments de tourmaline, microcline et minéraux à faible métamorphisme) ne semblent pas provenir du bouclier Précambrien. L'évolution de la succession de la Formation de Cap-à-l'Aigle, de faciès gréseux à des faciès riches en faune variées, semble suggérer un approfondissement rapide du bassin, probablement relié à une tectonique active du bassin sédimentaire, sous forme de blocs basculés, et à une transgression marine rapide à cette période (Belt et al. 1979; Globensky 1987). Toutefois, les niveaux au sommet de cette séquence semblent démontrer des fluctuations ponctuelles du niveau marin puisque la fraction terrigène varie significativement d'un échantillon microscopique à l'autre. Néanmoins, l'ensemble des échantillons et coupes analysés de la Formation de Cap-à-l'Aigle semblent démontrer une transgression marine exprimée par des faciès infratidaux de haute énergie à la base jusqu'à des niveaux subtidaux au sommet, d'énergie plus faible mais toujours dans la zone d'action des vagues.

La nature des faciès de la Formation de Deschambault semblent suggérer une augmentation rapide de l'énergie au moment du dépôt, contrastant grandement avec la période de plus faible énergie au sommet de la formation sous-jacente (c.a. Cap-à-l'Aigle). Ce faciès riche en siliciclastiques suggère aussi une érosion active du craton, synchrone avec la sédimentation de cette formation. Il est probable que l'activité tectonique dans le bassin ait été la cause majeure des changements rapides dans l'environnement de dépôt. C'est d'ailleurs dans la Formation de Deschambault qu'une énorme brèche synsédimentaire, d'origine tectonique, a été observée venant ainsi supporter l'hypothèse de l'activité tectonique ponctuelle dans le bassin (voir section 2.3). Le faciès à granulométrie fine du 'Faciès' Rivière-du-Moulin suggère une inondation rapide du bassin sédimentaire passant d'un environnement peu profond durant la sédimentation de la formation sous-jacente (c.a. Deschambault) à un environnement marin, relativement plus profond, sous la zone d'action des vagues. Tel que discuté à la section 2.3, l'épaisseur beaucoup plus considérable et la nature faciologique plus profonde de cette formation comparativement à son équivalent stratigraphique dans la région de Québec (c.a. Membre de Saint-Casimir de la Formation de Neuville; Lavoie 1994) dénotent un approfondissement du bassin beaucoup plus marqué dans la région de Charlevoix, sans doute lié à la tectonique en blocs basculés, générant ainsi beaucoup plus d'espace d'accommodation pour le dépôt des sédiments.

Les faciès de la Formation de St-Irénée enregistrent bien la transgression marine accentuée par un effondrement de la plate-forme reliée à la tectonique active dans le bassin sédimentaire. Cet effondrement de la plate-forme pourrait d'ailleurs être relié à l'orogénèse taconienne, tel que discuté dans Lavoie (1994). La diminution significative de la fraction calcaire de la base vers le sommet de la formation indique bien une remontée rapide du niveau marin où les calcaires n'ont pu maintenir leur production ('give up'). De plus, la présence d'un fort pourcentage de déformation synsédimentaire dans cette formation supporte l'hypothèse de la tectonique active dans le bassin.

### **Conclusions, recommandations et apport scientifique de cette étude**

En dépit de travaux antérieurs de cartographie menés dans la région de Charlevoix, la relation entre les différents systèmes de failles supracrustales observées dans le région de Charlevoix et l'impact météoritique demeurait toujours incertaine. Ce projet visait donc à étudier l'évolution structurale et stratigraphique postgrenvillienne de la région de Charlevoix par la caractérisation des structures supracrustales. Nos travaux ont permis de documenter et de caractériser les différents systèmes de failles supracrustales de la région de Charlevoix, et également de mieux comprendre leur évolution depuis la fin du Précambrien. Il est suggéré que les structures supracrustales observées dans la région à l'étude sont le résultat d'une tectonique complexe, marquée par deux périodes extensives majeures et la chute d'un météorite. Certaines structures attestent d'une certaine activité tectonique contemporaine à la sédimentation de la succession cambro-ordovicienne. Il semble probable que l'ouverture de l'océan Iapétus et l'orogénèse taconienne, tous deux au Paléozoïque récent, ont influencé la sédimentation des unités de la succession sédimentaire de Charlevoix par le jeu et rejeu de failles. Il ne fait cependant aucun doute que l'impact météoritique a joué un rôle important dans la mise en place et la réactivation des failles de la région de Charlevoix. Toutefois, nos travaux ont permis de proposer un lien génétique entre les structures de la région à l'étude et une période d'extension attribuée au rifting de l'océan Atlantique, lien qui, à ce jour, n'a été que très peu abordé dans la littérature scientifique. Les structures supracrustales de la région de Charlevoix représentent vraisemblablement des structures héritées, et peut être néoformées, ayant été actives durant le Mésozoïque, lors l'ouverture de l'océan Atlantique.

