



GEOLOGICAL SURVEY OF CANADA COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA

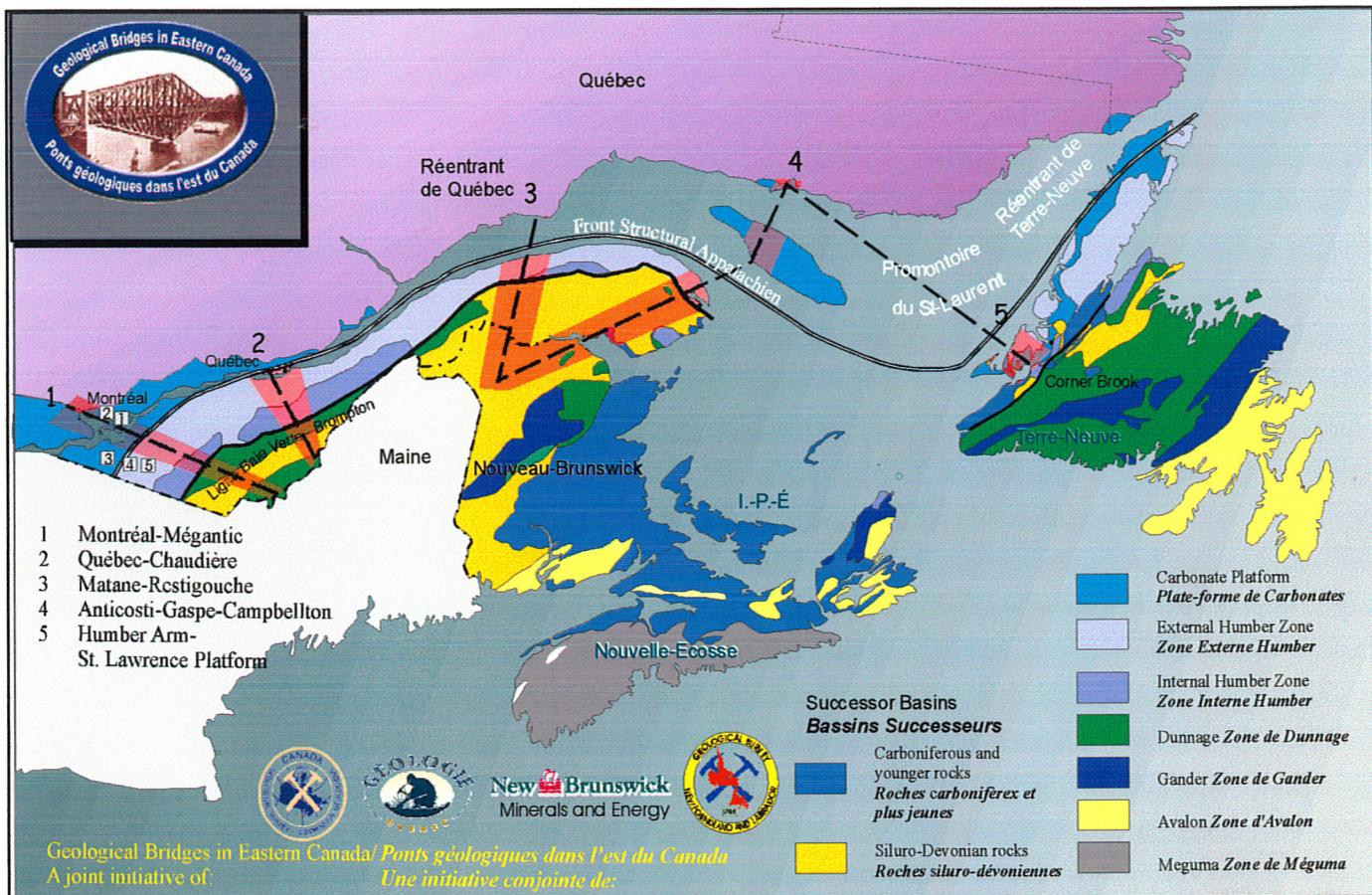
OPEN FILE/DOSSIER PUBLIC 2812

The St. Lawrence Platform, Humber Zone, and Quaternary successions along Transect #1: Montréal–Appalachians/ La Plate-forme du Saint-Laurent, la Zone de Humber et les successions quaternaires le long du transect #1: Montréal–Appalaches

D. Lavoie, A. Bolduc, S. Castonguay, M. Malo
M. Ross, O. Salad Hersi, S. Séjourne, A. Tremblay,
K. Lauzière, A. McIntosh

2001

NATMAP 2000 FIELD TRIP EXCURSION GÉOLOGIQUE CARTNAT 2000



THE ST. LAWRENCE PLATFORM HUMBER ZONE AND QUATERNARY SUCCESSIONS ALONG TRANSECT #1 MONTRÉAL APPALACHIANS

LA PLATE-FORME DU SAINT-LAURENT LA ZONE DE HUMBER ET LES SUCCESSIONS QUATERNAIRES LE LONG DU TRANSECT #1 MONTRÉAL APPALACHES

D. Lavoie, A. Bolduc, S. Castonguay,
M. Malo, M. Ross, O. Salad Hersi, S. Séjourne, A. Tremblay,
K. Lauzière and A. McIntosh

Centre Géoscientifique de Québec
880 Chemin Ste-Foy, Québec
G1V 4C7

NATMAP 2000 Field trip

The St. Lawrence Platform – Humber Zone and Quaternary successions along Transect #1 Montréal – Appalachians

General introduction comments :

The Appalachian Foreland and Platform Architecture project aims to reconstruct the architecture and evolution of the Lower Paleozoic continental margin from southern Quebec to western Newfoundland. This five years endeavour relies on the detailed study of five tectonostratigraphic transects perpendicular to the margin main tectonostratigraphic domains (the St. Lawrence Platform, the taconian-deformed Humber Zone, the Lower Paleozoic successor basins and their Quaternary cover). This joint project (GSC, MRNQ, NBGSB, GSNL, academia, industry) comprises new mapping activities and diverse support thematic studies. In 1998, a first trip regrouped 20 geologists looking at the geology of the St. Lawrence Platform and the Humber Zone in the Quebec City, Beauce, Rivière-du-Loup and Charlevoix area. In 1999, more than 30 geologists got their head full with geology along transect #3 from New Brunswick to northern Gaspé Peninsula, looking at the Ordovician-Silurian and the Devonian successor basins and the Cambrian-Ordovician Humber Zone.

The 2000 field trip will focus on the geology of transect #1, that is the Montréal – Appalachians transect and will present current or recent research on i) the passive margin succession of the St. Lawrence Platform (Potsdam and Beekmantown groups), ii) the local destruction of the foreland basin carbonate platform (Lacolle Breccia), iii) the imbricated carbonate platform in the Humber Zone (Phillipsburg Group), iv) the structural style of the Humber Zone in southern Quebec and v) the stratigraphy and sedimentology of Quaternary deposits.

This field trip guidebook presents you the general geology of the studied units and details of the various stops. Thanks are expressed to the various contributors to this volume as well as to quarry and sand pits owners who kindly allowed access to their premises.

Excursion géologique CARTNAT 2000

La Plate-forme du Saint-Laurent – la Zone de Humber et les successions Quaternaires le long du transect #1 Montréal – Appalaches

Commentaires généraux d'introduction:

Le projet de l'Architecture du Bassin Avant-Pays Appalachien et de la Plate-forme vise à reconstruire l'architecture et l'évolution de la marge continentale du Paléozoïque inférieur du sud du Québec jusqu'à l'ouest de Terre-Neuve. Cette initiative de recherche de 5 ans est basée sur l'étude détaillée de cinq transects tectono-stratigraphiques, perpendiculaires aux principaux domaines de la marge continentale (la Plate-forme du Saint-Laurent, la zone de Humber, les bassins successeurs du Paléozoïque inférieur et leurs couvertures Quaternaire). Ce projet conjoint (CGC, MRNQ, NBGSB, GSNL, universités, industrie) comprend de nouvelles activités de mise en carte et des thématiques de recherche en support. En 1998, une première excursion a regroupé 20 géologues intéressés à la géologie de la Plate-forme du Saint-Laurent et de la Zone de Humber dans les régions de Québec, Beauce, Rivière-du-Loup et Charlevoix. En 1999, plus de 30 géologues furent guidés le long du transect #3 allant du Nouveau-Brunswick jusqu'à la côte nord de la Gaspésie à Matane, examinant la géologie des bassins successeurs Ordovicien-Silurien et Dévonien ainsi que la zone Cambro-Ordovicienne de Humber.

L'excursion 2000 portera sur la géologie du transect #1, soit celui de Montréal – Appalaches et présentera la recherche actuelle ou récente sur i) la succession de la marge passive de la Plate-forme du Saint-Laurent (groupes de Potsdam et de Beekmantown), ii) la destruction locale de la plate-forme à carbonates du bassin d'avant-pays (Brèche de Lacolle), iii) la plate-forme à carbonate imbriquée dans la zone de Humber (Groupe de Phillipsburg), iv) le style structural de la zone de Humber dans le sud du Québec et v) la stratigraphie et la sédimentologie des dépôts quaternaires.

Ce livret-guide d'excursion géologique présente la géologie générale des unités étudiées ainsi que les détails des divers arrêts. Des remerciements sont exprimés aux auteurs des divers chapitres ainsi qu'aux opérateurs de carrières et sablières qui ont gracieusement permis l'accès à leurs installations.

Detailed itinerary

Monday October 16

Departure from hôtel (Ramada Airport)

Take Highway 20West, cross Galipeau Bridge to Ile Perrot, at 1.2 km on the island, take exit for Boulevard Don Quichotte towards the south for 700 m (**8:00 – 8:30**)

Stop 1 : Road cut on Ile Perrot, Boulevard Don Quichotte, Covey Hill Formation

(Potsdam Group)

8 :30 – 9 :00

Osman Salad Hersi and Denis Lavoie

Take Highway 20West, then the junction for highway 540North, then take highway 40West up to exit #1 (road 342) (Pointe-Fortune), take the ferry to Carillon. Take road 344East for 11 km, the entrance of the sand pit is to your left. (**9:00 – 10:30**)

Stop 2 : Pointe au Sable sand pit (Quaternary)

10 :30 – 11 :00

Martin Ross and Andrée Bolduc

Take road 344West (7km), then road 327North (4.5km), slow down, look to your left

View on the basal till overlying bedrock

Martin Ross and Andrée Bolduc

Continue on road 327North for 4.5km, take left on the road leading to the electric power station on Rivière du Nord (**11 :00 – 11 :15**)

Stop 3 : Section along Rivière du Nord

11 :15 – 11 :30

Martin Ross and Andrée Bolduc

Go back to road 327, go to the junction with highway 50. Take 50East for 2 km, park at the exit for Lachute (road 148) (**11 :30 – 11 :45**)

Stop 4 : Road cut, Ogdensburg Member of the Beauharnois Formation (Beekmantown Group)

11 :45 – 12 :15

Osman Salad Hersi and Denis Lavoie

At the exit follow road 148 East for 1.8km, take road 329 North for 3.4km up to the junction with road 158East, follow for 1km. Hamel sand Pit is to your right (**12 :15 – 12 :30**)

LUNCH : 12 :30 – 13 :30

Stop 5 : Hamel sand pit

13 :30 – 14 :00

Martin Ross and Andrée Bolduc

Follow road 158East for 4.5 km, take right (South) on Chemin des Sources for 9.7km. The stop is at 1.2km of the intersection with Chemin Brown's Gore, park in the field. (**14 :00 – 14 :30**)

Stop 6 : Drilling and geophysical works in Quaternary successions

14 :30 – 15 :00

Martin Ross and Andrée Bolduc

Go back for 9.7km towards the junction with road 158East, go through St.Canut, at approximately 17.5km, the entrance of the quarry is to your right (**15 :00 – 15 :30**)

Stop 7 : Unimin Quarry, Cairnside Formation (Potsdam Group)

15 :30 – 16 :15

Osman Salad Hersi and Denis Lavoie

Follow road 158East, at 3 km, take highway 15 South (towards Montréal), up to the junction with highway 640West. At the junction with highway 13, take the service road which runs along highway 640West. The entrance of the quarry is to your left at 1.5km. (**16 :15 – 16 :45**)

Stop 8 : St-Eustache quarry, Huntingdon Member, Bauharnois Formation, (Beekmantown Group)

16 :45 – 18 :00

Osman Salad Hersi and Denis Lavoie

Go back to Montréal – Dorval, Ramada Airport Hotel, end of Day 1.

Tuesday October 17

Departure from Montréal – Dorval

Highway 20West up to exit 14, road 201 East, on Salaberry Island. The entrance of the quarry is less than 1km (**8 :00 – 8 :45**)

Stop 1 : Régionale quarry, Ogdensburg and Huntingdon members, Beauharnois Formation (Beekmantown Group)

8 :45 – 9 :45

Osman Salad Hersi and Denis Lavoie

Take 201 East up to the junction with highway 30 South, cross the Beauharnois Canal, on the other side take road 201 South up to the junction with road 202 East (2.2km after the village of Saint-Antoine Abbé). Drive to the intersection facing the Hemmingford Zoo, take left and at 2.5km, take right on road 202East towards Lacolle, at the junction take road 221 North for 1.5km. Park in the municipal playground parking lot (**9 :45 – 10 :45**)

Stop 2 : Lacolle Breccia

10 :45 – 11 :15

Denis Lavoie

Take 221South for less than 1km, take 202East, cross Richelieu River, follow the road up to Mississiquoi Bay, continue on road 202 up to the junction with road 133 south. At Pike River, after crossing the Rivière aux Brochets, drive for 5km then take left on Chemin Morgan. At 1.5km, take right then, 200m further, take right again (Chemin Marier). The OMYA-St.Armand quarry entrance is 500m away to your left (**11 :15 – 12 :00**)

LUNCH : 12 :00 – 13 :00

Stop 3 : OMYA – St. Armand quarry, Strites Pond and Wallace Creek Formations (Philipsburg Group)

13 :00 – 14 :00

Stéphan Séjourne, Osman Salad Hersi and Andy McIntosh

Continue on Chemin Marier to your left up to the crossing with Chemin du Moulin. Take left up to the junction with road 133. Park near the gate (**14:00 – 14:15**)

Stop 4: Outcrops of the Strites Pond Formation

14:15 – 15:15

Osman Salad Hersi

Take 133 North towards Pike River, turn left on 202East towards Bedford et continue to Stanbridge-East. The outcrop is a road cut to the left side at about 3 km east of the exit of Stanbridge East village or 1 km West of Mews Corners (UTM NAD83; 667627; 4997790)

Stop 5: Stanbridge Nappe, Upper Stanbridge

15:30 – 15:50

Alain Tremblay and Sébastien Castonguay

Continue on 202East for 2.8 km, the outcrop is a road cut (UTM NAD83: 670249; 4998100)

Stop 6: Oak Hill Nappe, Uppermost Sweetsburg Formation (Scottsmore)

15:55 – 16:20

Alain Tremblay and Sébastien Castonguay

Continue on 202East up to Dunham, at the junction turn right (to the south) and continue for 1km, take the left intersection uphill to Lac-Selby. Continue for 4 km to the south (or 1.3 km after the end of Lac-

Selby) and turn left on the gravel road (easterly) that leads to Sutton, rive for 5.2km. The outcrop is a road cut.

Stop 7: Oak Hill Nappe, Pinnacle Formation

16:30 – 16:45

Alain Tremblay and Sébastien Castonguay

Continue easterly up to the next junction (5km), take left (towards the north) to West-Sutton. Continue for 3.7km turn right (towards the east) at the junction. The outcrop is at about 250 m from both sides of the road.

Stop 8: Oak Hill Nappe, Tibbit Hill and Pinnacle formations

17:00 – 17:30

Alain Tremblay and Sébastien Castonguay.

END of TRIP

Itinéraire détaillé

Lundi 16 octobre

Départ hôtel Ramada –Aéroport

Prendre Autoroute 20 Ouest, traverser le pont Galipeau pour l'Île Perrot, à 1.2km prendre la sortie pour le Boulevard Don Quichotte vers le Sud sur 700 m. (8 :00 – 8 :30)

**Arrêt 1 : Coupe de route sur l'Île Perrot, Boulevard Don Quichotte, Formation de Covey Hill
(Groupe de Potsdam)**

8:30 – 9:00

Osman Salad Hersi

Reprendre autoroute 20 Ouest, prendre l'intersection pour autoroute 540 Nord, prendre l'autoroute 40 Ouest, jusqu'à la sortie #1 route 342 (vers Pointe-Fortune), traversier vers Carillon. Prendre route 344 Est sur 11km, l'entrée de la sablière est à gauche.

(9:00 – 10:30)

Arrêt 2 : Sablière de Pointe au Sable, route 344 (Quaternaire)

10:30 – 11:00

Martin Ross et Andrée Bolduc

Déplacement vers Lachute, route 344 ouest (7km), route 327 Nord (4.5km), ralentissez à votre gauche

Vue panoramique sur till de base sur le bedrock (Quaternaire)

Martin Ross et Andrée Bolduc

Poursuivre sur la 327 Nord pour 4.5km, prendre l'intersection à votre gauche menant à la centrale électrique sur la Rivière du Nord (11 :00 – 11 :15)

Arrêt 3 : Coupe le long de la Rivière du Nord

11:15 – 11:30

Martin Ross et Andrée Bolduc

Continuer sur route 327, rejoindre l'intersection avec autoroute 50. Prendre 50 Est sur 2 km, arrêter à la sortie pour Lachute (route 148). (11 :30 – 11 :45)

Arrêt 4 : Coupe de route, Formation de Beauharnois, Mb. Ogdensburg (Groupe de Beekmantown)

11 :45 – 12 :15

Osman Salad Hersi

Sur sortie route 148 Est, suivre sur 1.8 km, prendre route 329 Nord sur 3.4 km jusqu'à l'intersection avec route 158 Est, prendre sur 1 km. Sablière Hamel à droite. (12 :15 – 12 :30)

DINER : 12 :30 – 13 :30

Arrêt 5 : Sablière Hamel (Quaternaire)

13 :30 – 14 :00

Martin Ross et Andrée Bolduc

Prendre la route 158 Est pour 4.5 km, prendre à droite (Sud) sur le Chemin des Sources pour 9.7km.

L'arrêt est à 1.2km de l'intersection avec le Chemin Brown's Gore, stationner dans le champ.

(14 :00 – 14 :30)

Arrêt 6 : Forage et Géophysique dans le Quaternaire

14 :30 – 15 :00

Martin Ross et Andrée Bolduc

Retourner sur 9.7 km vers l'intersection avec route 158 Est, traverser St. Canut à approximativement 17.5km, l'entrée de la Carrière est à votre droite

(15 :00 – 15 :30)

Arrêt 7 : Carrière Unimin, Formation de Cairnside (Groupe de Potsdam)

15 :30 – 16 :15

Osman Salad Hersi

Reprendre route 158 Est, à 3km, prendre autoroute 15 Sud (vers Montréal) jusqu'à la jonction autoroute 640 Ouest, à la jonction avec autoroute 13, prendre la voie de service qui longe l'autoroute 640 Ouest, l'entrée de la carrière est à 1.5 km à votre gauche.

(16 :15 – 16 :45)

Arrêt 8 : Carrière Saint-Eustache, Membre de Huntingdon, Beauharnois Formation (Groupe de Beekmantown)

16 :45 – 18 :00

Osman Salad Hersi

Retour à Montréal – Dorval, Hôtel Ramada Aéroport, fin Jour 1

Mardi 17 Octobre

Départ de Montréal – Dorval

Autoroute 20 Ouest jusqu'à la sortie #14, route 201Est, sur l'île de Salaberry, l'entrée de la carrière est à moins de 1 km (**8 :00 – 8 :45**)

Arrêt 1 : Carrière Régionale, Membres de Ogdensburg et de Huntingdon, Formation de Beauharnois (Groupe de Beekmantown)

8:45 – 9:45

Osman Salad Hersi

Prendre la 201 Est jusqu'à la jonction avec la route 30, prendre la route 30 Sud, traverser le canal Beauharnois, de l'autre côté, prendre la route 201Sud, jusqu'à la jonction avec la route 202Est (2.2km après le village de Saint-Antoine Abbé) jusqu'à l'intersection en T adjacente au Zoo de Hemmingford, prendre à gauche et à 2.5 km, reprendre la route 202Est menant vers Lacolle, prendre la route 221Nord pour 1.5 km. Stationner au terrain de jeu municipal (**9:45 – 10:45**)

Arrêt 2; Brèche de Lacolle

10:45 – 11:15

Denis Lavoie

Prendre la 221Sud sur moins de 1km, prendre la route 202Est, traverser la rivière Richelieu, jusqu'à la Baie de Mississiquoi, longer la baie, poursuivre sur la 202 jusqu'à la jonction avec la 133 Sud. A Pike River, après avoir traversé la Rivière aux Brochets, rouler sur 5km, prendre à gauche l'intersection pour le Chemin Morgan. A 1.5 km, prendre l'intersection à droite, puis 200m plus loin, prendre à droite (Chemin Marier), l'entrée de la Carrière OMYA – St. Armand est à 500 m, gauche (**11:15 – 12:00**)

Diner : 12:00 – 13:00

Arrêt 3; Carrière Omya – St-Armand, Strites Pond et Wallace Creek Formations

13:00 – 14:00

Stéphan Séjourne, Osman Salad Hersi et Andy McIntosh

Poursuivre sur le Chemin Marier, à gauche, jusqu'à l'intersection avec le Chemin Fortin. Prendre à gauche, jusqu'à la jonction avec la route 133. Stationner près de la barrière. (**14 :00 – 14 :15**)

Arrêt 4 : Affleurement de la Formation de Strites Pond

14:15 – 15:15

Osman Salad Hersi

Prendre la 133Nord vers Pike River, tourner à gauche sur la 202Est, direction Bedford et poursuivre vers Stanbridge-East. L'affleurement est une coupe de route (coté gauche) environ 3 km à l'est de la fin du village de Stanbridge-East, ou 1 km à l'ouest de Megs Corners. (UTM NAD83; 667627;4997790).