Certains éléments de la géologie régionale restent cependant à être préciser. Nous ne possédons que très peu de données de datation absolue permettant de bien supporter les hypothèses et interprétations présentées dans ce mémoire. Il serait souhaitable de poursuivre les travaux de géochronologie le long des failles majeures bordant le rift du St-Laurent, spécialement dans la région de Charlevoix. Ceci permettrait sans doute de qualifier l'importance de la période d'extension Mésozoïque sur les structures de la vallée du St-Laurent. De plus, certains éléments de la succession stratigraphique de la région

restent à être précisés, puisque l'étendue de nos travaux n'a pas permis une telle révision. Il serait notamment intéressant de poursuivre les corrélations avec la succession stratigraphique présente dans la région de Québec, afin de bien définir l'âge de la Formation de Cap-aux-Oies et de préciser la nature et de définir plus formellement le Groupe de Black River, le 'Faciès' Rivière-du-Moulin et le 'New Facies'.

Cette section présente un résumé des principales conclusions de mon projet de recherche, présentées dans le manuscrit du chapitre 2.

- La région de Charlevoix expose des systèmes de failles et des roches associées caractéristiques de déformation de niveaux supracrustaux.
- La période de rifting de l'océan Iapétus aurait coïncidé avec la mise en place de la faille du St-Laurent, structure majeure de la région de Charlevoix. Toutefois, il n'existe actuellement que peu d'évidences structurales directes attestant de l'existence de mouvements tectoniques paléozoïques majeurs le long des systèmes de failles NW-SE et NE-SW.
- Plusieurs structures et particularités sédimentologiques observées dans la succession sédimentaire paléozoïque de la région suggèrent cependant une tectonique active dans le bassin durant la sédimentation de la Plate-Forme du St-Laurent, c'est-à-dire du Cambrien (?) jusqu'à l'Ordovicien Tardif (âge minimum).
- L'impact météoritique ayant affecté la région de Charlevoix au Dévonien (Rondot 1968) semble avoir mis en place des systèmes de failles formant un motif circulaire centré sur le pointement central (Mont des Éboulements).
- Les observations de terrain, couplées à des travaux récents dans les régions adjacentes (Carignan et al. 1997; Lemieux et al. 2000; Tremblay et Lemieux 2001) suggèrent que les systèmes de failles NW-SE et NE-SW pourraient être des structures

héritées réactivées, peut être néoformées, vraisemblablement actives durant le rifting de l'océan Atlantique au Mésozoïque.

- Les brèches polymictiques, spatialement restreintes à l'enceinte du cratère, sont les seules brèches clairement attribuables à l'impact météoritique. Les brèches et la gouge de failles ainsi que la pseudotachylyte ne sont pas uniquement attribuables à l'impact, et sont possiblement le produit d'une activité tectonique postimpact.

**Appendice A****Carte géologique de la région de Charlevoix**

(Voir carte en pochette)

La carte géologique présentée à l'appendice B est une compilation des travaux de terrain réalisés dans le cadre de ce mémoire et inclue également les travaux de Rondot (1989a). Cette carte a été réalisée essentiellement à partir des données de terrain, mais localement, la géologie de quelques secteurs ne comportant que peu d'affleurements a été interprétée à partir des travaux antérieurs et des photos aériennes. De plus, afin de ne pas allourdir cette carte, nous n'avons indiqué que les principales sections étudiées ainsi que les affleurements où la faille du St-Laurent a été observé sur le terrain.



### LÉGENDE

#### ORDOVICIEN

- Formation de Lotbinière
- Formation de St-Irénée
- 'Faciès' Rivière-du-Moulin
- Formation de Deschambault
- Formation de Cap-à-l'Aigle