Arrêt 5 : Nappe de Stanbridge; Stanbridge Supérieur

15:30 – 15:50

Alain Tremblay et Sébastien Castonguay

Continuer sur la 202Est pour environ 2.8 km. L'affleurement est une coupe de route. (UTM NAD83; 670249;4998100)

Arrêt 6 : Nappe de Oak Hill; Formation de Sweetsburg sommital (Scottsmore)

15:55 – 16:20

Alain Tremblay et Sébastien Castonguay

Continuer sur la 202Est jusqu'à Dunham, à l'intersection tourner à droite (vers le sud) et poursuivre pour 1km; prendre l'intersection à gauche qui monte une cote se rendant vers Lac-Selby. Poursuivre pour environ 4km vers le sud (ou environ 1.3km dépasser la fin du lac Selby) et tourner à gauche sur la route de gravier vers l'Est (vers Sutton), poursuivre pour environ 5.2km. L'affleurement est une coupe de route

Arrêt 7 : Nappe de Oak Hill; Formation de Pinnacle

16:30 – 16:45

Alain Tremblay et Sébastien Castonguay

Poursuivre vers l'Est jusqu'au prochain carrefour (environ 5 km), tourner à gauche (vers le Nord) vers West-Sutton. Poursuivre environ 3.7km et tourner à droite (vers l'Est) au carrefour. L'affleurement est à environ 250m sur les deux cotés de la route

Arrêts 8 : Nappe de Oak Hill; Formation de Tibbit Hill et Pinnacle

17:00 – 17:30

Alain Tremblay et Sébastien Castonguay

Fin de l'excursion

NATMAP 2000 field trip guidebook – Livret-guide d’excursion géologique CARTNAT 2000

INTRODUCTION

Geological synthesis: Montréal – Mégantic, Appalachian section; Geological Bridges of Eastern Canada transect #1 - Synthèse géologique: Montréal – Mégantic, section appalachienne: Ponts Géologiques de l’Est du Canada, transect #1.

Sébastien Castonguay, Alain Tremblay et Denis Lavoie

GÉOLOGIE DU TRANSECT #1 GEOLOGY

Successions Quaternaires de la région des Basses Laurentides, Ouest de Montréal
Martin Ross et Andrée Bolduc

The Potsdam and Beekmantown groups – Evolution of the shallow marine passive margin in southern Quebec.

Osman Salad Hersi and Denis Lavoie

The Lacolle Breccia – The record of the destruction of the Late Ordovician carbonate foreland basin in southern Quebec.

Denis Lavoie

Analyse structurale de l’Écaille de Philipsburg, zone de Humber externe des Appalaches du sud du Québec.

Stephan Séjourné et Michel Malo

The Cambro-Ordovician Strites Pond Formation of the Phillipsburg Group, southern Quebec.

Osman Salad Hersi and Denis Lavoie

External-internal Humber zone transition: The Stanbridge and Oak Hill Nappes

Sébastien Castonguay and Alain Tremblay

Geological synthesis: Montréal-Mégantic, Appalachian section: Geological Bridges of Eastern Canada transect #1

Sébastien Castonguay (Geological Survey of Canada-Quebec office)
C.P.7500, Sainte-Foy, Québec G1V 4C7, scastong@nrcan.gc.ca

Alain Tremblay (INRS-Géoressources)
and

Denis Lavoie (Geological Survey of Canada-Quebec office)

Descriptive notes

Introduction

The Geological Bridges of Eastern Canada is a NATMAP-funded, multi-disciplinary and multi-agency collaborative endeavor. The Bridges traverse critical geological segments of southern Quebec, northwestern New Brunswick, and western Newfoundland. The objective of the Bridges is to use five narrow geological transects to bridge the knowledge gaps that exist between the crystalline basement, the St. Lawrence platform, the Appalachian foreland thrust-fold belt, the external and internal Humber zone, and successor basins; from the Neoproterozoic to the Quaternary. Transects are regularly spaced, and were chosen to elucidate in 4D (from surface to depth, and through geological time) the complex history of platform formation, the multi-phased evolution and architecture of the Appalachian orogen, and the development and deformation of successor basins.

The NATMAP component consists of new bedrock and surficial mapping, in conjunction with provincial geological mapping projects, and a series of thematic studies to complement the mapping. Surface and subsurface thematic studies focus on: (1) stratigraphy (litho-, bio-, chemo- and chrono-) and sedimentology of Neoproterozoic to Quaternary sections; (2) documentation of structural styles, both onshore and offshore, through mapping, geochronology, remote sensing, geophysics and bathymetry; (3) studies of the diagenetic, petrographic, geochemical and thermal maturation of key lithologies, in order to help assess the mineral, petroleum and groundwater potential of these areas, and so generate new models for the resource exploration industry.

We present here a revised, interpretative, geological synthesis of transect #1. The detailed compilation map and structural profile can be found in GSC Open File 3872 (Castonguay et al., 2000) which will serve as the foundation for thematic multi-disciplinary studies.

Regional geological setting

The Montréal-Mégantic transect of southwestern Quebec straddles several tectonostratigraphic assemblages that constitute the Paleozoic platform and continental margin of Laurentia. From west to east, these

are: the crystalline basement of the Precambrian Grenville Province; the Cambro-Ordovician St-Lawrence Lowlands Platform; the Appalachian foreland fold and thrust belt; the external and internal Humber zone of the Appalachians; the Dunnage zone of the Appalachians; the Silurian-Devonian Connecticut Valley-Gaspé trough of the Gaspé Belt; and the Chain Lakes Massif at the Quebec-Maine border.

The St-Lawrence Lowlands Platform represents the autochthonous platformal and foreland deposits of the Cambro-Ordovician Laurentian margin (Globensky, 1987). The Humber zone is composed of Eocambrian to Ordovician continental margin, slope, and deep-marine sedimentary and volcanic rocks (St-Julien and Hubert, 1975; Pinet and Tremblay, 1995). The Cambro-Ordovician Dunnage zone comprises ophiolitic complexes, volcanic rocks, mélanges and synorogenic flysch deposits (Tremblay et al., 1995). To the southeast, Late Silurian-Devonian successor basin units of the Gaspé Belt (Bourque et al., 1995) unconformably and structurally overlie rocks of the Dunnage zone. The Chain Lakes Massif represents a window of Precambrian basement (Slivitsky and St-Julien, 1987), and Cretaceous plutons of the Monteregian Hills cut older rocks. A tectonostratigraphic and structural descriptive traverse of the transect, from west to east, is presented below.

Geological descriptive traverse along the transect

The St-Lawrence Lowlands Platform and Appalachian foreland fold and thrust belt

The St-Lawrence Lowlands Platform consists of a 1500 to 3000 meter-thick succession of basal conglomerates and sandstones (Potsdam), overlying dolomites (Beekmantown), limestones (Chazy, Black River and Trenton), shales (Utica) and flysch deposits (Lorraine and Queenston; Globensky, 1987). The basal detritic and overlying calcareous rocks record the establishment of the St-Lawrence Platform and its evolution from a passive margin to a foreland basin (Lavoie, 1994), from Cambrian to Middle Ordovician times. The inception of oceanic subduction is recorded by the regional Knox-Beekmantown-St George unconformity in earliest Middle Ordovician (Knight et al., 1991; Lavoie, 1994). The overlying flysch deposits record the latest Middle to Late Ordovician development of the Appalachian foreland basin induced by the advancing Taconian thrust sheets. Structural elements of the St-Lawrence Lowlands include the NE-SW-trending Chamby-Fortierville syncline and two major sets of faults ($N030^\circ$, e.g. Tracy Brook fault; and $N090^\circ$, e.g. Sainte-Anne-de-Bellevue fault), which have been interpreted as extensional faults that were active (mainly) from the Eocambrian to the Late Ordovician (St-Julien and Hubert, 1975). These faults have also been interpreted as having been reactivated in Cretaceous time during the intrusion of the Monteregian Hills (Clark, 1972; Globensky, 1987). The upper part of the sequence is imbricated by thrust faults along the southeastern flank of the Chamby-Fortierville syncline (i.e., Saint-Barnabé and Aston faults), within the Appalachian foreland fold and thrust belt (thrust-imbricated belt of the external Humber zone; St-Julien and Hubert, 1975). The thrust-imbricated belt consists of a series of easterly-dipping northwest-directed thrust faults, which repeat the southeasternmost part of the flysch and platform assemblages.

The external Humber zone

Southeast of Logan's Line, the external Humber zone (inner belt of nappes of St-Julien and Hubert, 1975) consists of a series of thrust sheets made up of distinct lithostratigraphic packages (e.g., Stanbridge nappe and Group; Shefford nappe and Group). Lowermost Cambrian to Upper Ordovician stratigraphic units within the Humber zone record the deep marine (slope, to toe of slope) evolution of the continental margin from its rift stage, to the building of a passive margin, followed by Taconian-linked foreland basin sedimentary evolution (Lavoie, 1997). Nappe emplacement was northwest-directed, foreland-propagating; but out-of-sequence thrusting is suspected for some nappes (e.g. Shefford nappe). The fossiliferous matrix of olistostromal deposits lying at the base of nappes (e.g. Drummondville olistostrome) dates their emplacement to the Late Ordovician (St-Julien and Hubert, 1975; Slivitsky and St-Julien, 1987). In this transect, the Oak Hill nappe is the easternmost component of the external Humber zone. It consists of the Oak Hill Group, which represents a rift-drift sequence of the Cambrian Laurentian margin (Clark, 1936; St-Julien and Hubert, 1975; Colpron, 1990). The Oak Hill Group is constituted of alkaline basalts and subordinate comendites (Tibbit Hill; Abdel-Rahman and Kumarapeli, 1999) that are thought to have been accumulated on Grenvillian basement, and a sedimentary rift (Pinnacle, White Brook and West Sutton) and drift (Gilman, Dunham and Sweetsburg) sequence. After emplacement, the Oak Hill nappe was affected by southeast-verging folds and southeast-directed backthrusts along the Brome fault (Colpron, 1990; Brodeur and Marquis, 1995), which can be considered as the limit between the external Humber zone to the west (low-grade metamorphic rocks) and internal Humber zone to the east (polydeformed, greenschist to amphibolite-grade rocks). The Brome fault and the Tibbit Hill volcanic rocks in its hanging wall correspond to well-defined lineament on LANDSAT imagery and to conspicuous gravity and magnetic anomalies.

The internal Humber zone

The Mansville Complex (Colpron, 1990) represents a structural unit, which is separated from the Oak Hill Group/nappe by the Brome fault to the west, and from the Sutton Metamorphic Suite by the Stukely-Sud fault zone to the east. The Mansville Complex consists of graphitic schists, phyllites and marbles that are thought to be the metamorphosed equivalent of the upper Oak Hill Group to the west (i.e., Gilman, Sweetsburg and somital Melbourne). The Stukely-Sud fault zone (Brodeur and Marquis, 1995) is a kilometer-wide zone of southeast-directed faults marked by sheared marbles, chlorite schists and quartz-chlorite schists, which delineates the northwest flank of the Sutton mountains anticlinorium. The Sutton Metamorphic Suite (Marquis, 1987) is made up of polyphased metamorphic lithologies that resemble the lithostratigraphy of the Oak Hill group. It occurs within the Sutton mountains anticlinorium, which represents the metamorphic core of the southern Quebec Appalachians, with metamorphic grades locally reaching lower amphibolite (Colpron, 1990; Rickard, 1991). Within the Sutton mountains anticlinorium, some lithologic cutoffs and contacts are tectonic in nature and may represent early northwest-directed faults (e.g., Sutton fault; Colpron, 1990) that are overprinted by southeast-directed structures (e.g., St-Étienne fault). The Baie Verte-Brompton line marks the southeastern

limb of the Sutton mountain anticlinorium, and represents the surficial boundary between the Humber and Dunnage zones (Williams and St-Julien, 1982). The St-Joseph fault, which was originally described northward along the Notre-Dame anticlinorium (Pinet et al., 1996), is now interpreted to be a major, southeast-directed normal fault that merges with the Baie Verte-Brompton line. Along the transect, the St-Joseph fault and Baie Verte-Brompton line are marked by lenticular blocks of serpentinite and volcanic rocks that juxtaposed the metamorphic rocks of the Sutton metamorphic suite in their footwall, against lithologies that have structural and metamorphic characteristics of external zone affinities in their hanging wall. Over the years, these hanging wall lithologies have been assigned to several different lithostratigraphic units: Rosaire Group or Sweetsburg and Ottauquechee formations in the immediate hanging wall; and Caldwell Group or St-Daniel Mélange to the southeastward. Based on regional along-strike correlations and associations, the Rosaire (immediate hanging wall) and Caldwell (southeastward) appellations have been retained herein.

The Dunnage zone- Estrie subzone

The Dunnage zone (Estrie-Beauce subzone of Tremblay et al., 1995) comprises the Orford-Chagnon ophiolitic Complex, the Ascot Complex, and sedimentary units of the St-Daniel Mélange and Magog Group; all of which have been accreted to the Laurentian margin (Humber zone) during the Taconian orogeny (St-Julien and Hubert, 1975; Pinet and Tremblay, 1995). The Orford-Chagnon ophiolitic Complex (Brodeur and Marquis, 1995) is made up of assemblages of ultramafic, mafic and felsic volcanic and intrusive rocks, overlain by a thin layer of sedimentary rocks. From base to top, there are ophiolitic mélanges, serpentized dunites and pyroxenites, gabbros, and pillow basalts. The Ascot Complex is divided into three lithotectonic domains (Sherbrooke, Eustis and Stoke), and has been interpreted as the tectonic juxtaposition of volcano-plutonic and volcano-sedimentary assemblages with pelitic sediments (Tremblay, 1992). The Orford ophiolitic Complex is separated from the Ascot Complex by the St-Daniel Mélange and Magog Group, which were interpreted as an oceanic accretionary complex and forearc sequence, respectively (St-Julien et Hubert, 1975; Cousineau, 1990; Tremblay et al., 1995). The Magog Group mostly outcrops within the St-Victor synclinorium, and is made of conglomerates, slaty schists, siltstones and tuffs, whereas the olistolithic pebbly mudstones and shales of the St-Daniel Mélange surround the ophiolitic and volcanic arc complexes. The St-Victor synclinorium comprises northeast- and southwest- plunging, open to tight folds that are commonly overturned to the northwest. Structural relationships with the overlying post-Ordovician rocks indicate that deformation of the St-Daniel Mélange and Magog Group is related to the Devonian Acadian orogeny (Tremblay, 1992; Tremblay et al., 2000). The Late Silurian to Early Devonian Glenbrooke Group and Lac Aylmer Formation are composed of sub-aerial to deep marine, calcareous and clastic deep marine sedimentary rocks, with local reefs (Lavoie and Bourque, 1992), and disconformably overlie the Magog Group in the core of regional-scale synclines (e.g., Lac Memphrémagog syncline; Boucot and Drapeau, 1968). The Ascot Complex is bounded by the Rivière Magog fault to the northwest, and by the La Guadeloupe fault to the southeast (Tremblay, 1992). Both are southeast-

dipping northwest-directed reverse faults. Most of the contacts between volcanic and sedimentary rocks within the Ascot complex are also interpreted as faults.

The Connecticut Valley-Gaspé synclinorium

The Late Silurian and Devonian rocks of the Gaspé Belt occur southeast of the La Guadeloupe fault, within the Connecticut Valley-Gaspé synclinorium. Rock units are separated into four assemblages, these are, from base to summit: the Lac Lambton Formation with basal conglomerates, shallow marine carbonates and clastic rocks (Lavoie and Bourque, 1992); the limestones and shales of the Ayers Cliff Formation; the thick turbiditic sequence of the Compton Formation; and the quartzofeldspathic sandstones and basalts of the Frontenac Formation (Chevé, 1978; Slivitsky and St-Julien, 1987). The structural features of the Connecticut Valley-Gaspé synclinorium consist of early northwest-verging folds that are increasingly superimposed towards the south by southeast-verging folds. In the eastern part of the synclinorium, the Rivière Victoria fault is a northwest-directed thrust fault that brings up the volcanic rocks of the Frontenac Formation (Lafrance, 1995).

The Dunnage zone- Mégantic subzone

Rocks of Dunnage zone affinities do reappear southeast of the Connecticut Valley-Gaspé synclinorium (i.e., Mégantic subzone of Tremblay et al., 1995). Mafic volcanic and volcanoclastic rocks of the Clinton Formation and the Chesham Mélange strongly resemble Dunnage zone rocks on the western side of the Connecticut Valley-Gaspé synclinorium (i.e., Estrie-Beauce subzone). These rock units crop out along the Rivière Clinton anticlinorium in the hanging wall of the Woburn fault, which juxtaposes them to the Rivière Arnold Formation of the Chain Lakes Massif at the Quebec-Maine border. At the eastern end of the transect, Devonian plutonic rocks of the Lac aux Araignées Complex cut rocks of the Gaspé Belt, the Dunnage zone and the Chain Lakes Massif (Chevé, 1978).

Finally the Cretaceous Montereigan intrusions are conspicuous throughout the transect. Except for Mount Mégantic, which is constituted of granite, quartz syenite and alkali gabbro which resemble typical White Mountain Magma Series rocks (Bédard, 1987), all other Montereigans have silica-saturated to undersaturated alkaline compositions (Philpotts, 1974) and are associated with hornfels aureoles and breccia.

Geochronological constraints

Age constraints on the timing of deformation and metamorphic events from the Quebec Appalachians have mostly relied on paleontological and stratigraphic data from the external Humber zone (Middle to Late Ordovician; St-Julien and Hubert, 1975) and from K/Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotopic data extrapolated from New England Appalachians (see a review in Laird, 1988). Along the transect, geochronological data have been obtained from schists of the Sutton mountains anticlinorium and Notre-Dame mountains anticlinorium to the northeast (see a review in Castonguay, 2000), from the Orford ophiolitic Complex (David and Marquis, 1993),

and from the Sherbrooke and Stoke domains of the Ascot Complex (David and Marquis, 1993; Tremblay et al., 2000). Numerous age data have also been obtained from the Monteregeian intrusions (Eby, 1984; Foland et al., 1986).

Within the Sutton mountains anticlinorium, recent $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results on metamorphic and syn-kinematic minerals associated with the hinterland-directed deformation event give Late Silurian ages (Table 1; Castonguay, 2000). Southeast of the Baie Verte-Brompton line, a trondhjemite of the Orford ophiolitic Complex yielded an U-Pb zircon age of 504 ± 3 Ma (David and Marquis, 1993), and crystallization ages of $441+7-12$ and 460 ± 3 Ma (U-Pb zircon in rhyolitic tuff; David and Marquis, 1993; Table 2), 462.6 ± 1.1 and 461.9 ± 2.3 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muscovite in granite; Tremblay et al., 2000) have been obtained in the Ascot Complex. In the Dunnage zone, regional structural fabrics and greenschist grade metamorphism of sheared granite and tuff are of Acadian age (378 ± 2 Ma; Tremblay et al., 2000).

Tectonic Summary

Along the transect, the Laurentian continental margin or Humber zone forms a classical, foreland-hinterland succession of parautochthonous and allochthonous carbonate, siliciclastic and volcanic rock units that were deformed and metamorphosed during the Middle to Late Ordovician Taconian Orogeny. The Taconian orogeny resulted in the destruction of the Laurentian continental margin by the accretion of units of oceanic affinities (i.e., the Dunnage zone; St-Julien et Hubert, 1975; Pinet and Tremblay, 1995). Within the Humber zone, Taconian regional metamorphism increases southeastward and culminates at upper greenschist-lower amphibolite grade in the core of the Sutton mountains anticlinorium (Colpron 1990, Rickard, 1991). The structural history involved an early stage of Taconian, foreland-directed thrust stacking, and a later stage of hinterland-directed backthrusting, backfolding and normal faulting, which ultimately resulted in the extensional collapse of the orogenic wedge (Castonguay, 2000) and the establishment of the successor basins along the Gaspé Belt during the Silurian-Early Devonian. Subsequently, the Humber and Dunnage zones were variably affected by the late Middle to Late Devonian Acadian orogeny, which is also responsible for greenschist-grade regional metamorphism and deformation along the Gaspé Belt (Pinet and Tremblay, 1995). The Acadian orogeny is attributed to the closure of the Taconian back-arc basin when the Avalon terrane docked against the Laurentian margin (Williams and Hatcher, 1982).

Acknowledgments

We acknowledge Ruth Boivin, Luce Dubé, and Kathleen Lauzière for digital map preparation. We thank Jean H. Bédard for a thorough and helpful review.

Synthèse géologique: Montréal-Mégantic, section appalachienne: Ponts Géologiques de l'Est du Canada transect#1

Sébastien Castonguay (Commission Géologique du Canada- Bureau de Québec)
C.P.7500, Sainte-Foy, Québec G1V 4C7, scastong@nrcan.gc.ca

Alain Tremblay (INRS-Géoressources)

et

Denis Lavoie (Commission Géologique du Canada- Bureau de Québec)

Notice descriptive

Introduction

Le projet des Ponts Géologiques de l'Est du Canada est une initiative de recherche pluridisciplinaire regroupant de nombreuses organisations géoscientifiques, et est en partie financée par le programme CARTNAT. Les Ponts recoupent des segments géologiques critiques du sud du Québec, du nord-ouest du Nouveau-Brunswick et de l'ouest de Terre-Neuve. L'objectif du projet des Ponts est, en utilisant cinq transects géologiques étroits, d'éclaircir les lacunes de connaissances géoscientifiques qui existent entre le socle cristallin, la plate-forme du Saint-Laurent, la ceinture de plis et de failles de l'avant-pays appalachien, les domaines externes et internes de la zone de Humber et les bassins successeurs et ce pour l'intervalle de temps allant du Néoprotérozoïque au Quaternaire. Les transects sont espacés régulièrement et furent choisis pour élucider en 4 dimensions (de la surface en profondeur et dans les temps géologiques), l'histoire complexe de la formation de la plate-forme, l'évolution multi-phasée et l'architecture de l'orogène appalachien et le développement et la déformation des bassins successeurs.

La composante CARTNAT consiste en une nouvelle mise en carte du socle rocheux et des dépôts meubles, et ce en collaboration avec les initiatives provinciales de cartographie géologique, ainsi qu'une série d'études thématiques complémentaires. Les études thématiques de surface et de sous-surface sont centrées sur: (1) la stratigraphie (litho-, bio-, chemo- et chrono-) et la sédimentologie des successions du Néoprotérozoïque au Quaternaire; (2) la description des styles structuraux autant sur terre que dans le milieu extra-côtier, en utilisant la cartographie, la géochronologie, les diverses techniques d'imagerie, la géophysique et les techniques de sondages bathymétriques; (3) les études de diagenèse, de pétrographie, de géochimie et de maturation thermique

de lithologies critiques dans le but d'aider à évaluer le potentiel minéral, pétrolier et en eau souterraine de ces régions et ainsi de générer de nouveaux modèles d'exploration pour l'industrie des ressources.

Nous présentons ici une nouvelle synthèse géologique interprétative. La carte synthèse 1 :100000 et un profil structural pour le transect #1, lesquels serviront de base aux études thématiques pluridisciplinaires sont disponibles dans le dossier public #3872 (Castonguay et al, 2000) de la CGC.