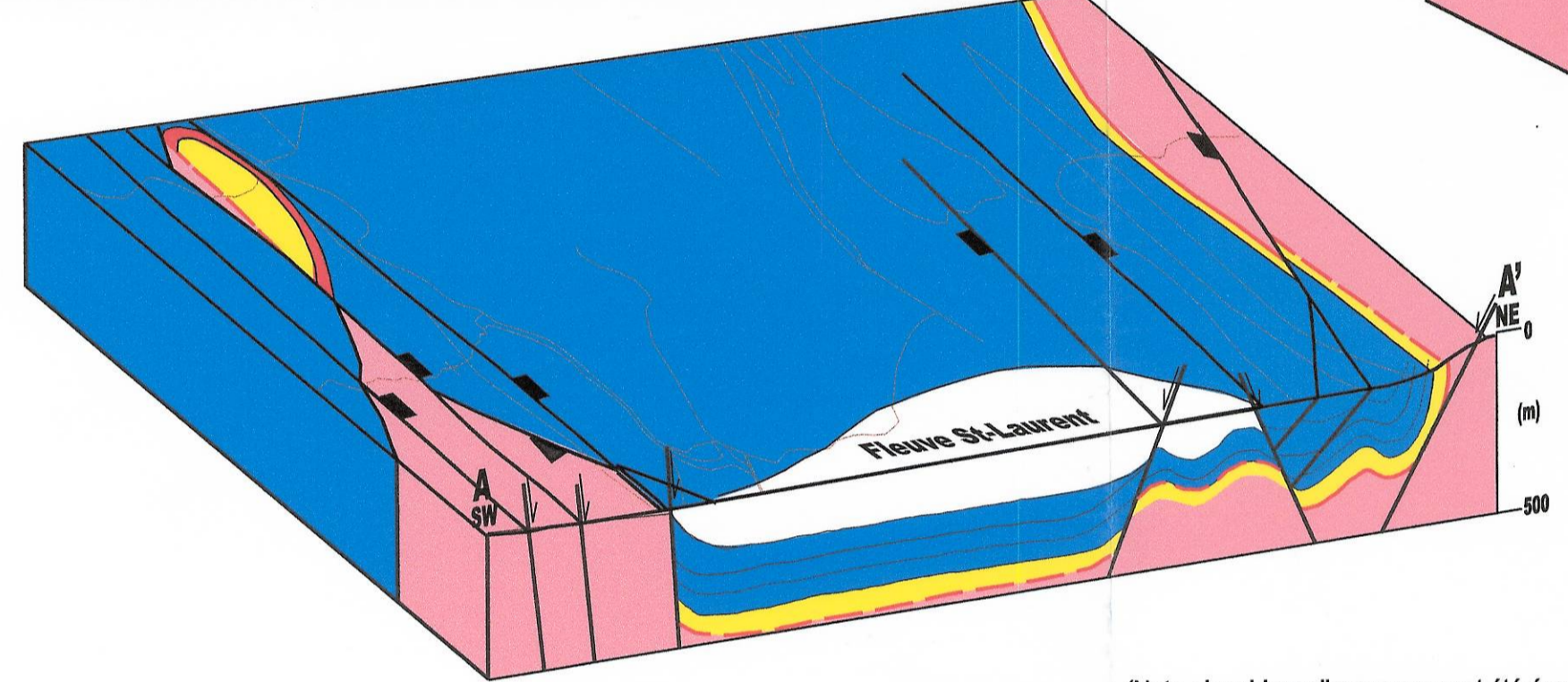
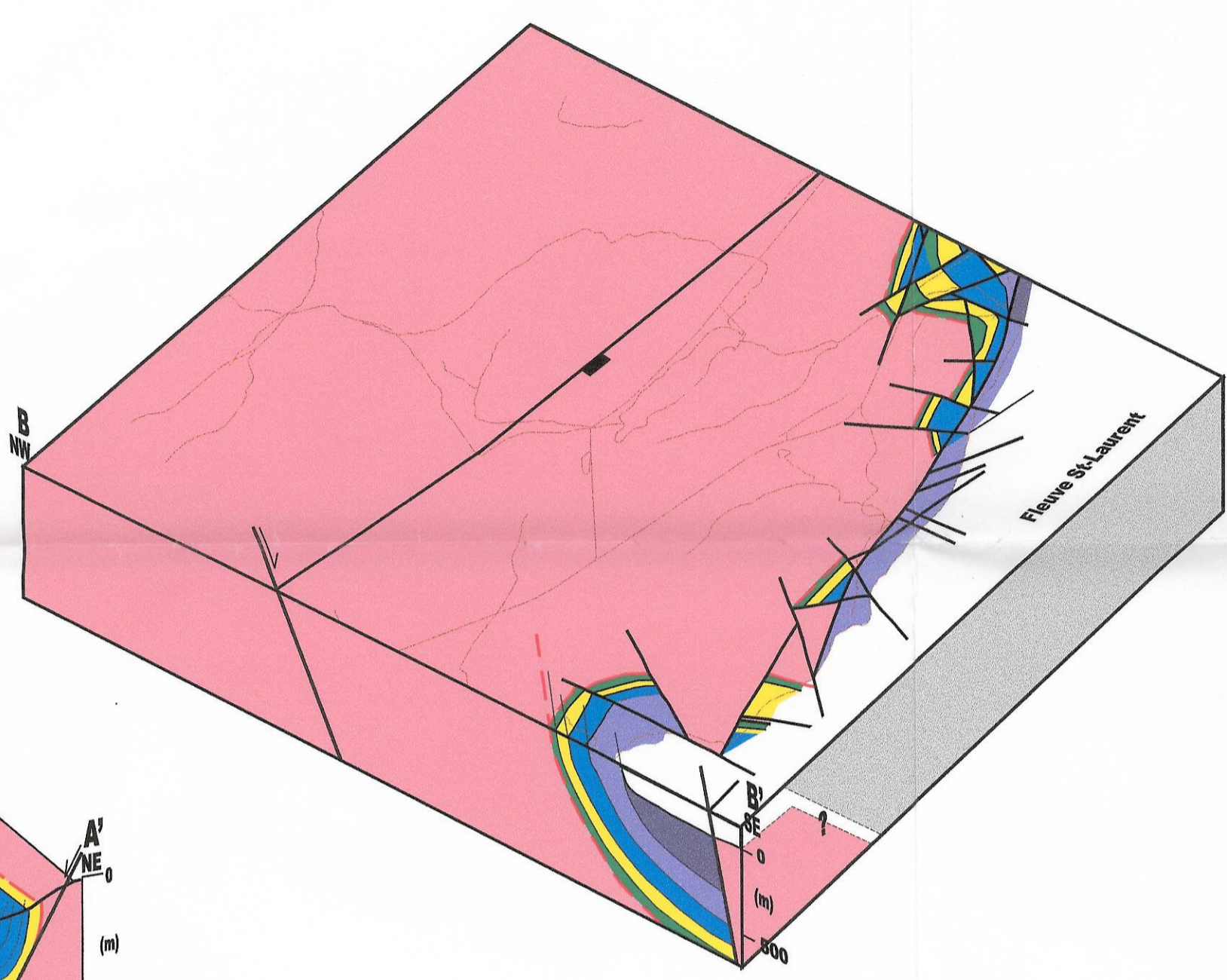