Contexte géologique régional

Le transect Montréal-Mégantic du sud-ouest du Québec chevauche les nombreux assemblages tectonostratigraphiques constituant la marge de Laurentia au Paléozoïque. Ces assemblages sont, en se dirigeant vers l'est: le socle cristallin de la Province Géologique précambrienne de Grenville; la plate-forme cambro-ordovicienne des Basses-Terres du Saint-Laurent; la ceinture de plis et failles de l'avant-pays appalachien; les domaines externes et internes de la zone de Humber; la zone de Dunnage des Appalaches; la fosse de Connecticut Valley-Gaspé de la Ceinture siluro-dévonienne de Gaspé; et le Massif Chain Lakes à la frontière Québec –Maine.

La plate-forme des Basses-Terres du Saint-Laurent représente la plate-forme autochtone et les dépôts d'avant-pays de la marge continentale cambro-ordovicienne de Laurentia (Globensky, 1987). La zone de Humber est constituée d'unités sédimentaires et volcaniques de la marge, de la pente et du glacis continental déposées entre l'Eocambrien et l'Ordovicien (St-Julien et Hubert, 1975; Pinet et Tremblay, 1995). La zone de Dunnage du Cambro-Ordovicien est constituée de complexes ophiolitiques, de roches volcaniques, de mélanges et de flyschs syn-orogéniques (Tremblay et al., 1995). Au sud-est, les unités du bassin successeur du Silurien tardif-Dévonien de la Ceinture de Gaspé (Bourque et al., 1995) surmontent structuralement et en discordance les roches de la zone de Dunnage. Le Massif Chain Lakes représente une fenêtre du socle Précambrien (Slivitsky et St-Julien, 1987) et les plutons crétacés des collines montérégienennes recoupent les unités plus vieilles. Une description tectonostratigraphique et structurale en allant de l'ouest vers l'est le long de ce transect est présentée ici-bas.

Description géologique le long du transect

La plate-forme des Basses-Terres du Saint-Laurent et la ceinture de plis et failles de l'avant-pays appalachien

La plate-forme des Basses-Terres du Saint-Laurent est une succession de 1500 à 3000 mètres d'épaisseur comprenant des conglomérats et grès de base (Potsdam), surmontés de dolomites (Beekmantown), de calcaires (Chazy, Blackriver et Trenton), de shales (Utica) et de flyschs (Lorraine et Queenston) (Globensky, 1987). Les unités détritiques de base et les carbonates sus-jacents ont enregistré le développement de la plate-forme du Saint-Laurent et son évolution d'une marge passive à un bassin d'avant-pays (Lavoie, 1994) du Cambrien à l'Ordovicien Médian. L'initiation de la subduction océanique est enregistrée par la discordance régionale Knox-

Beekmantown-St.George datée de l'Ordovicien Médian précoce (Knight et al., 1991; Lavoie, 1994). Les flyschs sus-jacents marquent le développement à l'Ordovicien Médian à Tardif, d'un bassin d'avant-pays appalachien créé par l'avancé des nappes taconiennes. Les éléments structuraux des Basses-Terres du Saint-Laurent incluent le synclinal de Chambly-Fortierville orienté NE-SO et deux systèmes majeurs de failles (N030°, e.g., la faille de Tracy Brook; et N090°, e.g., la faille de Sainte-Anne-de-Bellevue), lesquelles furent interprétées comme extensionnelles et actives (principalement) du Cambrien Précoce à l'Ordovicien Tardif (St-Julien et Hubert, 1975). Ces failles furent également interprétées comme ayant été réactivées au Crétacé lors de l'intrusion des collines montérégiennes (Clark, 1972; Globensky, 1987). La partie supérieure de la succession est imbriquée le long de plan de chevauchement sur le flanc sud-est du synclinal de Chambly-Fortierville (i.e., failles de Saint-Barnabé et d'Aston) et ce à l'intérieur de la ceinture de plis et de failles de l'avant-pays appalachien (la ceinture à imbrications du domaine externe de la zone de Humber; St-Julien et Hubert, 1975). Le ceinture à imbrications consiste en une série de failles de chevauchement dirigées vers le nord-ouest et pentées vers l'est, lesquelles répètent les successions les plus au sud-est des assemblages de flyschs et de plate-forme.

Le domaine externe de la zone de Humber

Au sud-est de la ligne de Logan, le domaine externe de la zone de Humber (ceinture des nappes de St-Julien et Hubert, 1975) est constitué d'une série de nappes de chevauchement ayant des assemblages lithostratigraphiques distincts (e.g., la nappe et le Groupe de Stanbridge; la nappe et le Groupe de Shefford). Les unités stratigraphiques cambriennes inférieures à ordoviciennes supérieures de la zone de Humber ont enregistré, dans le milieu marin profond (pente à pied de pente), l'évolution de la marge continentale depuis l'ouverture océanique (rift), à l'édification d'une marge continentale passive suivie par un bassin d'avant-pays taconique (Lavoie, 1997). La mise en place des nappes se propageant dans le bassin d'avant-pays, était dirigée vers le nord-ouest; cependant un empilement hors-séquence est probable pour certaines nappes (e.g., la nappe de Shefford). La matrice fossilifère d'olistostromes à la base de certaines nappes (e.g., l'olistostrome de Drummondville) date leur mise en place à l'Ordovicien tardif (St-Julien et Hubert, 1975; Slivitsky et St-Julien, 1987). Dans ce transect, la nappe de Oak Hill représente la composante la plus orientale du domaine externe de la zone de Humber. Elle est constituée du Groupe de Oak Hill, lequel représente la succession ouverture-dérive (rift-drift) de la marge de Laurentia au Cambrien (Clark, 1936; St-Julien et Hubert, 1975; Colpron, 1990). Le groupe de Oak Hill est formé de basaltes alcalins et de comendites (Tibbit Hill; Abdel-Rahman et Kumarapeli, 1999) interprétés comme s'étant accumulés sur le socle grenvillien et une successions sédimentaire d'ouverture océanique (rift; Pinnacle, White Brook et West Sutton) et de dérive (drift; Gilman, Dunham et Sweetsburg). Suivant sa mise en place, la nappe de Oak Hill fut affectée par de plis à vergence sud-est et des rétrochevauchements dirigés vers le sud-est le long de la faille de Brome (Colpron, 1990; Brodeur et Marquis, 1995), laquelle peut être considérée comme la limite entre un domaine occidental externe (roches à faible grade métamorphique) et un domaine oriental interne (déformation polyphasée et roches au grade métamorphique).

schiste vert à amphibolite) de la zone de Humber. La faille de Brome et les roches volcaniques du Tibbit Hill dans le toit de cette dernière correspondent à un linéament bien défini sur l'imagerie LANDSAT et à des anomalies gravimétriques et magnétiques marquées.

Le domaine interne de la zone de Humber

Le Complexe de Mansville (Colpron, 1990) est une unité structurale laquelle est séparée du Groupe et de la nappe de Oak Hill par la faille de Brome à l'ouest, et de la Suite Métamorphique de Sutton par la zone de faille de Stukely-Sud à l'est. Le Complexe de Mansville est constitué de schistes graphitiques, de phyllades et de marbres considérés comme les équivalents métamorphiques de la partie supérieure du Groupe de Oak Hill à l'ouest (i.e., Gilman, Sweetsburg et sommet du Melbourne). La zone de faille de Stukely-Sud (Brodeur et Marquis, 1995) est un intervalle kilométrique de failles à direction sud-est marquées par des marbres cisaillés, des schistes à chlorite et à quartz-chlorite, lesquels délimitent le flanc nord-ouest de l'anticlinorium des monts Sutton. La Suite Métamorphique de Sutton (Marquis, 1987) consiste en des lithologies métamorphiques à déformation polyphasée montrant de fortes similitudes avec les lithologies du Groupe de Oak Hill. Cette suite est présente dans l'anticlinorium des monts Sutton dans laquelle est enregistré l'apex du métamorphisme des Appalaches du sud du Québec avec des grades atteignant localement le faciès d'amphibolite inférieur (Colpron, 1990; Rickard, 1991). Au sein de l'anticlinorium des monts Sutton, certains bris et contacts lithologiques sont de nature tectonique et peuvent représenter des failles précoces à direction nord-ouest (e.g., faille de Sutton; Colpron, 1990) reprises par des structures à direction sud-est (e.g., faille de Saint-Étienne). La ligne Baie Verte-Brompton marque le flanc sud-est de l'anticlinorium des monts Sutton et représente la limite en surface entre les zones de Humber et de Dunnage (Williams et St-Julien, 1982). La faille de Saint-Joseph, laquelle fut initialement décrite plus au nord dans l'anticlinorium des monts Notre-Dame (Pinet et al., 1996) est maintenant interprétée comme une faille normale majeure, pentée vers le sud-est, se joignant avec la ligne Baie Verte-Brompton. Le long du transect, la faille de Saint-Joseph et la ligne Baie Verte-Brompton sont marquées par des blocs lenticulaires de serpentinite et de roches volcaniques et juxtaposent les unités de la Suite Métamorphique de Sutton dans leurs murs contre des lithologies qui montrent des caractéristiques structurales et métamorphiques d'unités de la zone externe dans leurs toits. Ces dernières lithologies furent historiquement assignées à différentes unités lithostratigraphiques: le Groupe de Rosaire ou les formations de Sweetsburg et d'Ottauquechée dans le toit; et le Groupe de Caldwell ou le Mélange de Saint-Daniel vers le sud-est. Sur la base de corrélations régionales latérales et d'associations, les appellations Rosaire (toit immédiat) et Caldwell (vers le sud-est) sont ici retenues.

La zone de Dunnage- sous-zone de l'Estrie

La zone de Dunnage (sous-zone d'Estrie-Beauce de Tremblay et al., 1995) est constituée du Complexe ophiolitique d'Orford-Chagnon, du Complexe d'Ascot et des unités sédimentaires du Mélange de Saint-Daniel et du Groupe de Magog lesquelles furent toutes accrétées à la marge Laurentienne (zone de Humber) lors de

l'orogénie taconienne (St-Julien et Hubert, 1975; Pinet et Tremblay, 1995). Le Complexe ophiolitique d'Ordord-Chagnon (Brodeur et Marquis, 1995) consiste en un assemblage de roches ultramafiques, volcaniques et intrusives mafiques et felsiques surmontés par un mince couvert sédimentaire. De la base vers le sommet, on y retrouve des mélanges ophiolitiques, des dunites et pyroxénites serpentinisées, des gabbros et des basaltes coussinés. Le Complexe d'Ascot est divisé en trois domaines lithotectoniques (Sherbrooke, Eustis et Stoke) et fut interprété comme résultant d'un collage tectonique d'assemblage volcano-plutonique et volcano-sédimentaire avec des sédiments pélitiques (Tremblay, 1992). Le Complexe ophiolitique d'Orford est séparé du Complexe d'Ascot par le Mélange de Saint-Daniel et le Groupe de Magog lesquels furent respectivement interprétés comme un prisme d'accrétion océanique et un bassin avant-arc (St-Julien et Hubert, 1975; Cousineau, 1990; Tremblay et al., 1995). Le Groupe de Magog affleure principalement dans le synclinorium de Saint-Victor et est constitué de conglomérats, de schistes ardoisiers, de siltstones et de tuffs alors que les mudstones à cailloux olistolotiques et les shales du Mélange de Saint-Daniel encerclent les complexes ophiolitiques et d'arcs volcaniques. Le synclinorium de Saint-Victor est formé de plis ouverts et serrés à plongé nord-est et sud-ouest et fréquemment déversés vers le nord-ouest. Les relations structurales avec les unités sus-jacentes post-ordoviciennes suggèrent que la déformation du Mélange de Saint-Daniel et du Groupe de Magog soit associée à l'orogénie Acadienne du Dévonien (Tremblay, 1992; Tremblay et al., 2000). Le Groupe de Glenbrooke et la Formation de Lac Aylmer, du Silurien Tardif à Dévonien Précoce, sont constitués de roches sédimentaires clastiques et carbonatées, sub-aériennes à marines profondes avec localement des masses récifales (Lavoie et Bourque, 1992) et surmonte un hiatus temporel au sommet du Groupe de Magog dans la partie centrale de synclinaux régionaux (e.g., synclinal du Lac Memphrémagog; Boucot et Drapeau, 1968). Le Complexe d'Ascot est limité, au nord-ouest, par la faille de la Rivière Magog et au sud-est, par la faille de La Guadeloupe (Tremblay, 1992). Ces deux dernières sont des failles inverses, pentées vers le sud-est et à rejet vers le nord-ouest. La majorité des contacts entre les unités sédimentaires et volcaniques du Complexe d'Ascot sont également interprétés comme des failles.

Le synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé

Les roches du Silurien Tardif et Dévonien de la Ceinture de Gaspé affleurent au sud-est de la faille de La Guadeloupe, à l'intérieur du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé. Les unités rocheuses sont séparées en quatre assemblages, ce sont, de la base au sommet : la Formation de Lac Lambton avec des conglomérats de base, des carbonates marins peu profonds et des roches siliciclastiques (Lavoie et Bourque, 1992); les calcaires et shales de la Formation d'Ayers Cliff; l'épaisse succession à turbidites de la Formation de Compton; et les grès quartzo-feldspatiques et basaltes de la Formation de Frontenac (Chevé, 1978; Slivitsky et St-Julien, 1987). Les éléments structuraux du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé consistent en des plis précoces à vergence nord-ouest sur lesquels sont progressivement superposés, dans le secteur méridional, des plis à vergence sud-est. Dans le secteur oriental du synclinorium, la faille de la Rivière Victoria est un plan de chevauchement dirigé vers le nord-ouest qui transporte les roches volcaniques de la Formation de Frontenac (Lafrance, 1995).

La zone de Dunnage- sous-zone de Mégantic

Des roches ayant des affinités avec la zone de Dunnage sont présentes au sud-est du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé (i.e., sous-zone de Mégantic de Tremblay et al., 1995). Les roches volcaniques mafiques et volcanoclastiques de la Formation de Clinton et le Mélange de Chesham ressemblent fortement aux roches de la zone de Dunnage à l'ouest du synclinorium de Connecticut valley-Gaspé (i.e., sous-zone d'Estrie-Beauce). Ces unités rocheuses affleurent dans l'anticlinorium de la Rivière Clinton dans le mur de la faille de Woburn, laquelle les met en contact avec la Formation de la Rivière Arnold du Massif de Chain Lakes à la frontière Québec-Maine. À l'extrémité orientale du transect, des roches plutoniques dévoiennes du Complexe du lac aux Araignées recoupent les roches de la Ceinture de Gaspé, de la zone de Dunnage et du Massif de Chain Lakes (Chevé, 1978).

Finalement, les intrusions Crétacé des Montéréggiennes sont présentes dans l'ensemble du transect. À l'exception du Mont Mégantic, lequel est constitué de granite, de syénite à quartz et de gabbro alcalin montrant de fortes similitudes avec les roches typiques des Séries de Magma de White Mountain (Bédard, 1987), toutes les autres Montéréggiennes ont des compositions saturées en silice et sous-saturées en alcalis (Philpotts, 1974) et sont associées avec des auréoles à hornfels et brèches.

Contraintes géochronologiques

Les contraintes temporelles sur l'âge des déformations et des événements métamorphiques dans les Appalaches du Québec furent principalement basées sur des données paléontologiques et stratigraphiques du domaine externe de la zone de Humber (Ordovicien Médian à Tardif; St-Julien et Hubert, 1975) et sur des données isotopiques K/Ar et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ provenant des Appalaches de la Nouvelle-Angleterre (voir la revue de Laird, 1988). Le long du transect, des données géochronologiques (Tableaux 1 et 2) furent obtenus des schistes des anticlinoria des Monts Sutton et Notre-Dame (voir la revue de Castonguay, 2000), du Complexe ophiolitique d'Orford (David et Marquis, 1993) et des domaines de Sherbrooke et de Stoke du Complexe d'Ascot (David et Marquis, 1993; Tremblay et al., 2000). Bon nombre d'âges furent également obtenus des intrusions Montéréggiennes (Eby, 1984; Foland et al., 1986).

Au sein de l'anticlinorium des monts Sutton, des résultats récents $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur des minéraux métamorphiques et syn-cinématiques associés à un événement de déformation vers l'arrière-pays ont donné des âges Silurien Tardif (Tableau 1; Castonguay, 2000). Au sud-est de la ligne Baie Verte-Brompton, une trondhjemite du Complexe ophiolitique d'Orford a généré un âge U-Pb sur zircon de 504 ± 3 Ma (David et Marquis, 1993)) et des âges de cristallisation de $441+7-12$ et 460 ± 3 Ma (U-Pb sur zircon dans des tuffs rhyolitiques; David et marquis, 1993; Tableau 2), 462.6 ± 1.1 et 461.9 ± 2.3 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite dans un granite; Tremblay et al., 2000) furent obtenus dans le Complexe d'Ascot. Dans la zone de Dunnage, les

fabriques structurales régionales et le métamorphisme de grade schiste vert dans des granites et tuffs cisaillés sont d'âge Dévonien (378 ± 2 Ma; Tremblay et al., 2000).

Sommaire tectonique

Le long du transect, la marge continentale de Laurentia ou la zone de Humber forme une succession classique d'avant- et d'arrière-pays avec des unités parautochtones et allochtones à roches carbonatées, clastiques et volcaniques qui furent déformées et métamorphosées lors de l'orogénie Taconienne à l'Ordovicien Médian à Tardif. L'orogénie Taconienne a résulté en la destruction de la marge continentale de Laurentia à la suite de l'accrétion d'unités à affinités océaniques (i.e., la zone de Dunnage; St-Julien et Hubert, 1975; Pinet et Tremblay, 1995). A l'intérieur de la zone de Humber, le métamorphisme régional taconien augmente vers le sud-est et culmine au faciès schiste vert supérieur-amphibolite inférieur dans la partie interne de l'anticlinorium des Monts Sutton (Colpron, 1990, Rickard, 1991). L'évolution structurale implique un stage précoce, taconien, d'empilement de nappes vers l'avant-pays et un stage tardif de rétrochevauchements et de plis déversés vers l'arrière-pays et des failles normales le tout culminant dans l'effondrement extensionnel du biseau orogénique (Castonguay, 2000) et la création de bassins successeurs le long de la Ceinture de Gaspé lors de l'intervalle Silurien-Dévonien précoce. Par la suite, les zones de Humber et de Dunnage furent variablement déformées par l'orogénie Acadienne du Dévonien Médian terminal à Tardif laquelle est également tenue comme responsable du métamorphisme régional au grade de schiste vert et des déformations de la Ceinture de Gaspé (Pinet et Tremblay, 1995). L'orogénie Acadienne résulte de la fermeture des bassins arrière-arc taconiens lors de l'accrétion du terrane Avalon à la marge de Laurentia (Williams et Hatcher, 1982).

Remerciements

Nous tenons à remercier Ruth Boivin, Luce Dubé et Kathleen Lauzière pour la préparation de la carte digitale. Jean Bédard est également sincèrement remercié pour sa revue critique détaillée et des plus utile.

General References Générales

Abdel-Rahman, A. F. M., and Kumarapeli, P. S.

1999: Geochemistry and petrogenesis of the Tibbit Hill metavolcanic suite of the Appalachian fold belt, Quebec-Vermont: A plume-related and fractionated assemblage: American Journal of Science, v. 299, p. 210-237.

Bédard, J. H., Ludden, J., and Francis, D.

1987: The Mégantic intrusive complex of Québec: A study of the derivation of silica oversaturated anorogenic magmas of alkaline affinity: Journal of Petrology, v. 28, p. 355-388.

Boucot, A. J., and Drapeau, G.

1968: Les roches siluro-dévonniennes du lac Memphrémagog et roches équivalentes dans les Cantons de l'est : Ministère des ressources naturelles du Québec, ES 001, 46 p., map 1607, scale 1/63 360, and map 1607-a, scale 1/760 320.

Bourque, P., Brisebois, D., and Malo, M.

1995: Gaspé Belt, in Williams, H., ed., Geology of the Appalachians-Caledonian Orogen in Canada and Greenland: Geological Survey of Canada, Geology of Canada, v. 6, p. 316-351.

Castonguay, S.

2000: Évolution tectonique et géochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la zone de Humber interne, Appalaches du sud du Québec : Ph.D. thesis, INRS-Géoressources/Université de Nice-Sophia Antipolis, 268p.

Clark, T. H.

1972: Région de Montréal: Ministère des richesses naturelles du Québec, RG 152, 244p.

1936: A lower Cambrian series from southern Quebec: Royal Canadian Institute, v. 21, p. 135-151.

Colpron, M.

1990: Rift and collisional tectonics of the Eastern Townships Humber zone, Brome Lake area, Québec M.Sc. thesis: Burlington, Vermont, University of Vermont, 278p.

Cooke, H. C.

1950: Geology of a southwestern part of the Eastern Townships of Quebec : Geological Survey of Canada, Memoir 257, 142 p., map 994a, scale 1/126 720.

Cousineau, P. A.

1990: Le Groupe de Caldwell et le domaine océanique entre St-Joseph-de-Beauce et Ste-Sabine: Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MM 87-02.

David, J., and Marquis R.

1994: Géochronologie U-Pb dans les Appalaches du Québec : application aux roches de la zone de Dunnage : La revue géologique du Québec, v. 1, p. 10-15.

Eby, G. N.

1984: Geochronology of the Monteregian Hills alkaline igneous province, Québec : Geology, v. 12, p. 468-470.

Foland, K. A., Gilbert, L. A., Sebring, C. A., and Jiand-Feng, C.

1986: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages for plutons of the Monteregian Hills, Québec : Evidence for a single episode of Cretaceous magmatism : Geological Society of America Bulletin, v. 97, p. 966-974.

Globensky, Y.

1987: Géologie des Basses-Terres du Saint-Laurent : Ministère des ressources naturelles du Québec, MM 85-02. 70 p., map 1999, scale 1/250 000.

Knight, I., James, N.P., and Lane, T.

1991 The Ordovician St. George Unconformity, northern Appalachians: the 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.

Laird, J.

1988 : Arenig to Wenlock age metamorphism in the Appalachians, in Harris, A. L., and Fettes, D. J., eds., The Caledonian-Appalachian Orogen: Geological Society Special Publication 38, p. 311-345.

Lavoie, D.

1997: Cambrian-Ordovician slope conglomerates in the Humber Zone, Quebec Reentrant: In Current Research 1997-D, Geological Survey of Canada, p. 9-20.

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

Lavoie, D., and Bourque, P.-A.

1992 : Stratigraphy, paleoenvironmental evolution and regional significance of the Silurian Lake Aylmer-Lake Saint-François belt, eastern Townships, Québec: Atlantic Geology, v. 28, p. 243-255.

Marquis, R.

1987: Géologie de la région de Richmond: Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 87-31, 82p.

Philpotts, A. R.

1974: The Monteregian Province: in Sorensen, H. ed., The Alkaline Rocks, John Wiley & Sons, London, U.K., p. 293-310.

Pinet, N., Tremblay, A.

1995: Tectonic evolution of the Quebec-Maine Appalachians: from oceanic spreading to obduction and collision in the northern Appalachians: American Journal of science, v. 295, p. 173-200.

Pinet, N., Tremblay, A., and Sosson, M.

1996: Extension versus shortening model for hinterland-directed motions in the southern Québec Appalachians: Tectonophysics, v. 267, p. 239-256.

Rickard, M. J.

1991: Stratigraphy and structural geology of the Cowansville-Sutton-Mansonville area in the Appalachians of southern Quebec : Geological Survey of Canada, paper 88-27, 67p.

Simonetti, A., and Doig, R.

1990: U-Pb and Rb-Sr geochronology of Acadian plutonism in the Dunnage zone of the southeastern Quebec Appalachians, Canadian Journal of Earth Sciences, v. 27, p. 881-892.

Slivitzky, A., and St-Julien, P.

198 : Compilation géologique de la région de l'Estrie-Beauce : Ministère des ressources naturelles du Québec, MM 85-04. 48 p., map 2030, scale 1/250 000.

St-Julien, P.

1966: Région d'Orford-Sherbrooke : Ministère des Richesses Naturelles du Québec, map 1619, scale 1/50 000.

St-Julien, P., and Hubert, C.

- 1975: Evolution of the Taconian Orogen in Quebec Appalachians: American Journal of Science, v. 275A, p. 337-362.

Tremblay, A.

- 1992: Géologie de la Région de Sherbrooke (Estrie) : Ministère des ressources naturelles du Québec, ET 90-02, 80 p., maps 2147 A and B, scale 1/20 000.

Tremblay, A., Ruffet, G., and Castonguay, S.

- 2000: Acadian metamorphism in the Dunnage zone of southern Quebec, northern Appalachians : $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for collision diachronism : Geological Society of America Bulletin, v. 112, p. 136-146.

Tremblay, A., Malo, M., and St-Julien, P.

- 1995: Dunnage zone-Québec, in Williams, H., ed., Geology of the Appalachians-Caledonian Orogen in Canada and Greenland: Geological Survey of Canada, Geology of Canada, v. 6, p. 179-187.

Wanless, R. K., Stevens, R. D., Lachance, G. R., and Edmonds, C. M.

- 1968: Age determinations and geological studies : Geological Survey of Canada, Paper 62-2 (part A).

Williams, H., and Hatcher, Jr., R. D.

- 1982: Suspect terranes and accretionary history of the Appalachian Orogen: Geology, v. 10, p. 530-536.

Williams, H., and St-Julien, P.

- 1982: The Baie Verte-Brompton line – Early Paleozoic continent-ocean interface in the Canadian Appalachians: Geological Association of Canada, Special Paper 24, p. 177-208.

Map Sheet Références Par Feuillet NTS

31H06 ST-JEAN-RICHELIEU

Barton, E. S.

- 1973: The significance of Rb-Sr and K-Ar ages of selected sedimentary rock units, Eastern Townships, Quebec: M.Sc. thesis, McGill University, 86p.

Clark, T. H.

- 1955: Région de St-Jean - Beloeil: Ministère des ressources naturelles du Québec, RG 066. 99 p., maps 847 and 848, scale 1/63 360.

Globensky, Y.

- 1985: Géologie des Régions de St-Jean (partie nord) et de Beloeil : Ministère des ressources naturelles du Québec, MM 84-03. 106 p., maps 1994 and 1995, scale 1/63 360.

- 1981: Région de Lacolle - Saint-Jean (s) : Ministère des ressources naturelles du Québec, RG 197. 197 p., maps 1956 and 1957, scale 1/63 360.

Hubert, C.

- 1973: Geological report on the southwestern part of the Quebec Appalachians and of the St. Lawrence lowlands : Ministère des ressources naturelles du Québec, GM 29989. 22 p., 3 maps.

- 1972: Rapport géologique de la région limitrophe des Basses Terres du St-Laurent - Appalaches et tableau des unités stratigraphiques : Ministère des ressources naturelles du Québec, GM 28888. 29p., 11 maps.

MRNQ.

- 1998: St-Jean sur Richelieu – 31h06 : Ministère des ressources naturelles du Québec, map si-31h06-c3g-99f, scale 1:50 000.

31H07 GRANBY

Clarke, T.H.

1977: Région de Granby (W): Ministère des ressources naturelles du Québec, RG 177, 109 p., map 1869, scale 1/63 360.

Cooke, H. C., Eakins, P R., and Tiphane, M.

1962: Shefford map-area (Comtés de Shefford et de Brome) : Ministère des ressources naturelles du Québec, DP 187, 147 p., 1 map, scale 1/31 680.

Hubert, C.

1973: Geological report on the southwestern part of the Quebec Appalachians and of the St. Lawrence lowlands : Ministère des ressources naturelles du Québec, GM 29989, 22 p., 3 maps.

1972: Rapport géologique de la région limitrophe des Basses Terres du St-Laurent - Appalaches et tableau des unités stratigraphiques : Ministère des ressources naturelles du Québec, GM 28888, 29 p., 11 maps.

MNRQ.

1998: Granby – 31h07 : Ministère des ressources naturelles du Québec, map si-31h07-c3g-98e, scale 1:50 000.

Pouliot, G., and Valiquette, G.

1977: Géologie des monts Brome et Shefford : Ministère des ressources naturelles du Québec, ES 028, 99 p., maps 1894 and 1895, scale 1/12 000.

SOQUIP.

1984: Carte structurale du Trenton autochtone : Société Québécoise d'Initiative Pétrolière, DP-84-31, scale 1/250 000.

1984: Carte structurale du socle (Basses Terres du St-Laurent) : Société Québécoise d'Initiative Pétrolière, DP-84-32, scale 1/250 000.

31H08 MONT ORFORD

Boucot, A. J., and Drapeau, G.

1968: Les roches siluro-dévonniennes du lac Memphrémagog et roches équivalentes dans les Cantons de l'est : Ministère des ressources naturelles du Québec, ES 001, 46 p., map 1607, scale 1/63 360, and map 1607-a, scale 1/760 320.

Brodeur, E., and Marquis, R.

1995: Géologie de la région d'Orford : Ministère des ressources naturelles du Québec, ET 93-06, 76 p., 1 map, scale 1/20 000.

De Romer, H. S.

1958: Rapport préliminaire sur la région du lac Orford, districts électoraux de Brome, Shefford et Sherbrooke : Ministère des ressources naturelles du Québec, RP 372, 12 p., map 1228, scale 1/12 000.

1957: Rapport préliminaire sur la région de St-Etienne de Bolton, districts électoraux de Brome et de Shefford : Ministère des ressources naturelles du Québec, RP 344, 9 p., map 1171, scale 1/12 000.

MNRQ.

1998: Mont Orford – 31h08 : Ministère des ressources naturelles du Québec, 4 maps si-31h08a,b,c,d-c4g-99a, scale 1:20 000.

Osberg, P. H.

- 1965: Structural geology of the Knowlton – Richmond area, Quebec : Geological Society of America bulletin, v. 76, p. 223-250.

Rose H.

- 1993: Stratigraphy, characterization of metavolcanic rocks, and structural evolution, in a cross section through the taconide zone, internal domain, Eastern Townships, southern Quebec : regional implications : M.Sc. Thesis, University of Vermont, 276 p.

Sharpe, J. I.

- 1960: Rapport préliminaire sur la région de Stukely, districts électoraux de Shefford et de Stanstead : Ministère des ressources naturelles du Québec, RP 422, 14 p., map 1329, scale 1/12 000.

St-Julien, P.

- 1963: Rapport préliminaire sur la région de St-Elie-d'Orford, comtés de Sherbrooke et de Richmond : Ministère des ressources naturelles du Québec, RP 492, 14 p., map 1466, scale 1/12 000.

- 1961: Rapport préliminaire sur la région du lac Montjoie, comtés de Sherbrooke, de Richmond et de Stanstead : Ministère des ressources naturelles du Québec, RP 464, 15 p., map 1402, scale 1/12 000.

21E/05 SHERBROOKE**De Romer, H. S.**

- 1980: Région de Baie Fitch - lac Massawippi : Ministère de l'Énergie et Ressources du Québec, RG 196, 63 p., maps 1951 and 1952, scale 1/20 000.

St-Julien, P . and Lamarche, R. Y.

- 1965 : Géologie de la région de Sherbrooke, comté de Sherbrooke : Ministère des Richesses Naturelles du Québec, RP 530, 36 p., maps 1565 and 1566, scale 1/12 000.

Tremblay, A.

- 1992: Géologie de la Région de Sherbrooke (Estrie) : Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, ET 90-02, 80 p., maps 2147 A and B, scale 1/20 000.

- 1989: Géologie structurale et géochimie des roches volcaniques et sédimentaires du complexe d'Ascot, Sherbrooke, Québec, Canada : Ph.D. thesis, Université Laval, 177 p.

21E/06 LA PATRIE ET 21E/07 WOBURN**Chevé, S. R.**

- 1990: Etude tectonostratigraphique, pétrologique et métallogenique de la région de lac mégantic : Ph.D. thesis, école polytechnique, 921 p.

- 1978: Région du sud-est des Cantons de l'est (comté de Mégantic - Compton) - Rapport intérimaire : Ministère des Richesses Naturelles du Québec, DP 613, 83 p., 1 map, scale 1/50 000.

- 1976: Géologie de la région de Notre-Dame-des-Bois - Chartierville (comtés de Mégantic et de Compton) : Ministère des Richesses Naturelles du Québec, DPV 512, 15 p., 1 map, scale 1/50 000.

Lafrance B.

- 1995 : Nouvelles données stratigraphiques et structurales dans la partie sud-est du synclinorium de Connecticut Valley - Gaspé, Appalaches du sud du Québec : M.Sc. thesis, INRS-Géoressources, 58 p.

Marleau, R. A.

1968 : Région de Woburn - Mégantic-est - Armstrong, comtés de Frontenac et de Beauce :
Ministère des Mines du Québec, RG 131, 60 p., maps 1612 and 1613, scale 1/63 360.

**SUCCESSIONS QUATERNAIRES DE LA RÉGION DES
BASSES LAURENTIDES, OUEST DE MONTRÉAL**

Martin Ross et Andrée Bolduc

Centre Géoscientifique de Québec

Bienvenue au volet Quaternaire dans les basses Laurentides offerte dans le cadre de l'excursion NATMAP 2000. Le bassin de la Mer de Champlain (Elson, 1969a et b; Prichonnet, 1977; 1988; Richard, 1984), les Collines d'Oka (Hillaire-Marcel, 1974; Hillaire-Marcel *et al.*, 1974; Prichonnet, 1977; Lévesque, 1982), la région de Mirabel (Kugler-Gagnon, 1974; Guimont, 1975; St-Onge, 1979; plusieurs rapports internes non publiés) ont une histoire quaternaire riche et intéressante. Cette région a fait l'objet de beaucoup d'études il y a 25-30 ans, entre autres avec la découverte de rivages champlainiens à la faune diversifiée et la campagne étendue de forages en vue de l'implantation de l'aéroport de Mirabel. Puis l'intérêt s'est déplacé vers Pointe-Fortune (Veillette et Nixon, 1984; Anderson *et al.*, 1990) et à juste titre, puisqu'il s'agit là du seul site sangamonien connu des basses-terres du Saint-Laurent.

Ce volet fut initialement présenté dans le cadre d'une excursion de l'AQQUA (Montréal 2000) nous permet d'offrir une sélection de sites du sud-ouest québécois. Le panorama géomorphologique offre également de beaux points de vue qui seront admirés tout le long du trajet. La plupart des sites de l'excursion sont des "travaux en cours". Ces travaux sont intégrés aux projets AFSOQ et CartNat-Montréal (*Aquifères fracturés du sud-ouest du Québec*; transect Montréal du programme de Cartographie National *Ponts géologiques dans l'Est du Canada*; deux projets de la Commission géologique du Canada).

INTRODUCTION

La région comprise entre Lachute et Saint-Eustache, à l'ouest et au nord de Montréal, a été entièrement recouverte par les glaciers wisconsiniens et la Mer de Champlain. Le paysage est donc en grande partie le résultat du façonnement des glaciers, de la sédimentation marine et des processus fluviatiles, bien qu'une partie du relief soit contrôlé par la nature lithologique et la structure du substratum rocheux. Au sud de la Rivière du Nord, où se déroulera l'excursion, le relief régional est une plaine, faiblement inclinée vers la Rivière des Outaouais, dans laquelle de nombreux chenaux ont été incisés. Des dorsales rocheuses soulignées par la présence de till remanié percent la surface à plusieurs endroits. Les Collines d'Oka forment un relief de plus de 150 m au-dessus de la plaine environnante, le plus haut sommet étant le Mont Saint-Alexis, à 249 m anm.

Au sud de la Rivière du Nord, le roc appartient à la province géologique des Basses-Terres du Saint-Laurent, à l'exception des Collines d'Oka qui forment une fenêtre précambrienne (Fig. 1). Les groupes de Potsdam (grès cambrien) et de Beekmantown (dolomie ordovicienne) forment des surfaces plates à légèrement inclinées qui affleurent très peu. La fenêtre précambrienne (anorthosite, gabbro, gneiss, quartzite et marbre) est percée d'une intrusion de carbonatite crétacée associée à la mise en place des Montérégiennes. Les affleurements sont nombreux dans les Collines d'Oka. Les stries sont toutefois peu abondantes autant dans les Basses-Terres que sur les roches précambriques. Il est cependant possible de déduire des phases d'écoulement qui ont gravé ces stries. Les formes fuselées présentes dans la région renforcent la séquence suggérée.

La séquence des écoulements glaciaires proposée par Prichonnet (1977) débute par un écoulement important vers le sud-est suivi d'un réajustement tardif vers le sud-ouest. Des variations dans l'orientation des stries SO (de sud-sud-ouest dans la région de Laval à ouest-sud-ouest en bordure des Laurentides) suggéraient que les écoulements vers le sud-ouest étaient tardifs et représentaient un ajustement d'une glace plus mince à la topographie, les écoulements vers l'ouest-sud-ouest étant influencés par la dépression du bassin des Grands Lacs. Lévesque (1982), en plus des écoulements vers le sud-est et vers le sud-ouest, rapporte une troisième direction d'écoulement glaciaire de moindre importance vers l'est pour laquelle il n'a pu établir de chronologie. Nos observations confirment la chronologie établie et nous permettent de suggérer que l'écoulement vers le sud-ouest correspond à la déglaciation, tandis qu'un réajustement dû à l'ouverture des Grands Lacs serait marqué par une troisième famille de stries

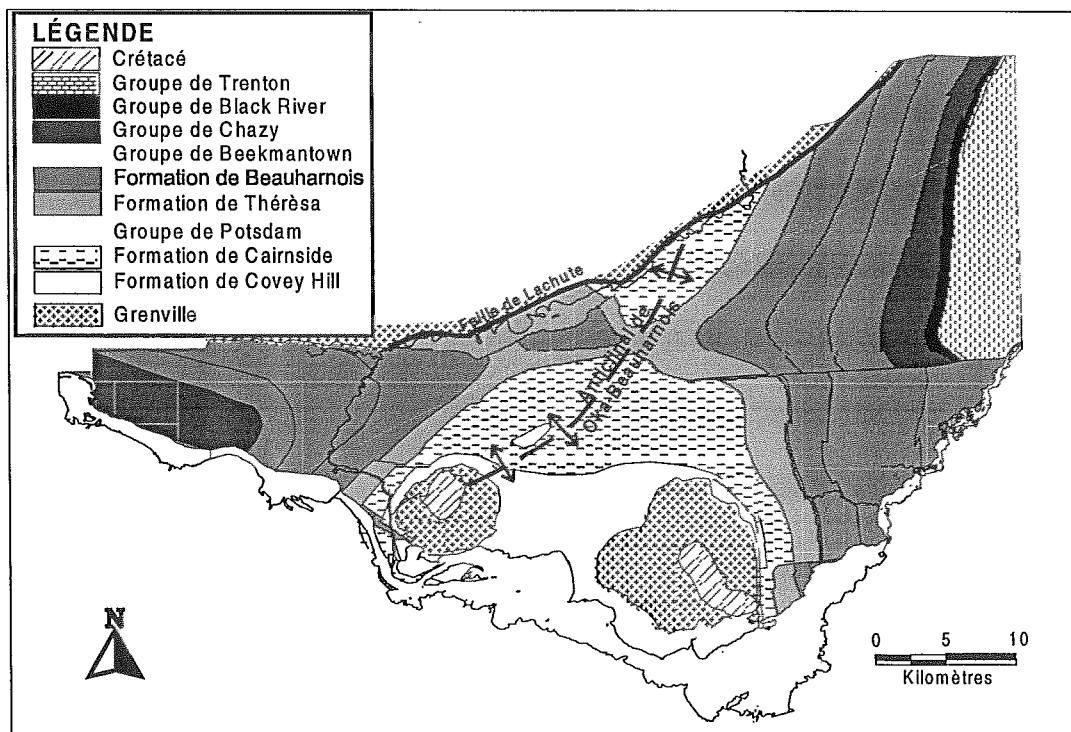


Figure 1 : Carte de la géologie du socle au nord de l'Outaouais dans la région de Lachute-Oka. Modifié de Savard *et al.*, 2000

orientées vers l'ouest.

Sur le roc, strié ou non, on trouve une partie de la séquence stratigraphique tard-wisconsinienne (Fig. 2). En forage, il arrive de rencontrer des unités granulaires sous le till supérieur (Maranda, 1977; St-Onge, 1979), mais les corrélations stratigraphiques ne sont pas établies. En coupe, mis à part le site de Pointe-Fortune sur la rive sud de l'Outaouais, aucun site de sédiments anciens n'est connu. On peut toutefois utiliser la séquence composite des basses-terres du Saint-Laurent (Fig. 3) pour situer les unités présentes dans la région.

Le till inférieur trouvé à Pointe-Fortune et appelé Till de Rigaud par Anderson *et al.* (1990) serait illinoien, tandis que la Formation de Pointe-Fortune (Anderson *et al.*, 1990) daterait du Sangamonien inférieur. Entre la Formation de Pointe-Fortune et le Sable de Carillon (Anderson *et al.*; 1990) il existe un hiatus important dont une partie est comblée par les unités anciennes trouvées en Mauricie (Fig. 3). Le Sable de Carillon (équivalent au Sable des Vieilles-Forges) est surmonté à Pointe-Fortune d'un till (Border Till d'Anderson *et al.*; 1990) représentant la glaciation du Wisconsinien.

En surface (Fig. 2), ce till supérieur régional est partiellement recouvert d'une séquence marine champlainienne, argile et silts de sédimentation profonde et des sables littoraux, l'un et l'autre fossilifères par endroit. Cette séquence est érodée en partie par la mise en place du système fluvial des rivières du Nord et de l'Outaouais lors du relèvement isostatique. Des dunes se sont développées sur certaines surfaces sableuses, principalement le long de la Rivière du Nord et dans la région d'Oka.

Le till supérieur est l'équivalent du Till de Gentilly (Mauricie) et recouvre une grande partie de la région. Le till en surface a été remanié par les courants et les vagues de la Mer de Champlain, de sorte que la matrice a été enlevée, ne laissant à certains endroits que les blocs les

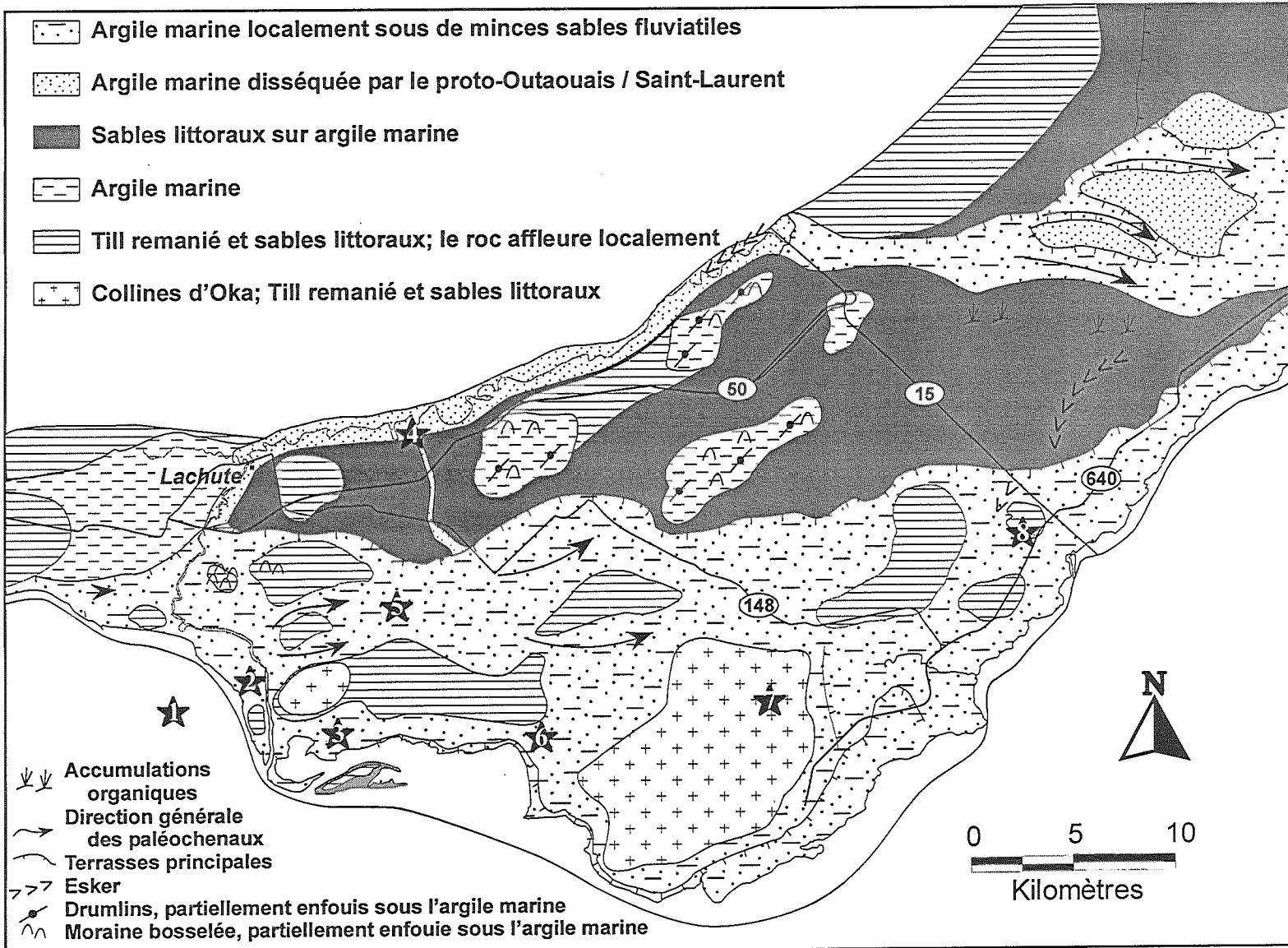


Figure 2 : Schéma cartographique de la géologie des formations superficielles au nord de l'Outaouais dans la région de Lachute-Oka. Modifiée de Savard *et al.*, 2000. Les sites d'excursion sont localisés par des étoiles numérotées.