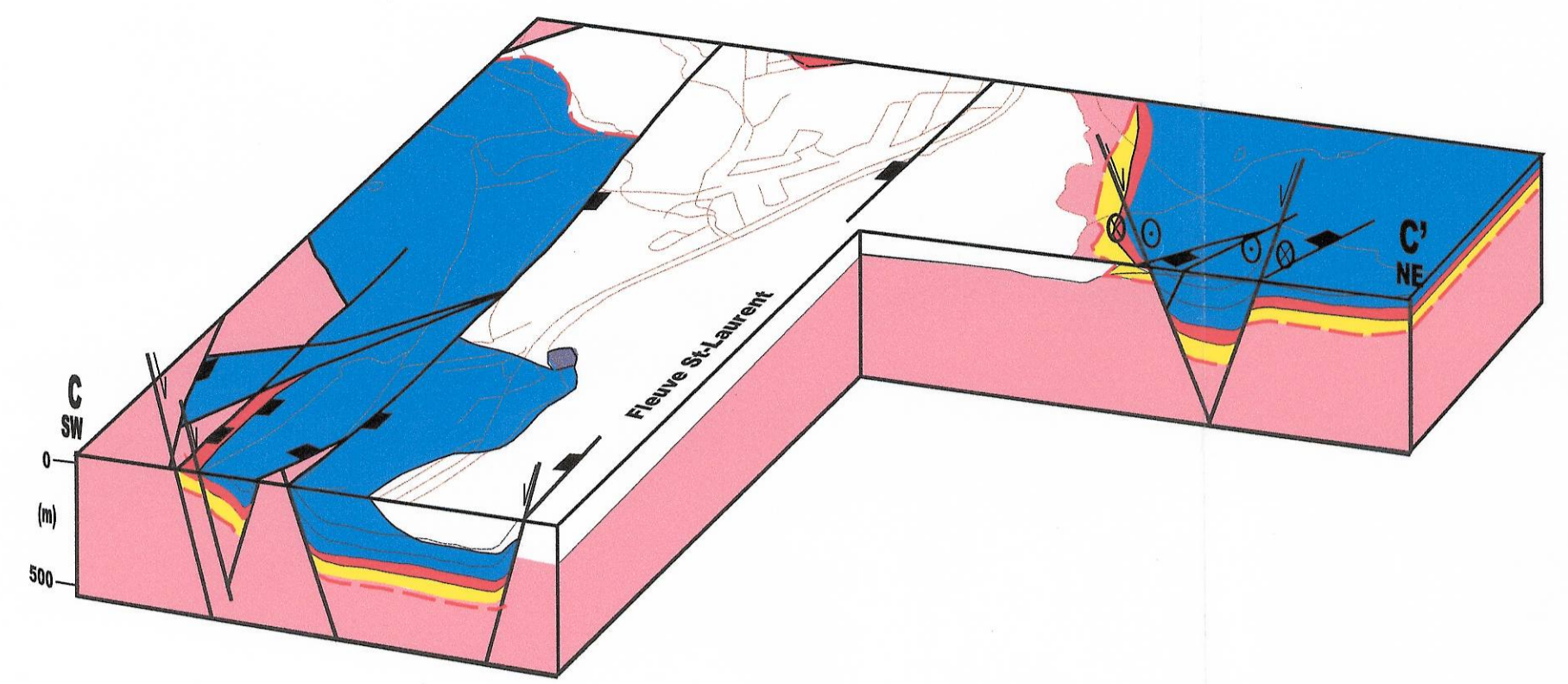
#### CAMBRIEN (?)

- Formation de Cap-aux-Oies

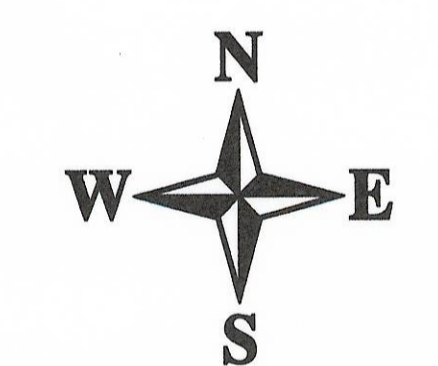
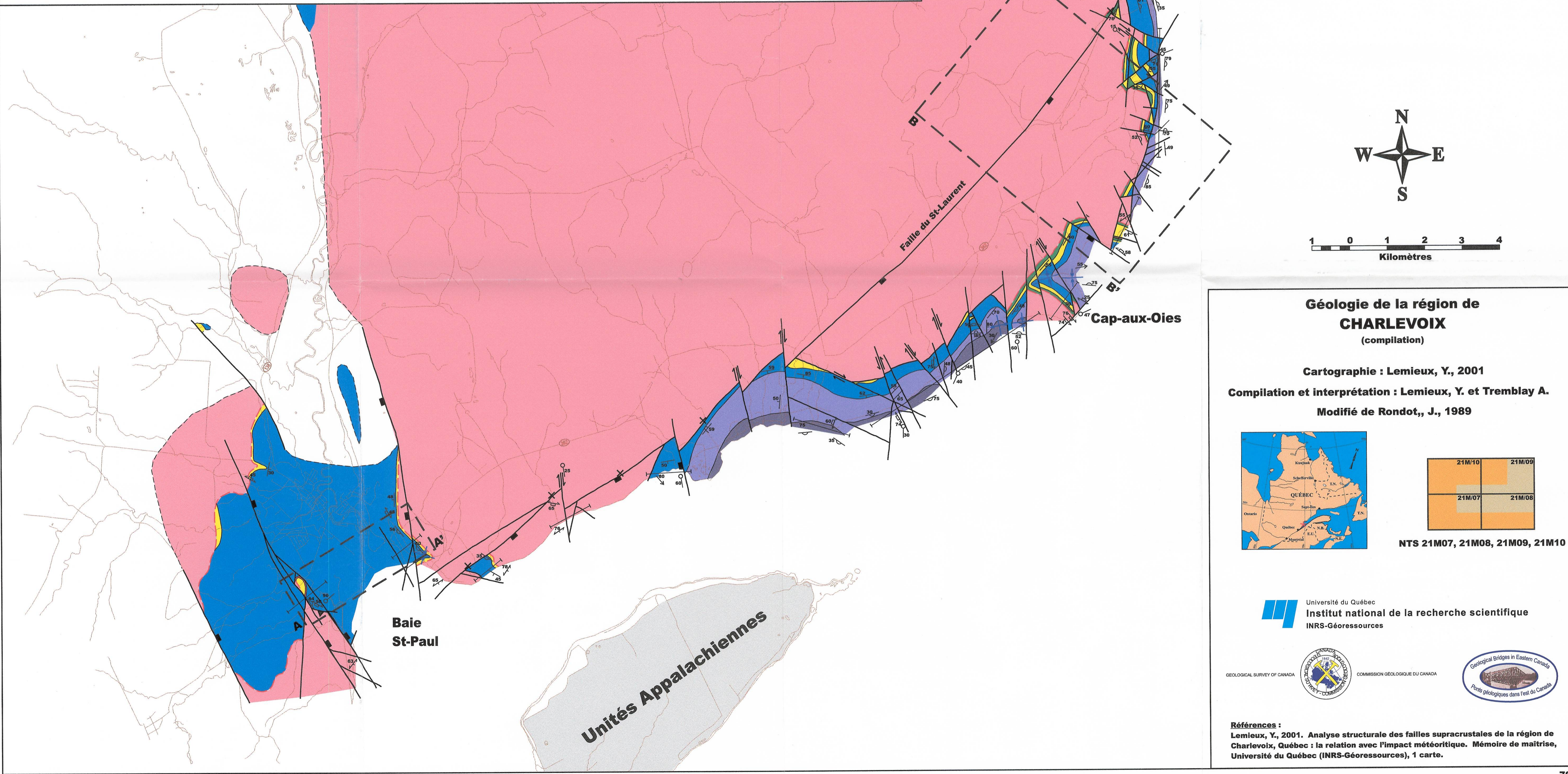
#### PRÉCAMBRIEN

- PC Indifférencié (intrusions, ortho- et paragneiss)

- Contact lithologique ..... - - - - -
- Discordance ..... - - - - -
- Failles (indiff., normale, inverse, décrochements) ..... - - - - -
- Synclinal ..... - - - - -
- Anticlinal ..... - - - - -
- Litage (normal, inverse, indéterminé) ..... 55° 40' 35'
- Foliation ..... 55° 40' 35'
- Failles mineures (normale, inverse, dextre, senestre) .. 75° 80° 85°
- Cisaillement ..... 75° 80° 85°
- Axe de pli ..... 90°
- Stries de faille ..... 90°
- Limite de la cartographie ..... - - - - -
- Affleurements importants (ponctuel, section) ..... X