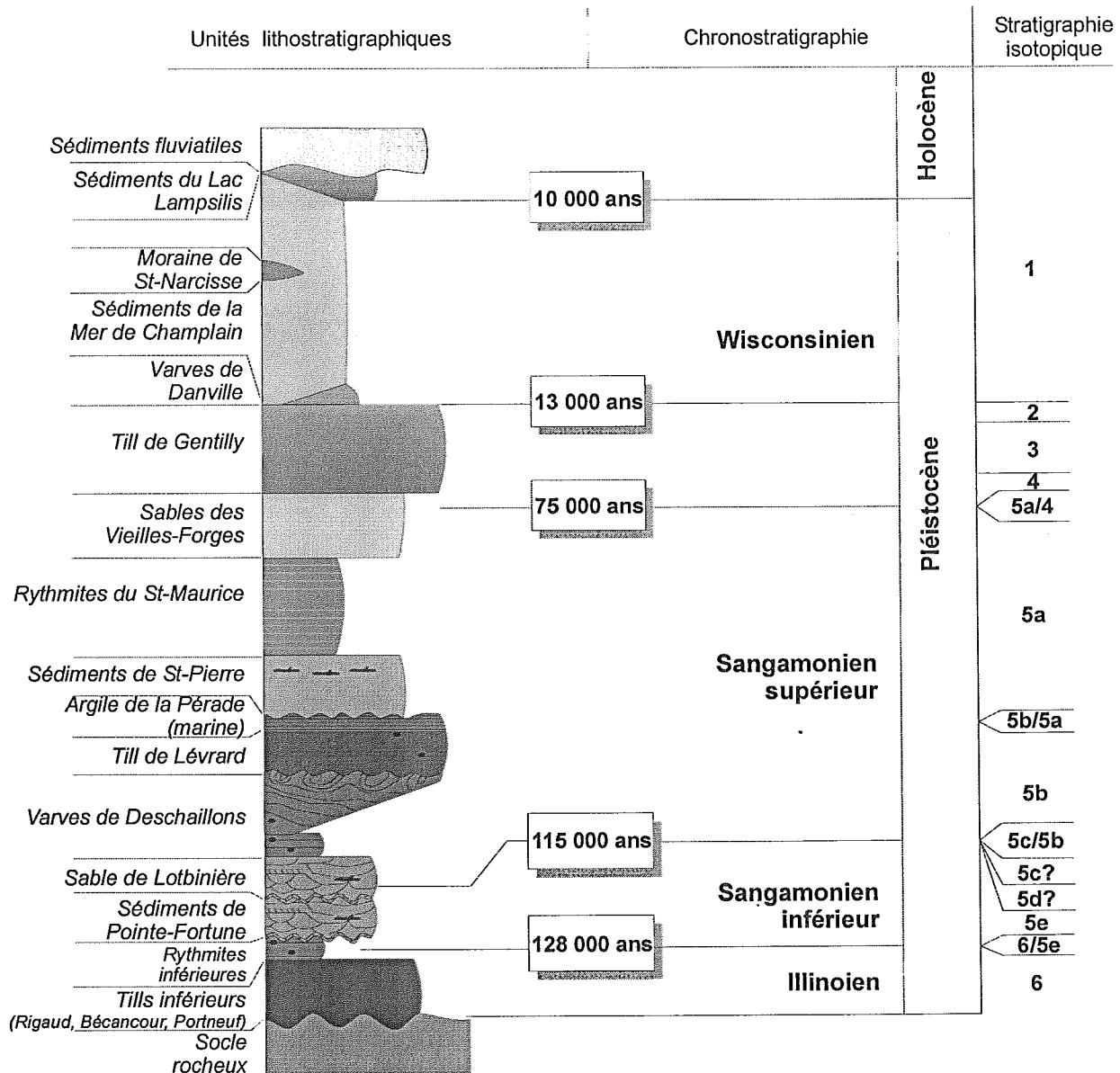


Figure 3 : Stratigraphie composite des basses-terres du Saint-Laurent. Modifiée de Occhietti et al., (1996) et Parent et al., (1998)

plus gros, tandis qu'à d'autres, un gravier anguleux, parfois fossilifère, est préservé, par exemple dans les Collines d'Oka. En coupe, il est possible de voir le remaniement du till sur les premiers 50-75 cm, alors que le reste de la séquence est non-remanié. Les zones de till sont associées soit à la présence de formes fuselées, soit à la présence de roc peu profond. Le till est très variable en composition et texture selon le roc sous-jacent. Il peut être très compact et massif. On trouve facilement des cailloux précambriens dans ce till, bien que les pourcentages soient parfois assez faibles. La lithologie des cailloux reflète cependant rapidement les changements de lithologie dans le roc.

Les sédiments fluvioglaciaires sont présents principalement dans les Laurentides, ainsi qu'à l'esker de Sainte-Thérèse et au site de Pointe-au-Sable. En forage, on rencontre parfois une unité graveleuse sous les argiles marines dont l'origine est vraisemblablement fluvioglaciaire. L'esker de Sainte-Thérèse était (il a été presqu'entièrement excavé pour ses granulats) une crête sinuuse de 10-15 mètres de hauteur dont la partie supérieure était fossilifère et dont certains lits étaient basculés (Prichonnet, 1988). Hillaire-Marcel (1974), suivant Elson (1962), avait proposé que cette crête soit une construction glaciomarine. Sans écarter entièrement cette hypothèse pour certains tronçons, Lévesque (1982) suggère plutôt qu'il s'agit d'un esker, tout comme Prichonnet (1988). Les structures sédimentaires dans le peu de coupes encore présentes suggèrent qu'il s'agit bien d'un esker. Quant à la séquence fluvioglaciaire de Pointe-au-Sable, elle semble avoir été mise en place dans un environnement d'épandage subaquatique glaciolacustre.

La présence d'un lac proglaciaire antérieur à l'invasion marine avait été remise en question par Lévesque (1982) parce que des faunes marines étaient présentes immédiatement sus-jacentes à des sédiments glaciaires à Sainte-Thérèse. Toutefois, la coupe de Pointe-au-Sable montre clairement qu'un bref épisode lacustre (présence de *Candonia subtriangulata* dans les silts

inférieurs de la coupe, juste au-dessus de la séquence fluvioglaciaire) a précédé l'invasion marine. Toutefois, puisque le site de Sainte-Thérèse est plus au nord que Pointe-au-Sable, il est possible qu'à Sainte-Thérèse, le milieu marin ait succédé directement au milieu glaciaire.

Le milieu marin est sans aucun doute l'élément dominant de la région. La sédimentation en eau profonde a laissé des épaisseurs de sédiments pouvant aller jusqu'à 90 m (ministère de l'Environnement du Québec, banque de données des puisatiers) d'argilo-silts massifs à laminés, fossilifères à stériles. Une caractéristique intrigante de ces sédiments est l'alternance à certains endroits de bandes d'argile rouge (brun rosâtre à rouge) avec des bandes d'argile grise (gris-verdâtre à gris).

Teller et Thorleifson (1987) proposent que ces argiles rouges proviennent du bassin du Lac Supérieur, transportées lors de drainages catastrophiques épisodiques du Lac Agassiz. L'argile rouge, qui est retrouvée à divers endroits dans la région de Montréal, ne semble toutefois pas avoir une composition minéralogique très différente de l'argile grise (Prichonnet, 1988), et certainement, le nombre élevé de ces bandes au site de Pointe au Sable exclut cette possibilité. Gadd (1986) suggère que les bandes rouges indiquent une forte concentration d'oxyde de fer dans la fraction $<4 \mu\text{m}$, et que l'alternance de bandes rouges et grises serait en fait due à une différence granulométrique, les grains légèrement plus grossiers gris "noyant" la couleur rouge des grains plus fins. Les analyses effectuées sur 3 argiles rouges et 3 argiles grises de la région d'Oka ne montrent aucune différence systématique dans la granulométrie. Les observations de terrain montrent toutefois que les argiles rouges exposées en coupe sont plus molles que les argiles grises. Ces argiles rouges semblent également plus souvent localisées près du contact inférieur avec le till (Fig. 4). Il y a là un problème non-résolu à ce jour et qui mériterait une attention particulière.

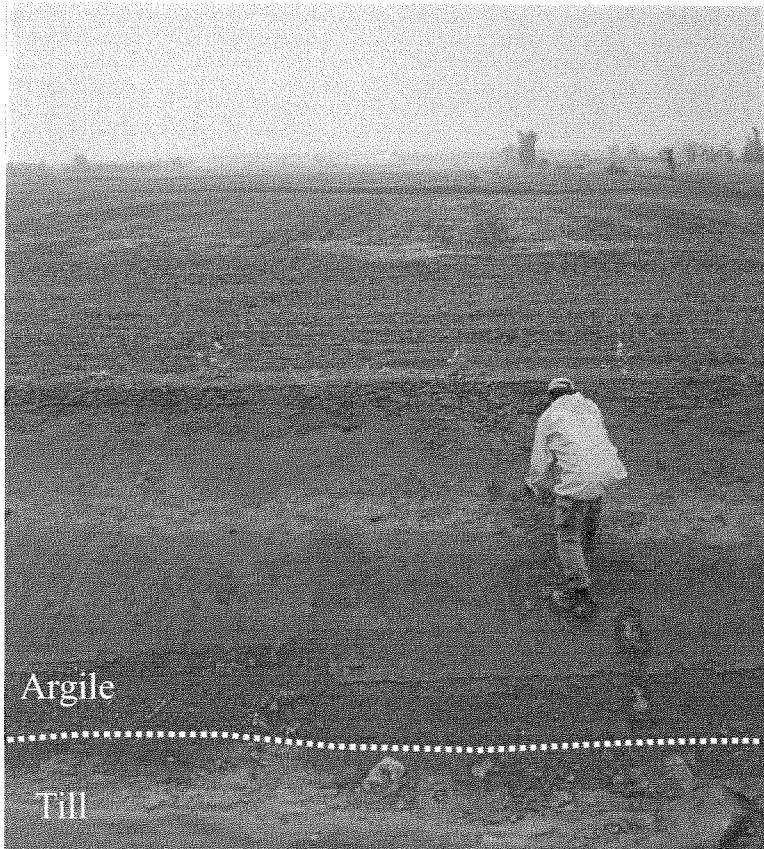


Figure 4 : Coupe d'environ 2 m d'argile sur un till gris. Noter la présence d'argile rouge près du contact avec le till. Localisation : environ 2 km au nord de Saint-Janvier.



Figure 5 : Le Grand Coteau, à Saint-Hermas. La surface supérieure est à 70 m d'altitude, tandis que la plaine est à 50 m. Noter le ravinement important et l'érosion en pied de talus.

Les argilo-silts de la Mer de Champlain forment des surfaces plates à légèrement inclinées, fortement entaillées par l'incision du système fluvial, par le ravinement ou par des glissements de terrain. De petites plages et levées alluviales peuvent être présentes, tandis qu'à certains endroits, une couverture de quelques mètres de sables régressifs ou fluviatiles est présente. Ces sables ont été abondamment exploités et plusieurs anciennes sablières, grâce à la présence des argiles sous-jacentes, sont maintenant recyclées en bassin de décantation. Là où la plaine argileuse a été fortement entaillée par l'érosion fluviale (Grand Coteau) le ravinement de la surface supérieure a formé des cônes de déjection assez importants à la base du talus (Fig. 5).

Dans la région, l'altitude maximale de la Mer de Champlain est fixée à 251 m (Prichonnet, 1977). De nombreuses zones délavées autour de cette altitude sont présentes dans les Laurentides, ce qui supporte cette interprétation d'un si haut niveau marin. Prichonnet (1977) considère que les Collines d'Oka ont complètement été recouvertes par la Mer de Champlain alors que Lévesque (1982) soutient que la plage la plus élevée au Mont Saint-Alexis (190 m) représente le niveau maximum de l'invasion marine. Ce dernier suggère toutefois qu'une reconstruction de l'altitude maximale du plan d'eau par relation géométrique à partir du Mont Royal donnerait plutôt une altitude de 212 m anm. Le sommet du Mont Saint-Alexis n'est pas recouvert de sédiments. Ceux-ci peuvent avoir été complètement enlevés par l'action des courants marins et des vagues, le niveau de 190 m représentant une certaine stabilisation d'un rivage champlainien pendant la régression. La régression marine est bien marquée dans les Collines d'Oka. Des cordons littoraux (site 7 à 99 m anm) sont présents entre 190 m et 75 m (Lévesque, 1982). Sous cette altitude, les cordons ne sont pas fossilifères. Des fossiles peuvent être trouvés sous cette altitude, mais ils sont alors associés à un plan d'eau plus élevé.

L'épisode marin dans la région semble avoir débuté vers 11,400 ans BP (QU-51 à 11,370 ±

300 ans BP sur *Mytilus edulis* à Saint-Joseph-du-Lac, Hillaire-Marcel, 1974) et avoir perduré jusqu' vers 9,100 ans BP (QU-53 à 9,100 ± 300 sur *Hiatella*, *Macoma* et *Balanus* à Saint-Jérôme, Hillaire-Marcel, 1974). Mis à part les problèmes d'interprétation des datations au ^{14}C liés aux effets réservoirs, aux faunes d'eau froide, ou simplement dus à la façon de rapporter les dates par les différents laboratoires, il existe des problèmes d'interprétation des datations les plus jeunes dans la région. En effet, à Sainte-Thérèse, deux dates sur *Hiatella arctica* donnent 9,810 ± 110 (GSC-1941, Lowdon et Blake, 1975) stratigraphiquement sous 10,700 ± 210 (QU-75, Hillaire-Marcel, 1974). Même en ajoutant environ 410 ans à GSC-1941 (les dates provenant du laboratoire de la CGC étant corrigées pour l'effet réservoir des eaux marines, McNeely, comm. pers.), celle-ci (10,220 ± 110) demeure tout de même plus jeune que le faciès sus-jacent. Il est possible que des strates plus vieilles de cette crête ait été basculées par-dessus des plus jeunes, mais ceci aurait dû être détectable à la coupe même.

Lévesque (1982) propose, selon la courbe d'émergence établie pour la région, que le rivage marin le plus bas ait été construit vers 9,900 ans BP et que l'altitude de la terrasse de Rigaud (± 60 m, site 6) ait été atteinte vers 9,600 ans BP. Ceci vieillirait un peu cette terrasse, puisque Brown-Macpherson (1967; 1968) avait proposé 8,500 pour son édification. La datation de débris végétaux à Saint-Placide (environ 8,600 ans à 55 m anm) tend à confirmer l'hypothèse de Brown-Macpherson, bien qu'un environnement similaire à Sainte-Anne-des-Plaines à 62 m anm soit plus vieux (Bolduc et Ross, 2000). Il semble toutefois clair que sous l'altitude de 60 m, quel que soit l'âge de cette surface, les terrasses édifiées dans la région appartiennent plutôt au régime fluvial qu'au régime marin ou même lacustre. Les eaux des paléo-rivières des Outaouais et du Nord, entre autres, ont fortement remodelé ce qui était une plaine argileuse entrecoupée de crêtes de till. Les Collines d'Oka ont également joué un rôle important dans la canalisation des eaux

fluviales.

On sait que la Rivière des Outaouais a servi d'exutoire à plusieurs grands lacs proglaciaires, tels que le Lac Ojibway-Barlow (Veillette, 1994) et le lac Agassiz (Teller, 1988). Puisque le drainage du lac Agassiz ne s'est fait qu'épisodiquement à travers la Rivière des Outaouais, Teller (1988) avait suggéré que des évidences géomorphologiques ou autres de ce drainage "catastrophique" devraient être identifiables. Guilbault (1993) affirme cependant ne pas observer de changements dans la salinité qui seraient reflétés par les assemblages de foraminifères benthiques. Une décharge accrue à travers la Rivière des Outaouais pourrait être reconnaissable à certains sites-clés, par exemple, l'aval d'un seuil rocheux ayant contrôlé un certain niveau d'eau. Des graviers grossiers surmontant des argiles, de même que la présence de débris de fossiles dans un gravier grossier seraient témoins d'un événement particulier dans la séquence sédimentaire.

L'exondation des surfaces sableuses au fur et à mesure du retrait marin a permis de mettre à découvert de grandes zones ayant un fort potentiel pour le remaniement éolien. La vallée de la Rivière du Nord est certainement le plus bel exemple, quoique la plupart des grosses dunes aient été exploitées et ne soient plus visibles aujourd'hui. L'interprétation classique de la formation des dunes dans les basses-terres du Saint-Laurent implique une période d'éolisation immédiatement après l'exondation et avant qu'un couvert végétal n'ait stabilisé les sédiments (Côté *et al.*, 1990). On sait toutefois que des périodes d'activité éolienne plus jeunes sont fréquentes, par exemple dans la région de Lotbinière (Filion, 1987). La seule façon de pouvoir, avec certitude, établir la période d'éolisation est de dater des paléosols enfouis sous les sédiments éoliens. Il semble bien qu'au moins une partie des dunes de la Rivière du Nord soit beaucoup plus jeune que l'exondation des surfaces. Guimont (1975) a mis à jour des sols perturbés par l'agriculture sous des dunes très récentes et on trouve à la sablière Hamel, un paléosol datant d'il

y a environ 2000 ans. Ces informations soulignent la fragilité des milieux formés par le vent. Si la couverture végétale est enlevée, soit par un feu de forêt, l'agriculture, la coupe sous les lignes de transport d'énergie, les activités récréatives (VTT) ou autres, les sédiments peuvent facilement et rapidement être remobilisés par le vent.

Finalement, la séquence stratigraphique de la région se complète par la présence de dépôts organiques somme toute peu importants dans la région. De petites tourbières, principalement dans les Collines d'Oka et dans les Laurentides, occupent des dépressions dans le till ou même la roche en place. Dans les basses-terres, d'anciens chenaux abandonnés sont également le site de dépôts organiques, mais qui n'ont pas actuellement la dynamique d'un milieu humide. Une tourbière de plus grande importance est présente au nord de l'aéroport de Mirabel. Des poches de marne y sont trouvées (Lévesque, 1982). Les dépôts organiques sus-jacents aux marnes dateraient d'environ 8,000 ans (Mott, 1972 dans Kugler-Gagnon, 1974) selon un estimé palynologique.

Les processus géomorphologiques encore actifs aujourd'hui sont principalement le ravinement dans les plaines argileuses et l'érosion en pied de pentes le long des principales rivières. On doit aussi noter les perturbations anthropiques importantes dont entre autres, l'excavation des matériaux sableux et l'arrachement de blocs dans les champs. Quelques difficultés particulières attendent la prochaine génération de cartographes dans ce secteur : l'épandage d'argile dans les champs et la construction de terrains de golf. En effet, l'argile qui est excavée des sites d'enfouissement est transportée et épandue dans plusieurs champs, couvrant le matériau de surface original, dans bien des cas du till remanié. Quant aux terrains de golf, plusieurs construits dans d'anciennes sablières, ils offrent un modèle "géomorphologique" artificiel pouvant rappeler de petits champs de dunes!