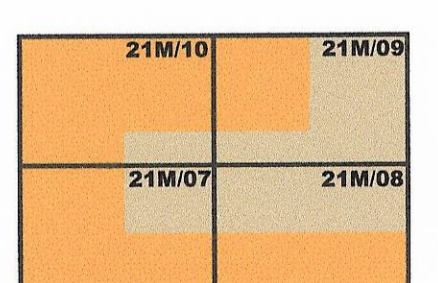


(Note : Les blocs diagrammes ont été exagérés horizontalement et verticalement afin de bien montrer certaines structures)



**Géologie de la région de CHARLEVOIX**  
(compilation)

Cartographie : Lemieux, Y., 2001  
Compilation et interprétation : Lemieux, Y. et Tremblay A.  
Modifié de Rondot, J., 1989



NTS 21M07, 21M08, 21M09, 21M10

Université du Québec  
Institut national de la recherche scientifique  
INRS-Géoresources



**Références :**  
Lemieux, Y., 2001. Analyse structurale des failles supracrustales de la région de Charlevoix, Québec : la relation avec l'impact météoritique. Mémoire de maîtrise, Université du Québec (INRS-Géoresources), 1 carte.

### Références

ADAMS, J., and BASHAM, P., 1989. The seismicity and seimotectonics of Canada east of the Cordillera. Geoscience Canada, v. 16, p. 3-18.

BAYER, H.J., HÖTZL, H., JADO, A.R., ROSCHER, B., and VOGGENREITTER, W., 1988. Sedimentary and structural evolution of the northwest Arabian Red Sea margin. Tectonophysics, v. 153, p. 137-151.

BELT, E.S., RIVA, J., and BUSSIÈRES, L., 1979. Revision and correlation of Late Middle Ordovician stratigraphy northeast of Québec City. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 1467-1483.

BRADLEY, D.C., and KIDD, W.S.F., 1991. Flexural extension of the upper continental crust in collisional foredeeps. Geological Society of America, Bulletin, v. 103, p. 1416-1438.

BUSSIÈRES, L., MERTHENS, C.J., BELT, E.S., and RIVA, J., 1977. Late Middle Ordovician shelf, slope and flysch facies between Baie St.Paul and La Malbaie, Québec. in 69<sup>th</sup> annual meeting N.E.I.G.C., Québec City, field trip B-9, p. 1-26.

CARIGNAN, J., GARIÉPY, C., and HILLAIRE-MARCEL, C., 1997. Hydrothermal fluids during Mesozoic reactivation of the St.Lawrence rift system, Canada : C, O, Sr and Pb isotopic characterization. Chemical Geology, v. 137, p.1-21.

CLARK, T.H., and GLOBENSKY, Y., 1973. Région de Portneuf et parties de St-Raymond et de Lyster. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-148.

COLLETA, B., LEQUELLEC, P., LETOUSEY, J., and MORETTI, I., 1988. Longitudinal evolution of the Suez rift structure (Egypt). Tectonophysics, v. 153, p. 221-233.

CUREWITZ C., and KARSON, J.A., 1999. Ultracataclasis, sintering, and frictional melting in pseudotachylytes from East Greenland. Journal of Structural Geology, v. 21, p. 1693-1713.

DIETZ, R.S., 1968. Shatter cones in cryptoexplosion structures. In: Shock Metamorphism of Natural Materials. Mono, Baltimore, MD, p. 267-285.

DRESSLER, B.O. and SHARPTON, V.L., 1997. Breccia formation at a complex impact crater: Slate Islands, Lake Superior, Ontario, Canada. Tectonophysics, v. 275, p. 285-311.

EBINGER, C.J., 1989. Tectonic development of the western branch of the East African rift system. Geological Society of America, Bulletin, v. 101, p. 885-903.

FABBRI, O., LIN, A., and TOKUSHIGE, H., 2000. Coeval formation of cataclasite and pseudotachylyte in a Miocene forearc granodiorite, southern Kyushu, Japan. Journal of Structural Geology, v. 22, p. 1015-1025.

FAURE, S., 1995. Reconstitution des paléocontraintes tectoniques dans les Basses-Terres du St-Laurent et les Appalaches du Québec et du nord du Nouveau-Brunswick. Thèse de Doctorat, Université du Québec (INRS-Géoresources), 270 pages.

FRENCH, B.V., UNDERWOOD, J.R., and FISK, E.P., 1974. Shock-Metamorphic Features in two meteorite impact structures, southeastern Libya. Geological Society of America Bulletin, v. 85, p. 1425-1428.

GIBBS, A.D., 1984. Structural evolution of extensional basin margins. Journal of the Geological Society of London, v. 141, p. 609-620.

GLASMACHER, U., TREMBLAY, A., and ZENTILLI M., 1998. Post-Triassic thermo-tectonic evolution of the Laurentian margin in Québec, Canada (Abstract). GAC-MAC meeting, Québec City, Abstract volume, P. A-66.

GLOBENSKY, Y., 1985. Géologie des Basses-Terres du Saint-Laurent. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, Rapport MM 82-01, 35 p.

GLOBENSKY, Y., 1987. Géologie des Basses-Terres du Saint-Laurent. Québec Department of Natural Resources, Rapport MM 85-02, 63 p.