DESCRIPTION DES SITES

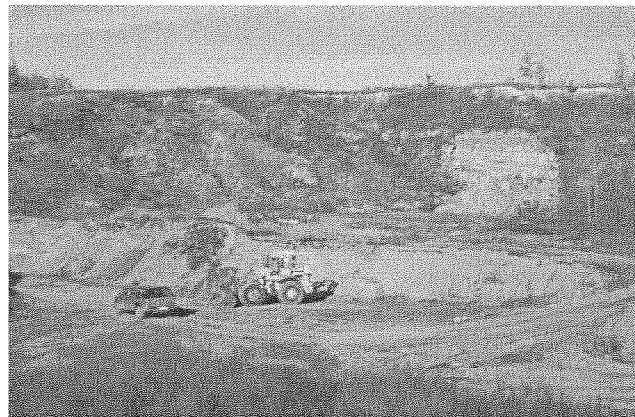
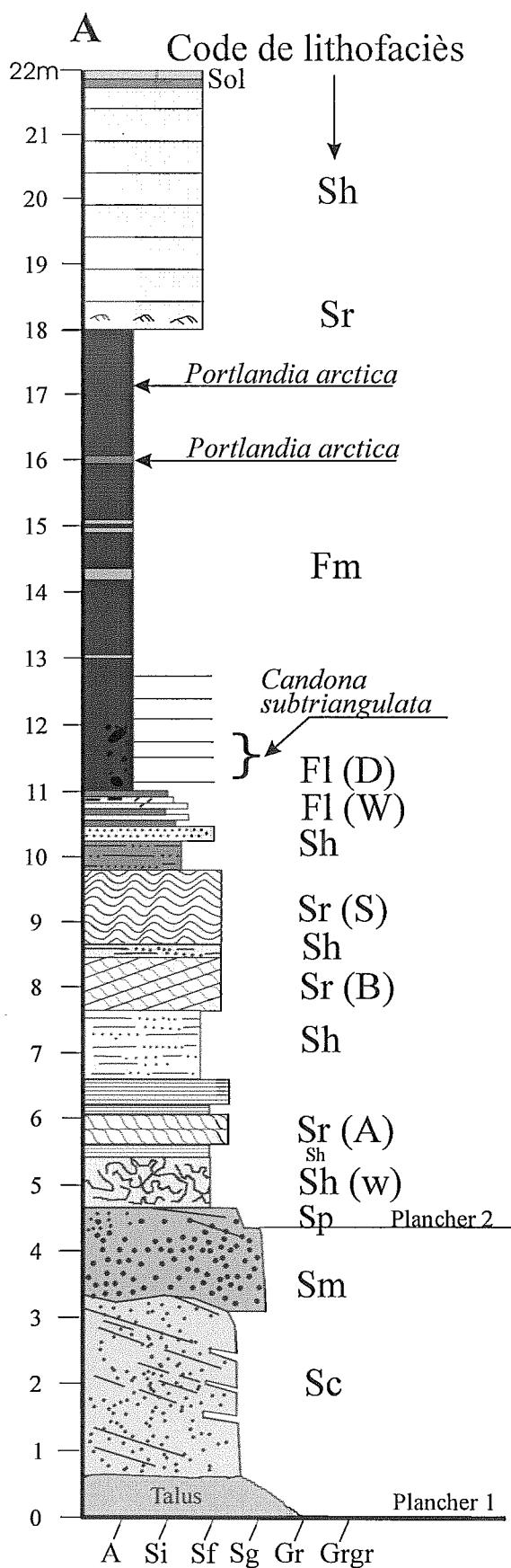
SITE 1 (Arrêt 2, jour 1)

La transition entre les environnements glaciolacustre et glaciomarin : Sablière de Pointe-au-Sable

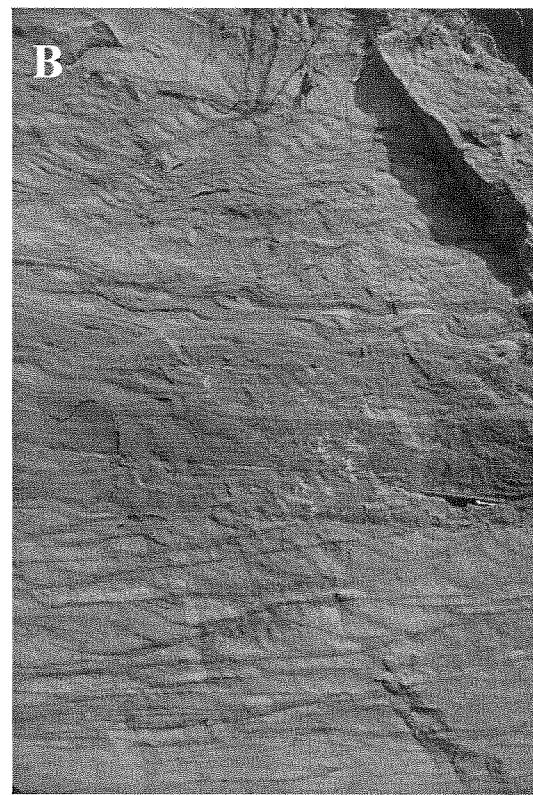
La distribution des dépôts fluvioglaciaires, glaciolacustres et glaciomarins est peu connue dans la portion des basses-terres du Saint-Laurent située au nord et au nord-ouest de Montréal, principalement à cause de la couverture argileuse et de la rareté des coupes lithologiques. Seuls l'esker de Sainte-Thérèse et les rythmites de l'Épiphanie ont fait l'objet d'une étude détaillée (Prichonnet, 1988). Ceci contraste avec la quantité de données disponibles pour la région au sud de la rivière des Outaouais entre Ottawa et Montréal (Rodrigues, 1992). Ainsi, plusieurs dépôts associés au Lac Candona sont connus dans ce secteur, mais la limite de l'extension maximale de ce lac est approximative dans la région de Montréal (Parent et Occhietti, 1988, 1999). De plus, la diversité et la géométrie des dépôts glaciomarins sont encore très peu connues entre Lachute et Terrebonne.

La coupe de Pointe-au-Sable expose une séquence comprenant du sable sous l'argile. Des travaux préliminaires ont été effectués afin de décrire et interpréter les assemblages de faciès. De par sa position géographique, le site pouvait fort bien renfermer une portion de la séquence glaciolacustre associée au Lac Candona. La figure 6 montre la sablière, telle qu'elle était à l'automne 1999, alors que la figure 7a est une coupe lithostratigraphique préliminaire.

La base de la coupe est essentiellement constituée de sable avec des structures sédimentaires telles que des rides de courant, des lits obliques et entrecroisés et même un petit chenal comblé de sable massif, mis en place lors d'un écoulement gravitaire probablement de type *grain flow*. En remontant le profil vertical on remarque une transition vers des courants de turbidité. La



↑ Figure 6 : La sablière de Pointe-au-sable. On peut suivre les contacts inférieur et supérieur de l'argile sur pratiquement toute l'étendue et la terrasse fluviatile est visible à gauche.



← Figure 7 : (A) Schéma lithostratigraphique préliminaire montrant le profil vertical composite de la sablière de Pointe-au-Sable. Code de lithofaciès : Benn et Evans, 1998
(B) Détail des structures sédimentaires, les rides ascendantes. Noter les quelques lamination dorsales préservées.

présence de rides ascendantes et de structures d'échappement d'eau suggère une sédimentation rapide. D'ailleurs, quelques lames dorsales (*stoss side laminae*) ont été préservées. Le granoclassement est normal, de sorte que la séquence devient plus silteuse vers le haut et on remarque également une transition A-B-S dans le type de rides (Fig.7b), ce qui est très fréquent dans les environnements glaciolacustres (Jopling et Walker, 1968). Toutefois, le contact avec les rythmiques argileuses est franc. Ces dernières sont diamictiques indiquant un délestage plus marqué de galets et de blocs. De minces couches sableuses (<1mm) sont souvent présentes entre les plans de stratification. On passe ensuite à une argile plus massive.

L'ensemble de l'unité argileuse présente une alternance de bandes rouges et grises, sans lien apparent avec des changements granulométriques ou d'autres caractéristiques. Lors des travaux de forage effectués ces deux dernières années, cette coloration rouge a été presque systématiquement rencontrée à la base de la séquence argileuse. En affleurement, le contact inférieur est toujours assez près lorsqu'il y a présence d'argile rouge (Fig. 4). Ceci pourrait constituer un marqueur intéressant. Enfin, une unité sablo-silteuse repose en discordance sur l'argile. L'abondance de minéraux lourds à la base de cette couche rend les structures sédimentaires très visibles. On peut y observer entre autres des rides asymétriques indiquant une direction des paléocourants vers l'est. Cette unité forme le dessus de la terrasse fluviatile (60 m) qui se prolonge en forme de croissant vers l'ouest (bien visible du bord de la route).

Les assemblages de faciès suggèrent d'abord l'existence d'un épandage sous-aquatique dans lequel la sédimentation était rapide et dominée par des courants de turbidité. Le passage à des rythmiques diamictiques, puis à de l'argile plus massive, montre un changement dans les environnements sédimentaires associé à une diminution de l'influence de la marge glaciaire en contact avec le bassin. Des diamictons associés à un environnement encore plus proximal par

rapport à la marge glaciaire ont été trouvés de part et d'autre du site le long de la route. Ces derniers sont approximativement à la même altitude que l'argile. Un chenal sous-aquatique aurait donc pu être creusé par érosion, puis comblé par la séquence décrite ci-haut (Fig. 7a).

Les résultats préliminaires de l'analyse des fossiles (Fig. 8) font état de la présence de l'ostracode *Candona subtriangulata* dans la partie inférieure de l'argile, suggérant une mise en place dans le Lac Candona (Guilbault, 2000), les échantillons sous-jacents étant stériles. L'échantillon supérieur contient non seulement *C. subtriangulata*, mais également des foraminifères hyposalins, suggérant l'arrivée des eaux salines avec des apports périodiques massifs d'eau douce qui auraient suffisamment diminué la salinité pour permettre à *C. subtriangulata* de survivre. Le reste de la séquence contient des foraminifères hyposalins et des restes de *Portlandia arctica*, indiquant clairement un environnement glaciomarin à faible salinité. Ainsi, le profil vertical à la base de la séquence argileuse montre une transition entre les environnements glaciolacustre et glaciomarin.

Les sables supérieurs, associés à la période fluviatile, sont en discordance sur les argiles sous-jacentes. Il est possible qu'une partie de la séquence marine ait été érodée avant la mise en place des sables. La datation des *Portlandia arctica* devrait permettre de résoudre ce questionnement.

VUE PANORAMIQUE SUR LE TILL DE BASE

Observer à gauche le paysage bosselé (Fig. 9a). Il s'agit de buttes de till partiellement enfouies dans l'argile marine et remodelées par les processus fluviatiles associés au palé-Outaouais. La plupart de ces buttes ne semblent pas avoir d'orientation préférentielle, quelques-unes étant orientées NW-SE, parfois refaçonnées vers le SW. De telles zones de moraines

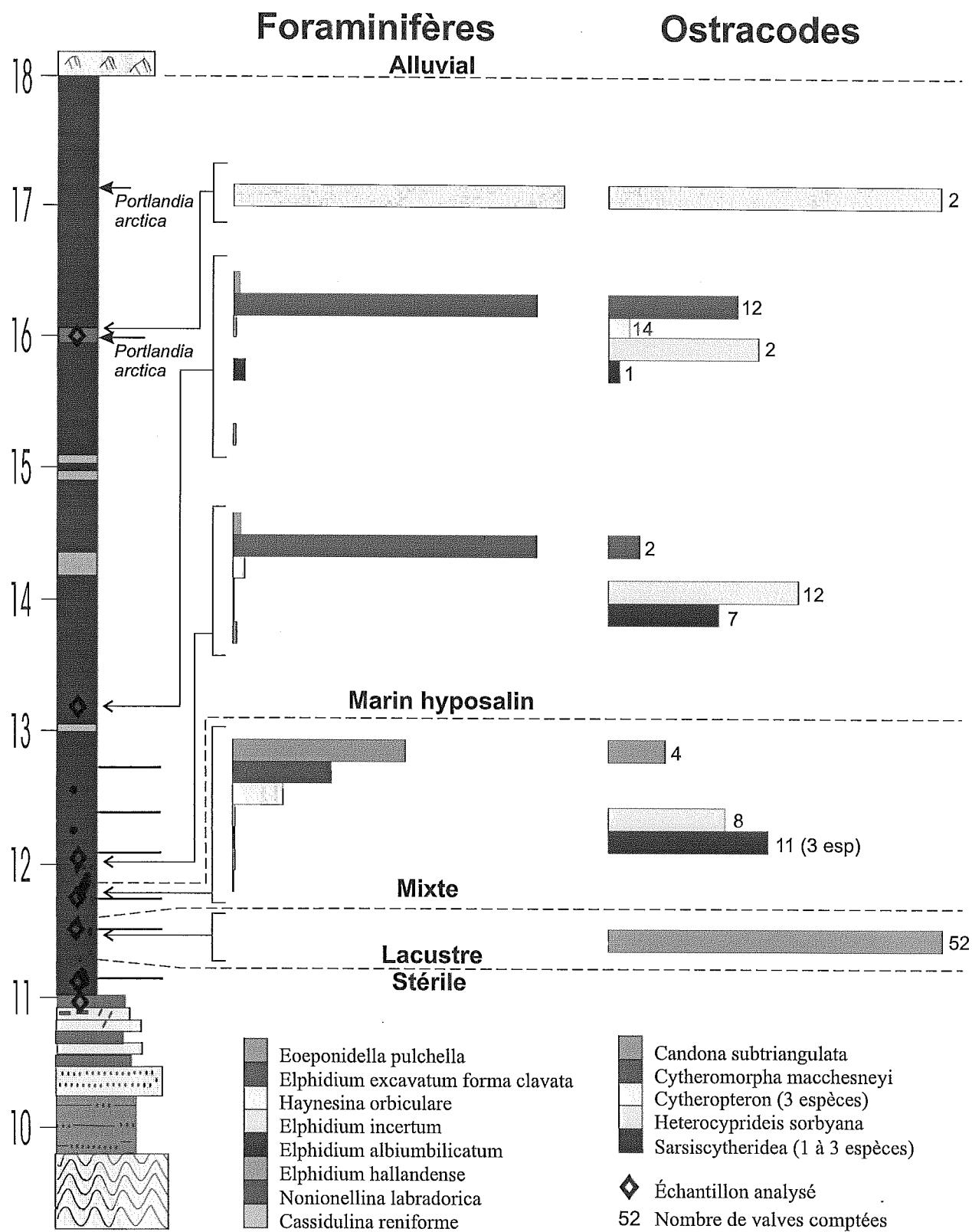


Figure 8 : Synthèse des données de micropaléontologie au site de Pointe-au-Sable

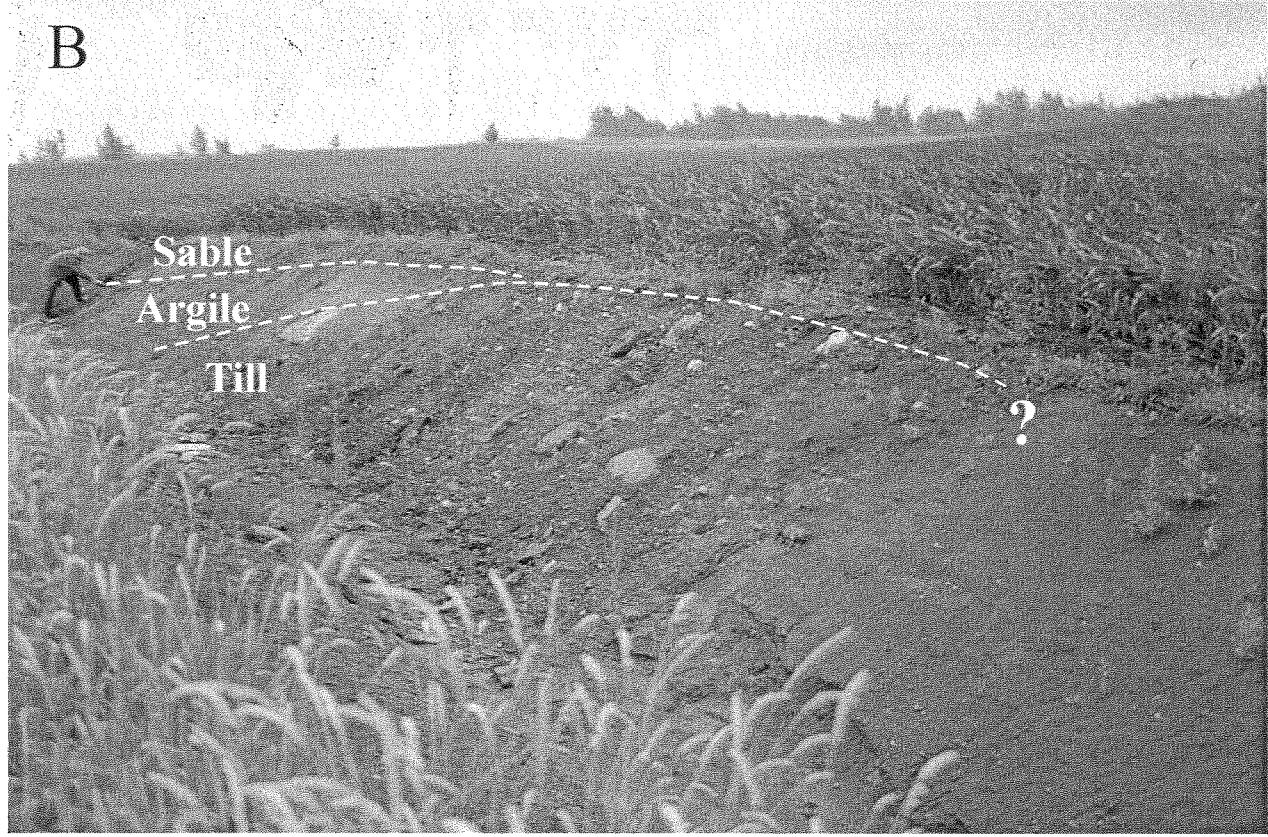


Figure 9 : Forme fuselée partiellement (A) ou complètement (B) enfouie dans la plaine argileuse.
(A) : Saint-André-d'Argenteuil (B) Saint-Hermas

bosselées ou de formes profilées émergeant de la plaine argileuse sont communes sur le territoire. C'est toutefois ici qu'on les observe le mieux.

SITE 3 (ARRET 5, JOUR 1)

Éolisation “récente” des sables exondés lors de la régression marine: Sablière Hamel, Lachute

On connaît assez bien la distribution des dunes dans les basses-terres du Saint-Laurent (Terasmae et Mott, 1959; Gaumont, 1962; Filion, 1987; David, 1988; Côté *et al.*, 1990; Bhiry et Filion, 1996). Ces dunes auraient été construites entre 10,000 et 8,500 (David, 1988) ou 7, 500 ans BP (Filion, 1987). Les vents secs adiabatiques du nord-est (circulation anticyclonique) provenant du glacier en récession seraient responsables de la construction des champs de dunes paraboliques sur les grandes surfaces sableuses des deltas champlainiens exondés. Les dunes auraient donc été formées en position supralittorale par rapport à la mer en retrait (Côté *et al.*, 1990). Cette hypothèse est la plus plausible si les dunes ont été mises en place immédiatement après le retrait marin. Toutefois, certaines dunes reposent sur des paléosols développés sur des sédiments de plage, indiquant que l'activité éolienne a été décalée dans le temps suite au retrait marin (Filion, 1987). Les dunes ont ensuite été stabilisées par la végétation. Des réactivations mineures, locales et sporadiques des dunes sont dues à des feux de forêts et à l'activité anthropique (Filion, 1987).

Le long de la Rivière du Nord, principalement sur la rive sud et à une altitude d'environ 70 m anm, plusieurs champs dunaires indiquent qu'une activité éolienne importante a eu lieu. L'orientation des dunes, bien qu'elle soit variable, suggère un vent efficace vers le nord-est. Ces champs dunaires ont été décrits par Guimont (1975) et Lévesque (1982), mais n'apparaissent pas

sur la carte de Richard (1984). La plupart de ces zones ayant été activement exploitées lors de la construction de l'aéroport de Mirabel (Brazeau, 1993), il ne reste plus que quelques petites formes éoliennes. Les grandes sablières exploitent maintenant les alluvions/sédiments marins sous-jacents aux sédiments éoliens.

La vallée de la Rivière du Nord, d'une largeur d'environ 2 km au site d'excursion, est bordée au nord par les Laurentides et au sud par la dorsale de St-Canut (Guimont, 1975; Globensky, 1982), du grès de Potsdam subaffleurant couvert de till et/ou sédiments marins. La vallée est comblée par des épaisseurs pouvant aller jusqu'à 60 m de sédiments, principalement du sable et gravier. Par endroits, des argiles sont présentes sous le sable. Du till peut également être trouvé. La plus haute terrasse alluviale est à 70 m. C'est cette surface qui a été remodelée par l'action des vents. Bien que certaines dunes aient pu avoir été formées tout de suite après l'exondation, des périodes d'éolisation ont suivi périodiquement.

À la Sablière Hamel, la séquence stratigraphique exposée montre clairement que la partie inférieure a été mise en place par l'eau. Les structures sédimentaires dominantes sont les rides de courant et ascendantes, accompagnées de flaser (Fig. 10). La direction du courant était vers l'est-nord-est, dans l'axe de la rivière actuelle, mais en direction opposée à l'écoulement moderne. Les reconstructions paléogéographiques montrent qu'au moment de la régression, le tronçon de la vallée de la Rivière du Nord entre Lachute et Saint-Jérôme était ouvert à ses deux extrémités, permettant un écoulement de l'eau vers l'est-nord-est, probablement dominé par les apports provenant du paléo-Outaouais. L'exondation de la surface de 70 m a pu être suivie d'une période d'éolisation à certains endroits, mais pas ici. L'éolisation des sédiments semble avoir eu lieu beaucoup plus tardivement, soit il y a environ 2000 ans, suite à un feu de forêt.

En effet, un paléosol (Fig. 11) enfoui sous au moins 2 m de sédiments éoliens (il manque

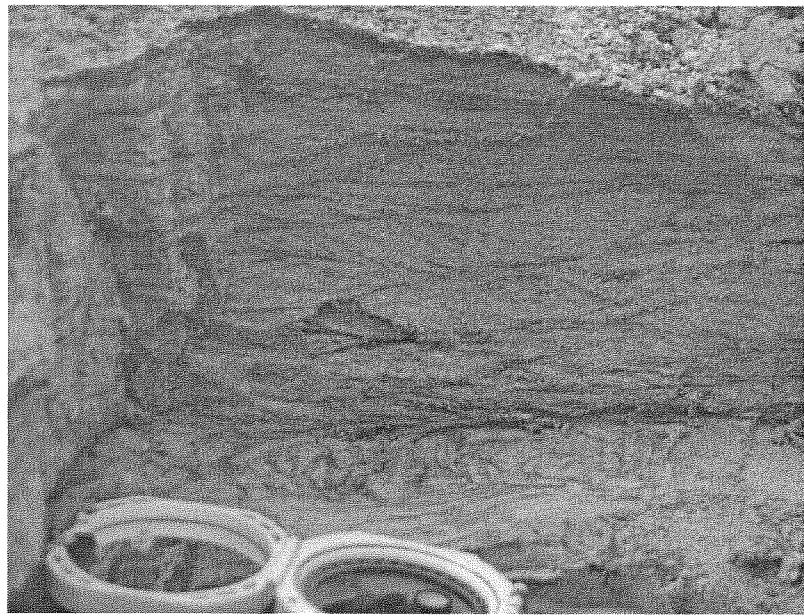


Figure 10 : Rides ascendantes dans la sablière Hamel. Les paléocourants sont vers le nord-est.

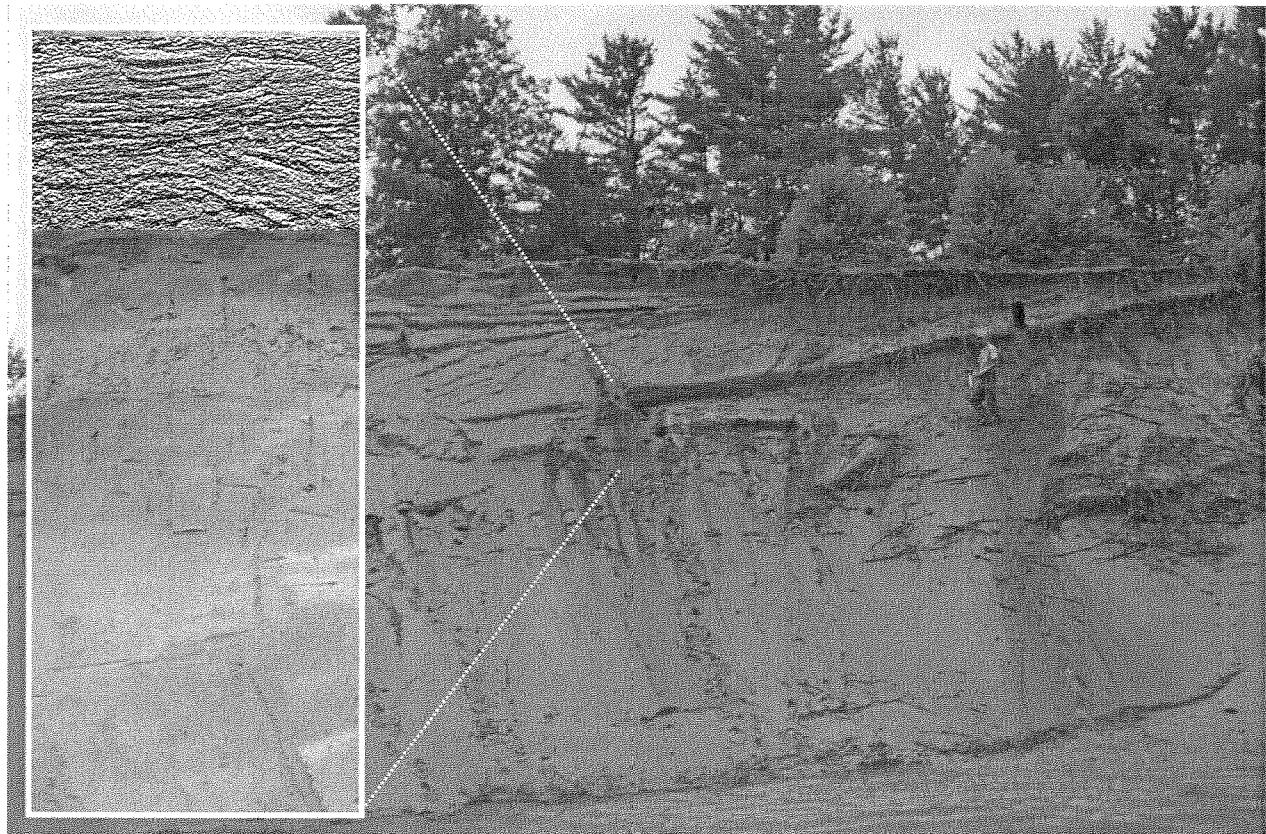


Figure 11 : Paléosol développé sur la séquence fluviatile et enfoui sous une séquence éolienne. Ce paléosol peut être suivi dans tous les murs de l'exploitation. En médaillon, détail du paléosol contenant de nombreux charbons de bois.

probablement quelques mètres à la séquence) et contenant de nombreux charbons de bois, témoigne d'une période de stabilisation de la terrasse à Lachute, suivie d'un feu de forêt majeur et d'une période d'éolisation. Les sédiments ont à nouveau été fixés par la végétation et sont maintenant exploités. Le bois brûlé date de 1900 ± 60 YBP (GSC-6424). Le feu peut avoir été déclenché par la foudre. Une activité autochtone pourrait être à l'origine de ce feu puisqu'un site autochtone à Oka (Chapdelaine, 1990) daté d'il y a 2000 ans suggère que la région était occupée.

SITE 3 (ARRET 6, JOUR 1)

Levés géologiques et géophysiques pour caractériser une vallée enfouie; contribution à l'étude du Quaternaire et à l'hydrogéologie régionale: Le Chemin des Sources, Saint-Hermas

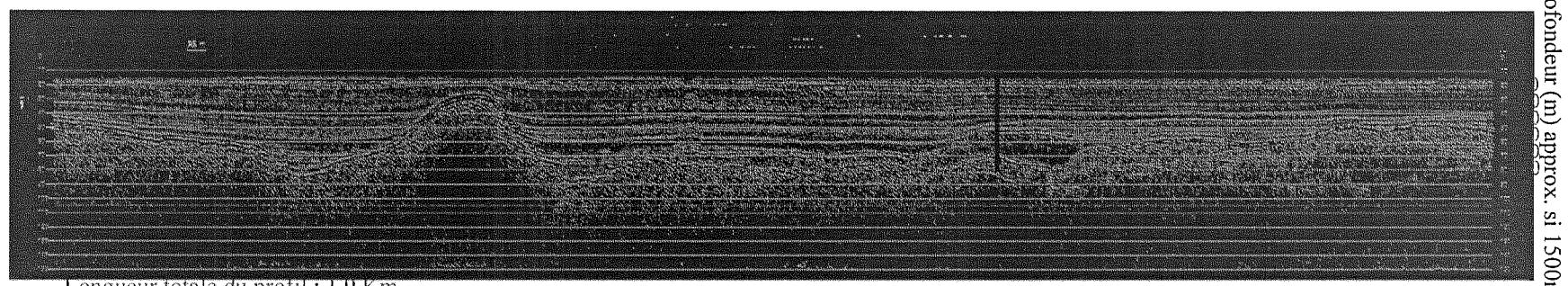
L'arrêt est situé en bordure du Chemin des Sources, qui traverse perpendiculairement à la fois un paléochenal de la rivière des Outaouais et une importante dépression enfouie orientée NE-SO. L'altitude du site est d'environ 45 m. À la surface, on remarque les terres argileuses, recouvertes par endroits de sable d'origine fluviatile. On peut apercevoir la terrasse de 60 m au nord et les Collines de Saint-André au sud et au sud-ouest. Ces collines atteignent 115 m et 131 m respectivement. La pente générale du terrain est vers le sud-sud-est. Les activités de surface dans ce secteur forment un assemblage assez particulier. En effet, on peut trouver dans un périmètre d'environ 6 km², quelques résidences, des puits artésiens accessibles à tous en bordure de la route, un site d'enfouissement sanitaire, des terres agricoles, un puits d'exploitation de l'eau souterraine, deux petites rivières, une ligne à haute tension et un oléoduc. Il n'est donc pas surprenant d'apprendre que les résidents du secteur soient très sensibles aux questions touchant l'environnement et plus particulièrement la qualité et la protection des eaux souterraines. Dans ce

cas particulier, les dépôts meubles jouent un rôle essentiel dans la protection de la ressource. Les contextes géologique et hydrogéologique seront exposés au cours de cet arrêt afin de permettre à tous de discuter des aspects fondamentaux et appliqués concernant ce site et les méthodes d'investigation utilisées.

Une série de levés géologiques et géophysiques ont été effectués dans la région, entre autres le long du Chemin des Sources. Le but de ces levés est d'obtenir le maximum d'information de sous-surface afin de concevoir un modèle permettant de mieux représenter et comprendre les contextes géologique et hydrogéologique régionaux. Quels matériaux comblient cette vallée exactement? Quelles sont les caractéristiques de l'interface dépôts meubles/substratum rocheux et quels sont les liens hydrogéologiques entre les deux? Quelles sont l'origine et l'histoire de ces vallées? Pour espérer répondre à ces questions, il fallait d'abord améliorer les connaissances sur la topographie du substratum rocheux, l'épaisseur, la stratigraphie et la géométrie des dépôts meubles dans ce secteur.

Les conditions de terrain au moment du levé, *i.e.* argile épaisse et saturation en eau à la surface, sont reconnues pour être les conditions optimales pour la réalisation de levés de sismique réflexion. Ceux-ci donnent beaucoup d'information sur les grandes structures sédimentaires et les principaux contacts entre les unités de dépôts meubles, de même qu'une «image» de la topographie du substratum rocheux (Hunter *et al.*, 1989; Roberts *et al.*, 1992; Pullan et Hunter, 1999). Les résultats préliminaires sont plus que satisfaisants et ont permis, entre autres, de localiser des cibles de forage. Un forage a été effectué afin de définir la nature des dépôts entre les réflecteurs et de valider la profondeur de ces derniers, ainsi que pour installer un tube en plastique PVC. Ce tube a servi pour la géophysique de sondage (EM-39) et l'échantillonnage de l'eau. La combinaison des données géophysiques et géologiques dans des

secteurs-clés semble s'avérer une stratégie efficace, qui devrait permettre de tester la qualité de la base de données régionale et aider à construire un modèle géologique tridimensionnel proche de la réalité. La figure 12 montre le profil préliminaire et l'emplacement d'un forage stratigraphique. Les résultats obtenus jusqu'à maintenant confirment l'existence d'une vallée enfouie dans le secteur. Si le réflecteur principal est bien le roc, ce profil révèle l'absence, ou du moins la très faible épaisseur, de till le long de ce transect. De plus, on y découvre la présence d'une butte de roc (?) tout à fait imperceptible à la surface. Un forage à l'aide d'une foreuse portative de type Pionjar devrait permettre de caractériser le réflecteur principal vis-à-vis la butte. Notez également la présence de réflecteurs continus dans l'argile et la géométrie très bien définie des dépôts sous l'argile, dont les épaisseurs sont plus importantes dans la portion est du profil. La rareté du till et la présence de matériaux granulaires sous l'argile suggèrent que les eaux sous-glaciaires ont été canalisées dans ces vallées et ont probablement contribué à l'érosion de ces dernières. Mais la formation de ces vallées pourrait impliquer plusieurs processus dont certains ne sont pas encore bien compris et plusieurs modèles différents existent sans qu'aucun ne soit vraiment satisfaisant (Ó Cofaigh, 1996). Sur le plan hydrogéologique, le sable, le gravier et les blocs sous l'argile sont très perméables et représentent un aquifère en nappe captive, qui est fort probablement connecté avec l'aquifère rocheux fracturé sous-jacent. C'est d'ailleurs à proximité de l'interface entre les dépôts meubles et le roc que la majorité des utilisateurs puisent leur eau dans le secteur. Certains puits sont situés dans le gravier alors que d'autres sont dans les premiers mètres du roc fracturé (grès du Groupe de Potsdam).



Profondeur (m) approx. si 1500m/s

Figure 12 : Profil sismique N-S le long du Chemin des Sources; décalage (*common offset*) 22.5 m

REFERENCES

- Anderson, T.W.; Matthews, J.V. Jr.; Mott, R.J. et Richard, S.H.; 1990; The Sangamonian Pointe-Fortune site, Ontario-Québec border; *Géographie physique et Quaternaire* 44 (3): 271-287
- Benn, D.I. et Evans, D.J.A.; 1998; *Glaciers and Glaciations*; Oxford University Press, New York; 734 p.
- Bhiry, N. et Filion, L., 1996. Characterization of the Soil Hydromorphic Conditions in a Paludified Dunefield during the Mid-Holocene Hemlock Decline near Québec City, Québec. *Quaternary Research*, 46: 281-297
- Bolduc, A.M. et Ross, M.; 2000; Le rivage de Rigaud dans la région de Sainte-Anne-des-Plaines : chronologie et paléogéographie; Montréal 2000, IX^e Congrès Quadriennal de l'AQQUA
- Bolduc, A.M. et Ross, M.; en prép. Géologie des formations superficielles, région de Lachute, Québec; Commission géologique du Canada, Dossier Public, 1 : 50,000
- Brazeau, A.; 1993; Inventaire des ressources en granulats de la région de Lachute; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 93-08; 23 p. et 1 carte au 1:50,000
- Brown-Macpherson, J.; 1967; Raised shorelines and drainage evolution in the Montreal lowland; *Cahiers de géographie de Québec* 23 : 343-360
- Brown-Macpherson, J.; 1968; The physiographic evolution of the Montreal archipelago; *The Canadian Geographer*; XII (4): 254
- Chapdelaine, C.; 1990; Un site du Sylvicole moyen ancien sur la plage d'Oka (BiFm-1); *Recherches amérindiennes au Québec*, vol. XX, no 1, pp. 19-35
- Côté, D.; Dubois J.-M.M. et Nadeau, L., 1990. Les dunes du Québec méridional: Contribution à l'étude des vents dominants durant l'Holocène. *Le Géographe canadien*, 34: 49-62
- David, P.P., 1988. The coeval eolian environment of the Champlain Sea episode. In N.R. Gadd

(Editor), The Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin. Geological Association of Canada Special Paper 35: 291-305

Elson, J.A.; 1962; Pleistocene geology between Montreal and Covey Hill *dans* T.H. Clark (ed.)
New England Intercollegiate Geology Conference Guidebook, Montreal, 54th Ann.
Meeting, 61-66

Elson, J.A.; 1969a; Late Quaternary Submergence of Québec; *Revue de Géographie de Montréal*
XXIII (3): 247-258

Elson, J.A.; 1969b; Radiocarbon dates, *Mya arenaria* phase of the Champlain Sea; *Journal
canadien des Sciences de la Terre* 6: 367-372

Filion, L., 1987. Holocene Development of Parabolic Dunes in the Central St. Lawrence
Lowland, Québec. *Quaternary Research*, 28: 196-209

Gadd, N.R.; 1986; Lithofacies of Leda Clay in the Ottawa basin of the Champlain Sea;
Geological Survey of Canada Paper 85-21, 44 p.

Gadd, N.R.; Richard, S.H. et Grant, D.R.; 1981; Pre-last-glacial organic remains in Ottawa
Valley *dans* Recherches en Cours, Partie C, Étude de la Commission géologique du
Canada 81-1C: 65-66

Gangloff, P. ; 1973; Le milieu morphoclimatique tardiglaciaire dans la région de Montréal;
Cahiers de géographie de Québec (17) : 415-448

Gaumont, M., 1962. Les dunes paraboliques de la plaine sud du Saint-Laurent. Mémoire de
maîtrise, Université Laval, XXX p.

Globensky, Y.; 1982; Région de Lachute; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec,
RG 200, 67 pages et 1 carte au 1:63,360

Guilbault, J.-P.; 1993; Quaternary foraminiferal stratigraphy in sediments of the eastern

Champlain Sea basin, Québec; Géographie physique et Quaternaire 47 (1): 43-68

Guilbault, J.-P.; 2000; Analyse micropaléontologique de la coupe de Pointe-au-Sable, Québec;

BRAQ-Stratigraphie; Rapport d'analyse inédit; 12 p.

Guimont, P.; 1975; Géomorphologie et cartographie d'une partie des basses-terres au N.O. de Montréal; M.A. non-publié; Université de Montréal; 289 p.

Gwyn, Q.H.C. et Thibault, J.J.L.; 1975; Quaternary geology of the Hawkesbury-Lachute area, southern Ontario; Ontario Division of Mines Preliminary Map P1010, Geological Series

Hillaire-Marcel, C.; 1974; La déglaciation au nord-ouest de Montréal: données radiochronologiques et faits stratigraphiques; Revue de Géographie de Montréal XXVIII (4): 407-417

Hillaire-Marcel, C.; Prichonnet, G. et de Boutray, B.; 1974; Les faciès du Pléistocène marin des Collines d'Oka, Québec; Le Naturaliste Canadien 101: 781-802

Hunter, J.A., Pullan, S.E., Burns, R.A., Gagné, R.M. et R.L. Good 1989. Applications of a shallow seismic reflection method to groundwater and engineering studies; *dans* G.D. Garland (éd.) Proceedings of Exploration :`87 : Third Decennial International Conference on Geophysical and Geochemical Exploration for Minerals and Groundwater, Ontario Geological Survey, Special Volume 3 : 704-715.

Jopling, A.V. et R.G. Walker 1968. Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. Journal of Sedimentary Petrology, 38 : 971-984

Kugler-Gagnon, M.; 1974; Information géoscientifique et aménagement; PhD non-publié; Université d'Ottawa; 320 p. et Annexe 1, La banque de données

Larouche, A.; 2000; Identification des restes végétaux de trois échantillons provenant de Saint-

Placide et de Sainte-Anne-des-Plaines; Laboratoire de paléobiogéographie et de palynologie, Département de géographie, Université de Montréal; Rapport d'analyse inédit; 8 p.

Lévesque, G.; 1982; Géologie des dépôts quaternaires de la région d'Oka - Ste-Scholastique, Québec; M.Sc. Non-publié, Université du Québec à Montréal; 143 p.

Lowdon, J.A. et Blake, W. Jr.; 1975; Geological Survey of Canada Radiocarbon Dates XV; Geological Survey of Canada Paper 75-7; 32 p.

Maranda, R.; 1977; Levé géotechnique de la région de Lachute-Terrebonne, Québec; Ministère des Richesses Naturelles , Direc. de la Géol. Serv. de Géotech., DPV 537, 22 p.

Occhietti, S.; Balescu, S.; Lamothe, M.; Clet, M.; Cronin, T.; Ferland, P. et Pichet, P.; 1996; Late stage 5 Glacio-isostatic Sea in the St. Lawrence Valley, Canada and United States; Quaternary Research 45: 128-137

Ó Cofaigh, C. 1996. Tunnel valley genesis. Progress in Physical Geography, 20 : 1-19

Parent, M.; Cloutier, M.; Doiron, A.; Bolduc, A.M.; et Michaud, Y.; 1997; La transition Mer de Champlain - Lac Lampsilis - proto-Saint-Laurent dans la vallée centrale du Saint-Laurent; 8^e rencontre bisannuelle de la CANQUA; Programme et Résumés, p. 53

Parent, M.; Michaud, Y.; Boisvert, É.; Bolduc, A.M.; Fagnan, N.; Fortier, R.; Cloutier, M. et Doiron, A.; 1998 Cartographie hydrogéologique régionale du piémont laurentien dans la MRC de Portneuf, Québec : géologie et stratigraphie des formations superficielles; Commission géologique du Canada, Dossier public 3664a

Parent, M. et Occhietti, S.; 1988; Late Wisconsinan deglaciation and Champlain Sea invasion in the St. Lawrence valley, Québec; Géographie physique et Quaternaire 42 (3) : 215-246

Parent, M. et Occhietti, S.; 1999; Late Wisconsinan deglaciation and glacial lake development in

the Appalachian uplands and piedmont of southeastern Québec; Géographie physique et Quaternaire 53 (1) : 117-135

Pullan, S. E. et J.A. Hunter 1999. Land-based shallow seismic methods. *Dans* Robert Gilbert (compiler), A Handbook of Geophysical Techniques for Geomorphic and Environmental Research. Geological Survey of Canada, Open File 3731 : 31-55

Prichonnet, G.; 1977; La déglaciation de la vallée du Saint-Laurent et l'invasion marine contemporaine; Géographie physique et Quaternaire XXXI (3-4): 323-345

Prichonnet, G.; 1983; La séquence sédimentaire wisconsinienne de Pointe-Fortune, Québec/Ontario; Résumé des communications, 51^e Congrès de l'ACFAS, vol. 50, p. 122

Prichonnet, G.; 1984; Glaciations d'inlandsis : séquences glaciaires, proglaciaires et non glaciaires du Quaternaire de l'Est canadien; Bulletin Centres de Recherche Expl. Prod, Elf-Aquitaine 1: 35 p.

Prichonnet, G.; 1988; Glacial marine facies of the late Wisconsinan Champlain Sea (Southern Quebec) *dans* N.R. Gadd (Editor), The Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin. Geological Association of Canada Special Paper 35: 91-105

Richard, S.H.; 1978; Age of Champlain Sea and "Lampsilis Lake" episode in the Ottawa-St. Lawrence lowlands *dans* Recherches en Cours, Partie C, Étude de la Commission géologique du Canada 78-1C: 23-26

Richard, S.H. 1982. Surficial geology, Vaudreuil, Québec-Ontario. Geological Survey of Canada, Map 1488A, 1 : 50 000

Richard, S.H.; 1984; Surficial geology, Lachute-Arundel, Québec-Ontario; Geological Survey of Canada Map 1577A, scale 1:100 000

Roberts, M.C., Pullan, S.E. et Hunter, J.A. 1992. Applications of land-based high resolution

seismic reflection analysis to Quaternary and geomorphic research; Quaternary Science Reviews, v.11 : 557-568

Rodrigues, C.G. 1992. Successions of invertebrate microfossils and the Late Quaternary deglaciation of the central St Lawrence Lowland, Canada and United States. Quaternary Science Reviews, vol. 11 : 503-534

Savard, M.M.; Nastev, M.; Lefebvre; R.; Martel, R.; Fagnan, N.; Bourque, É.; Cloutier, V.; Lauzière, K.; Gélinas, P.; Kirkwood, D.; Lapcevic, P.; Karanta, G.; Hamel, A.; Bolduc, A.; Ross, M.; Parent, M.; Lemieux, J.-M.; Boisvert, É.; Salad Hersi, O.; Lavoie, D.; Girard, F.; Novakowski, K.; Therrien, R.; Etienne, M. et Fortier, R.; 2000; Regional hydrogeology of fractured rock aquifers in southwestern Quebec (St.Lawrence Lowlands); Compte-rendus de l'Association Internationale des Hydrogéologues, Montréal, 2000

Sharpe, D.R.; 1988; Glaciomarine fan deposition in the Champlain Sea *dans* N.R. Gadd (Editor), The Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin. Geological Association of Canada Special Paper 35: 63-82

St-Onge, D.A.; 1979; Forages au roc, région nord de Montréal; Dépt. de géographie, Université d'Ottawa, Note de recherche no 22

Teller, J.T.; 1988; Lake Agassiz and its contribution to flow through the Ottawa-St. Lawrence system *dans* N.R. Gadd (Editor), The Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin. Geological Association of Canada Special Paper 35: 281-289

Teller, J.T. et Thorleifson, L.H.; 1987; Catastrophic flooding into the Great Lakes from Lake Agassiz *dans* Mayer, L. et Nash, D. (Eds.) Catastrophic flooding : Allen and Unwin, Boston, p. 121-138

Terasmae, J. and Mott, R.J., 1959. Notes on sand dunes near Prescott, Ontario. *Revue canadienne de géographie*, 13: 135-141

Veillette, J.J.; 1994; Evolution and paleohydrology of glacial lakes Barlow and Ojibway; *Quaternary Science Reviews* 13 (9-10): 945-997

Veillette, J.J.; Dyke, A.S. et Roy, M.; 1999; Ice-flow evolution of the Labrador Sector of the Laurentide Ice Sheet: a review, with new evidence from northern Québec; *Quaternary Science Reviews* 18 (8-9): 993-1019

Veillette, J.J. et Nixon, F.M.; 1984; Sequence of Quaternary sediments in the Bélanger sand pit, Pointe-Fortune, Québec-Ontario; *Géographie physique et Quaternaire* 38 (1): 59-68

THE POTSDAM AND BEEKMANTOWN GROUPS

EVOLUTION OF THE SHALLOW MARINE PASSIVE MARGIN

IN SOUTHERN QUEBEC

Osman Salad Hersi and Denis Lavoie

Québec Geoscience Center

INTRODUCTION

An ongoing NATMAP project to reassess the stratigraphic, sedimentologic, structural evolution of the Laurentian margin of southwestern Québec (Fig. 1) has incited an intensive mapping along a selected transect in southwestern Québec during the past two summers (1998 and 1999). The succession so far mapped includes the Potsdam and the Beeckmantown groups, and as the project proceeds, up-section formations will be eventually explored in detail. Thus, information provided in this short field-trip guide is based on data that we collected from the Potsdam and Beeckmantown groups of the sections that we will visit during the field trip, as well as so many other Cambro-Ordovician sections in the region. Geologic contributions presented by previous workers are also incorporated. Besides brief lithostratigraphic description of the Lower Paleozoic section in southwestern Québec, we also discuss (within the lithostratigraphic description) the regional interplay between tectono-eustatic perturbations and the basin fill during the passive stage of the Laurentian Margin.