GLOBENSKY, Y., and JAUFFRED, J.C., 1971. Stratigraphic distribution of conodonts in the Middle Ordovician Neuville Section of Québec. Proceedings of Geological Association of Canada, v. 23, p. 43-69.

GRIEVE, R.A.F., CODERRE, J.M., ROBERTSON, P.B., and ALEXOPOULOS, J.S., 1990. Microscopic planar deformation features in quartz of the Vredefort structure; anomalous but still suggestive of an impact origin. Tectonophysics, 171, p. 185-200.

GRIEVE, R.A.F., and PESONEN, L.J., 1992. The terrestrial impact cratering record. Tectonophysics, 216, p. 1-30.

HASEGAWA, H.S., 1986. Seismotectonics in Eastern Canada, an overview with emphasis on the Charlevoix and Miramichi regions. Earthquake Notes, v. 51, p. 23-37.

KIRKWOOD, D., AYT-OUGOUGDAL, M., GAYOT, T., BEAUDOIN, G., and PIRONON, J., 2000. Paleofluid-flow in a foreland basin, Northern Appalachians : from syntectonic flexural extension to Taconian overthrusting. Journal of Geochemical Exploration, v. 69-70, 269-273.

KNIGHT, I., JAMES, N.P., and LANE, T.E., 1991. The Ordovician St. George Unconformity, northern Appalachians : relationship of plate convergence at the

St.Lawrence promontory to the Sauk/Tippecanoe sequence boundary. Geological Society of America Bulletin, v. 103, p. 1200-1225.

KUMARAPELI, P.S., 1985. Vestiges of Iapetan rifting in the west of the northern Appalachians. Geoscience Canada, v. 12, p. 54-59.

KUMARAPPELLI, P.S., and SAULL, V.A., 1966. The St.Lawrence Valley system: a North American equivalent of the East African rift valley system. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 3, p. 639-658.

LACHAPELLE, R., 1993. La limite sud du Bouclier canadien dans la région de Québec: un phénomène de fragmentation continentale reliée à l'ouverture de l'océan Iapétus. Thèse de maîtrise, Université du Québec à Montréal, Québec, 81 p.

LAMBERT, P., 1981. Breccias dykes: geological constraints on the formation of complex craters. In: Multi-ring Basins. Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 12A, 56-78.

LAMONTAGNE, M., 1999. Rheological and Geological Constraints on the Earthquake Distribution in the Charlevoix Seismic Zone, Québec. Ph.D. Thesis, Carleton University, Ottawa, Ontario, 353 pp.

LAMONTAGNE, M., KEATING, P., and TOUTIN, T., 2000. Complex faulting confounds earthquake research in the Charlevoix Seismic Zone, Québec. EOS, Transactions, American Geophysical Union, 81, no. 26, 289, 292, 293.

LAROCHE, P.J., 1983. Appalachians of southern Québec seen through seismic line no. 2001. In: A, W, Bally, ed., 1983, Seismic expression of structural styles – a picture and work atlas. AAPG Studies in Geology 15, v. 3, p. 3.2.17-3.2.22.

LAVOIE, D., 1994. Diachronous tectonic collapse of the Ordovician continental margin, eastern Canada: comparison between the Québec Reentrant and St. Lawrence Promontory. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 31, p. 1309-1319.

LAVOIE, D., 1995. A Late Ordovician high-energy temperate-water carbonate ramp, southern Québec, Canada: Implication for Late Ordovician oceanography. Sedimentology, v. 42, p. 95-116.

LAVOIE, D., TREMBLAY, A., BERTRAND, R., ASSELIN, E., CHI, G., LAUZIÈRE, K., and DEBLONDE, C., 1998. Geological study of the Cambrian-Ordovician successions in the Québec Reentrant: A report to PanCanadian. Unpublished report, 93 pages.

LEMIEUX, Y., TREMBLAY, A., and LAVOIE, D., 2000. Stratigraphy and structure of the St. Lawrence Lowland in the Charlevoix area, Québec: relationships to impact cratering. Geological Survey of Canada, Current Research 2000-D2, 7 pages.

MAGLOUGHLIN, J.F., 1992. Microstructural and chemical changes associated with cataclasis and frictional melting at shallow crustal levels: the cataclasite-pseudotachylyte connection. Tectonophysics, v. 204, p. 243-260.

MARTINI, J.E., 1991. The nature, distribution and genesis of the coesite and stishovite associated with the pseudotachylyte of the Vredefort Dome, South Africa. Earth and Planetary Sciences Letter, v. 103, p. 285-300.

MELOSH, H.J., 1989. Impact cratering: a geological process. Oxford University Press, New York, 245 pp.

MONTENAT, C., OTT D'ESTEVOU, P., PURSER, B., BUROLLET, P.F., JARRIGE, J.J., ORSZAG-SPERBER, F., PHILOBBOS, E., PLAZIAT, J.C., PRAT, P., RICHERT,

J.P., ROUSSEL, N., and THIRIET, J.P., 1988. Tectonic and sedimentary evolution of the Gulf of Suez and the northwestern Red Sea. Tectonophysics, v. 153, p. 161-177.

MORGAN, J., and WARNER, M., 1999. Morphology of the Chicxulub impact: Peak-ring crater or multi-ring basin? In: Dressler, B.O., and Sharpton, V.L., eds., Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution II : Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 339, p. 281-290.

POAG, C.W., HUTCHINSON, D.R., COLMAN, S.M., and LEE, M.W., 1999. Seismic expression of the Chesapeake Bay impact crater : Structural and morphologic refinements on new seismic data. In: Dressler, B.O., and Sharpton, V.L., eds., Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution II : Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 339, p. 149-164.

ROBERTSON, P.B., 1968. La Malbaie Structure, Québec. A paleozoic meteorite impact site. Meteoritics, v. 4, p. 89-112.

ROBERTSON, P.B., 1975. Zones of shock metamorphism at Charlevoix impact structure, Québec. Geological Society of America Bulletin, 86, p. 1630-1638.

ROCHER, M., TREMBLAY, A., NADEAU, L., and LAVOIE, D., 2000. Analyse structurale et tectonique de la Plate-Forme du St-Laurent (Québec, Canada): résultats préliminaires. Commission géologique du Canada, Recherches en cours 2000-D12, 7 pages.

RODDY, D.J., and DAVIS, L.K., 1977. Shatter cones formed in large-scale experimental explosion craters. In: Impact and explosion cratering. Pergamon, New-York, p. 715-750.

RONDOT, J., 1967. Région de la Rivière Malbaie. Dans : Travaux sur le terrain en 1966, Sommaire des résultats. Ministère des Richesses naturelles, Québec; S-103. pages 11-12.

- RONDOT, J., 1968. Nouvel impact météoritique fossile? La structure semi-circulaire de Charlevoix. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 5, p. 1305-1317.
- RONDOT, J., 1971. Les brèches d'impact de Charlevoix (abstract). Meteoritics, v. 6, p. 307-308.
- RONDOT, J., 1972. La transgression marine ordovicienne dans le Comté de Charlevoix . Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 1187-1203.
- RONDOT, J., 1989a. Géologie de Charlevoix. Série de manuscrits bruts. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Rapport MB 89-21, 606 pages.
- RONDOT, J., 1989b. Pseudotachylyte and mylonitization. Meteoritics, v. 24, p. 320-321.
- RONDOT, J., 1998. Les brèches d'impact météoritique de Charlevoix. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, ET 97-04, 30 pp.
- RONDOT, J., 2000. Charlevoix and Sudbury as gravity-readjusted impact structures. Meteoritics & Planetary Science, v. 35, p. 707-712.
- SCHLISCHE, R.W., 1993. Anatomy and evolution of the Triassic-Jurassic continental rift system, eastern North America. Tectonics, v. 12, p. 1026-1042.
- SCHOLZ, C.H., 1988. The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. Geol. Rund., v. 77, p. 319-328.
- SCHOLZ, C.H., 1990. The mechanics of earthquakes and faulting. New York, Cambridge University Press, 439 pages.



SHAND, S.J., 1916. The pseudotachylyte of Parijs (Orange Free State) and its relation to 'trap-shotten gneiss' and 'flinty crust-rock'. The Quaternary Journal of the Geological Society of London, v. 72, p. 198-221.

SHAW, B.R., 1993. Strike-slip interpretation of basin-bounding faults of the St.Lawrence Lowlands Basin in the Québec City area, Canada. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 77, p. 743-760.

SIBSON, R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. Journal of the Geological Society (London), v. 133, p. 191-213.

SNOKE, A.W., TULLIS, J., and TODD, V.R., 1998. Fault-related Rocks – a Photographic Atlas. Princeton University Press, Princeton, New Jersey, 617 p.

SPRAY, J.G., 1995. Pseudotachylyte controversy : Fact of friction ? Geology, v. 23 (12), p. 1119-1122.

SPUDIS, P.D., 1993. The Geology of multi-ring impact basins : The Moon and other planets. Cambridge, England, Cambridge University Press, 263 p.

ST-JULIEN, P., and HUBERT, C., 1975. Evolution of the Taconian Orogen in the Québec Appalachians. American Journal of Science, v. 275-A, p. 337-362.

SWANSON, M.T., 1992. Fault structure, wear mechanism and rupture processes in pseudotachylyte generation. Tectonophysics, v. 204, p. 223-242.

TREMBLAY, A., and LEMIEUX, Y., 2001. Supracrustal faults of the St.Lawrence Rift System between Cap-Tourmente and Baie St-Paul, Québec. Geological Survey of Canada, Current Research 2001-D15, 8 pages.

TSIKALAS, F., GUDLAUGSSON, S.T., FALEIDE, J.I., and ELDHOLM, O., 1999. Mjølfnir Structure, Barents Sea: A marine impact crater laboratory. In: Dressler, B.O., and Sharpton, V.L., eds., Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution II : Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 339, p. 193-204.