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONOSTRATIGRAPHIC FRAMEWORK OF ST. LAWRENCE PLATFORM, SW QUEBEC

Late proterozoic intracratonic rifting of northeastern America resulted initial tectonic depressions which later (Cambrian - Lower Ordovician) evolved into divergent oceanic setting (Iapetus Ocean) followed by Middle to Upper Ordovician reversed lithospheric movements, convergent continental margins, formation of a foreland basin and finally collision and total collapse of the oceanic sedimentary basin. The rifting and drifting phases of the Iapetus Ocean were dominated by basal terrestrial and shallow marine siliciclastic sedimentation (Potsdam Group) followed by carbonate-dominated Beeckmantown Group deposited in a shallow marine

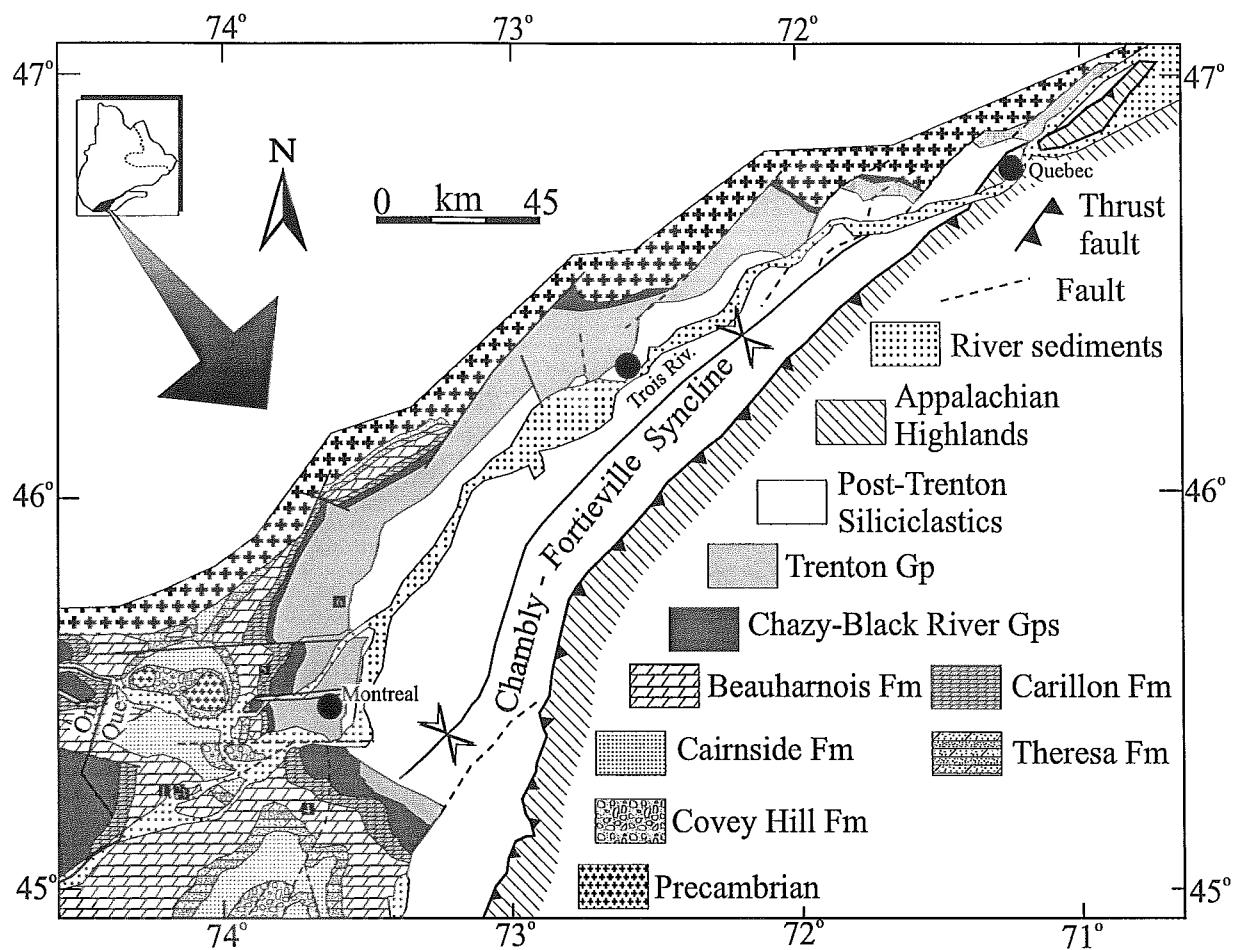


Fig. 1 Geological map of the St. Lawrence Lowlands, southwestern Québec, with localities mentioned in the text.

setting of a passive continental margin (Fig. 2). The Middle Ordovician convergent phase of the Iapetus Ocean developed a foreland basin setting in which basal siliciclastics (lower Chazy Group) were followed by a thick succession of shallow marine carbonates (Upper Chazy, Blackriver and Trenton groups). The foreland carbonate platform was shut by high siliciclastic input (Lorraine and Queenston groups) from the Appalachian highlands approaching from the east (Fig. 2).

LITHOSTRATIGRAPHY OF THE POTSDAM GROUP

The Potsdam Group is subdivided into Covey Hill and Cairnside formations (Globensky 1987). The group is poorly exposed in southwestern Québec and no surface section displays complete succession of one or both formations. The Covey Hill Formation is lithologically homogenous in its lower section (Covey Hill proper) and consists of a thickly-bedded, medium-to coarse-grained, locally conglomeratic, poorly-cemented, reddish to light grey, subarkosic to feldspathic quartz arenite sandstone. Thin lenses of siltstone lithofaceis are locally present and preserved in interdune spaces. Prominent sedimentary structures in the lower part include trough- and planar cross-bedding, lenticular bedding due to conglomeratic and shaly sandstone lenses. This lower "Covey Hill proper" part of the formation was deposited by braided fluvial channels.

The upper part of the Covey Hill Formation (Rivière Aux Outardes Mb) consists of medium- to thickly-bedded, medium- to very coarse- grained (0.28 - 1.5 mm), light- to medium-grey, locally pebbly subarkose. Feldspathic grains reach as high as 15%, but is usually less than 10%. Tabular and trough cross-beddings and planar (horizontal) bedding are common. The medium-gray subarkose beds are characterized by internal lensoid structures due to well-developed trough (festoon) cross-bedding cosets. These upper beds also contain phosphatic

Figure 2

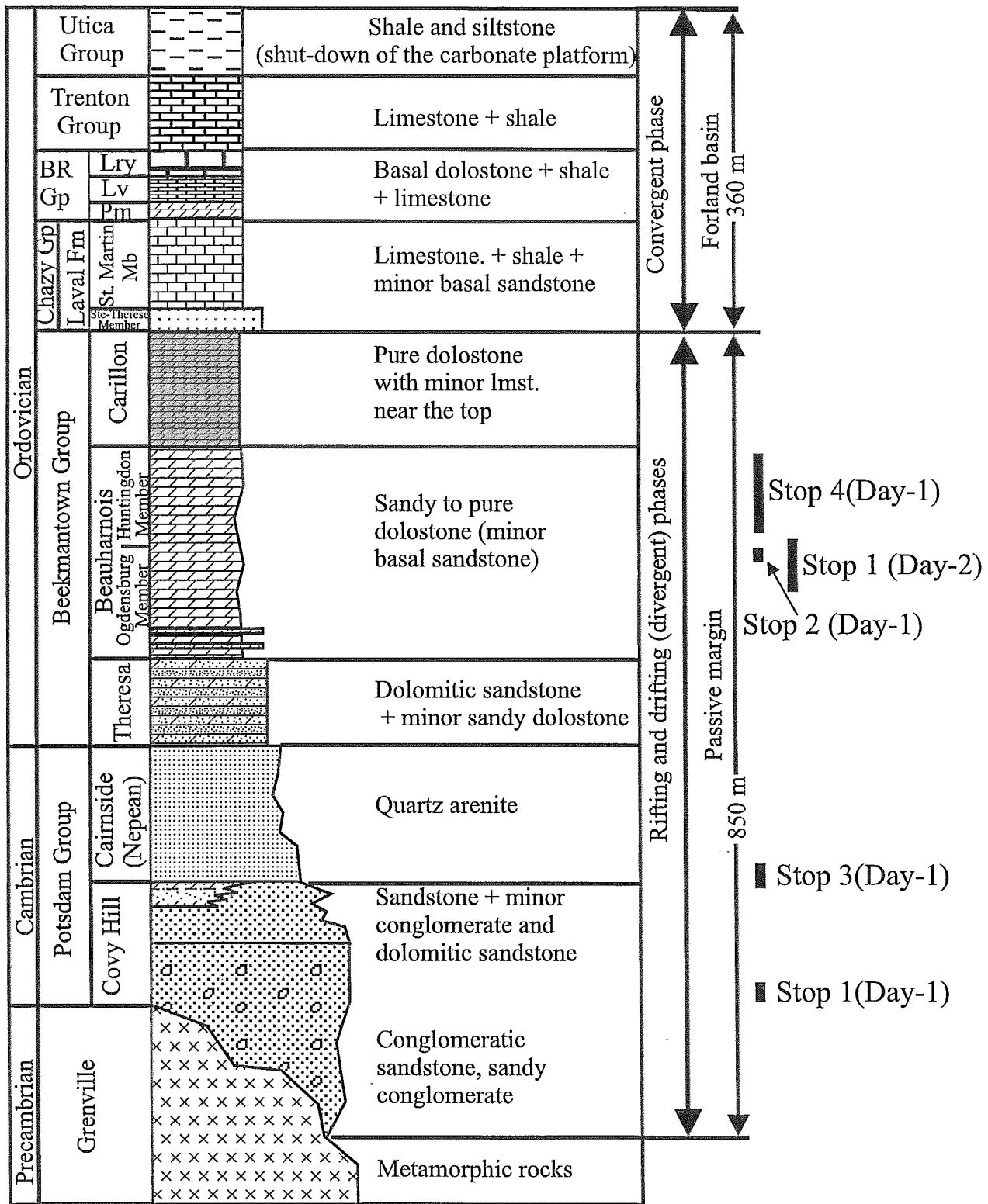


Fig. 2 General stratigraphic column of the Lower Paleozoic sedimentary succession of southwestern Québec. The lower Potsdam and Beekmantown groups were deposited during the rifting and drifting phases of the Iapetus Ocean whereas the overlying strata accumulated in a foreland basin which developed during the convergent phase of the Iapetus Ocean.

fragments of inarticulate brachiopod (*?Lingulepis* sp.). This lithofacies of the Rivière Aux Outardes Member becomes fossiliferous, dolomitic and calcareous in the region northwest of Montreal (See Salad Hersi and Lavoie 2000a, b for further details).

The Rivière Aux Outardes Member of the Covey Hill Formation documents the earliest marine incursion and that sedimentation occurred in a shallow marine environment (Clark 1966, Salad Hersi and Lavoie 2000a, b).

The Covey Hill Formation is apparently conformably overlain by the Cairnside Formation. The latter consists of a lower unit of thickly- to medium-bedded, coarse-grained, burrowed, creamy-white quartz arenite and an upper unit characterized by beds similar to those of the lower unit with thinly-bedded to lenticular, medium-gray, coarse-grained dolomitic sandstone. The Cairnside Formation is both mineralogically and texturally mature with well rounded to subrounded, well-sorted quartz content of more than 98%. These textural and mineralogical attributes suggest that the Cairnside Sandstone had been most likely reworked from the Covey Hill Formation. The Cairnside Sandstone was deposited in a high energy, tide-dominated, shallow marine environment (subtidal to intertidal and shoreline sand bars, see Salad Hersi and Lavoie 2000b for further details). A period of subaerial exposure accompanied by erosion followed after Cairnside deposition as suggested by a subaerially developed disconformable upper boundary of the formation (Salad Hersi et al. in preparation).

LITHOSTRATIGRAPHY OF THE BEEKMANTOWN GROUP

The lower contact of the Beekmantown Group has been considered in the past as a conformable one with the underlying Cairnside Formation of the Potsdam Group (Byrne 1958, Clark, 1966, 1972, Globensky, 1981, 1986, 1987, Bernstein, 1991, 1991). Globensky (1981,

1986, and 1987), following the description of Wilson (1946), placed this contact at the base of the lowest dolomitic bed of the Theresa Formation (lowest Beekmantown Gp., Fig. 2). However, contrary to this definition, Globensky (1986), as well as Clark (1972) showed that the Cairnside Formation *does indeed* contain beds of dolomitic sandstone (see also Salad Hersi and Lavoie 2000b for details of the Cairnside lithostratigraphy). Our current study proves that the Cairnside - Theresa contact is defined by a subaerially-formed, erosional to sharp unconformable surface separating lower creamy-white, clean quartz arenite of the Cairnside Formation and upper dolomitic sandstone lithofacies of the Theresa Formation (Salad Hersi et al., in preparation).

Our lithostratigraphic mapping of the Beekmantown Group in southwestern Québec, as previously proposed by Bernstein (1991, 1992) acknowledges subdivision of the group into three formations, which are, in ascending order, Theresa, Beauharnois and Carillon (Figs. 2 & 3). Although there is no any single surface section which exposes a complete thickness of any of the three formations, correlations among well-cores (available at the core warehouse of the MRNQ) and surface outcrops permit detailed local and regional sedimentologic and stratigraphic studies of the group. Lithologic descriptions of the three formations are given below.

The Theresa Formation

The Theresa Formation is 80 m thick at Loc. 6 (Fig. 1), but gradually thins westward (e.g., the equivalent March Fm is about 9 m thick in the Ottawa region, Wilson 1946). The Theresa Formation consists of two major (Lf-1 & Lf-2) and two minor (Lf-3 & Lf-4) lithofacies interbeds. Lithofacies 1 (Lf-1), which is the most predominant, consists of medium- to thickly bedded, medium- to dark-gray, fine- to coarse-grained dolomitic sandstone. Lf-1 is generally well burrowed both horizontally (*Planolites*) and vertically (*Skolithos* ichnofacies). Tabular cross

Fig. 3

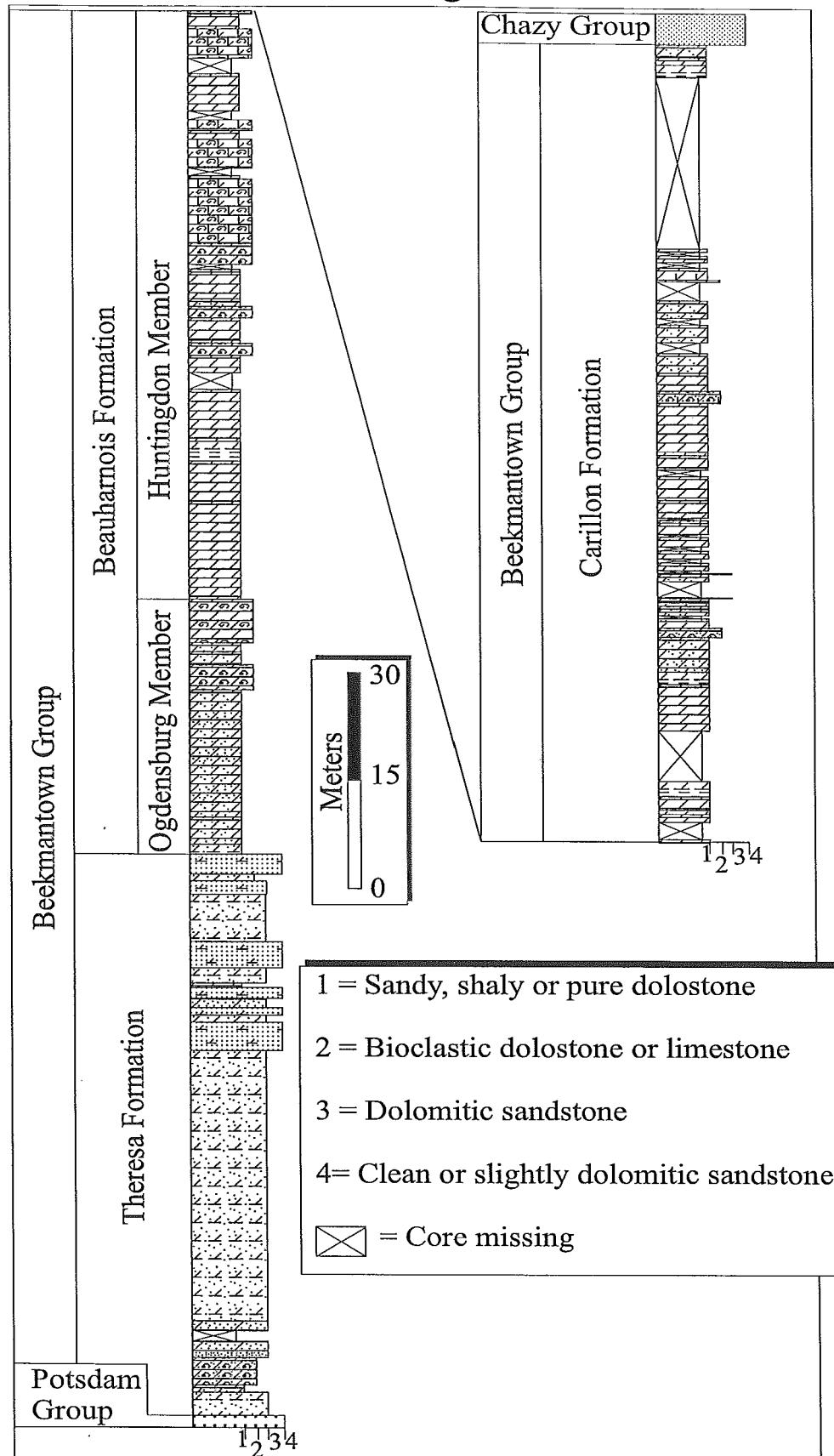


Fig. 3 Log showing lithostratigraphic subdivision of the Beekmantown Group. The section is from the Mascouche well (Loc. 6, Fig. 1). The Ogdensburg Member of the Beauharnois Formation is thin at this locality relative to other localities occurring south - southwest of Montreal (compare this section with that shown in Loc. 3, Fig. 4). This is likely due to a differential subsidence rate between the two areas.

bedding is locally present. Gastropods are also locally abundant. Lithofacies 2 (Lf-2), which is the second volumetrically important lithofacies, consists of thinly- to thickly-bedded, light- to medium-gray, sandy to pure dolostone. Sand grains are fine to coarse quartz. Sedimentary structures in this lithofacies include horizontal burrows, microbial horizontal, wavy and stromatolitic laminations, dolomite nodules, and locally dessication cracks. Lithofacies 3 (Lf-3) consists of a medium- to thickly bedded, light gray, medium- to coarse-grained, relatively clean quartz arenite. This lithofacies is slightly dolomitic, and may locally resemble the clean quartz arenite of the Cairnside Formation. Due to this resemblance, previous workers inferred a depositional continuity across the Cairnside-Theresa boundary (e.g., Clark 1972). However, close comparison between Lf-3 and the Cairnside sandstone shows that the former is *always* grayer (due to the small amount of dolomite content) than the latter. Lithofacies 4 (Lf-4) of the Theresa Formation consists of thin- to thickly- bedded, horizontally burrowed, medium-gray, bioclastic, sandy to pure dolostone. Lf-4 is volumetrically the least important of all lithofacies, and locally occurs in the lower part of the formation. Fossils in this lithofacies include gastropods, trilobites, and crinoids.

The Beauharnois Formation

The Beauharnois Formation overlies the Theresa Formation with a transitional conformable nature. The lower contact of the Beauharnois Formation is placed at the base of the lowest sandy dolostone lithofacies (Lf-2) above which the dolomitic sandstone lithofacies (Lf-1) is subordinate. The formation is 120 m thick at Loc. 6 but thins westward. The Beauharnois Formation is subdivided into two members, namely, Ogdensburg Member and overlying Huntingdon Member (Bernstein, 1991, 1992). The lower part of the Ogdensburg Member

consists of thinly to thickly bedded, light- to medium-gray sandy to non-sandy dolostone (Lf-2) with subordinate dolomitic sandstone (Lf-1) and bioclastic dolostone (Lf-4) interbeds. The upper part of the formation is dominated by medium- to dark-gray, thin- to thickly bedded, bioclastic dolostone (Lf-4). The unit is very fossiliferous with coarse intact and fragmented bioclasts of trilobites, gastropods, crinoids, ostracods, algae, bivalves, and brachiopods. Other subordinate lithofacies in the upper part of the Ogdensburg Member include Lithofacies 2, bioclastic limestone (Lf-5, a non-dolomitized version of Lf-4), bioclastic, oolitic dolostone (Lf-6), and (dolomitic) shale (Lf-7). The upper contact of the member is marked by a sharp lithologic break from interbeds of Lf-2 and Lf-4 (upper Ogdensburg Mb.) to a thickly bedded, light gray, fine-crystalline pure dolostone which marks the lower part of the Huntingdon Member. This contact is well visible at Carrière Regionale in Grand-Île (Loc. 3, Stop-1 of Day-2, Figs. 1 & 4). The Huntingdon Member consists of four stratigraphically successive units. Unit I is dominated by thinly- to thickly bedded, light to medium-gray, fine crystalline dolostone (non-sandy version of Lf-2). This is followed by thickly bedded, highly burrowed, light- to medium-gray, fine- to coarse-crystalline, non-fossiliferous dolostone (Lf-8) with minor Lf-4, non-sandy Lf-2 and Lf-7 interbeds (Unit II). Unit III consists of almost equally interbedded Lf-4 and Lf-2 (non-sandy version) as well as minor Lf-6 and Lf-7. The highest unit (Unit IV) of the member consists of sandy to clean, bioclastic dolostone (Lf-4) and limestone (Lf-5) with Lf-2 interbeds. This upper unit is correlative with a sandy limestone interval occurring in the lower part of Belyea's (1952) upper division of the Beekmantown section. Conversely, Bernstein (1991, 1992) shows that this sandy unit lies at the top of the Huntingdon Member of his reference type section in eastern Ontario (Laggan Well). However, we recognize that several important sections in southwestern Québec (e.g., Meloche quarry and Carrières Regionales) that Bernstein (1991) attributed to the

Fig. 4

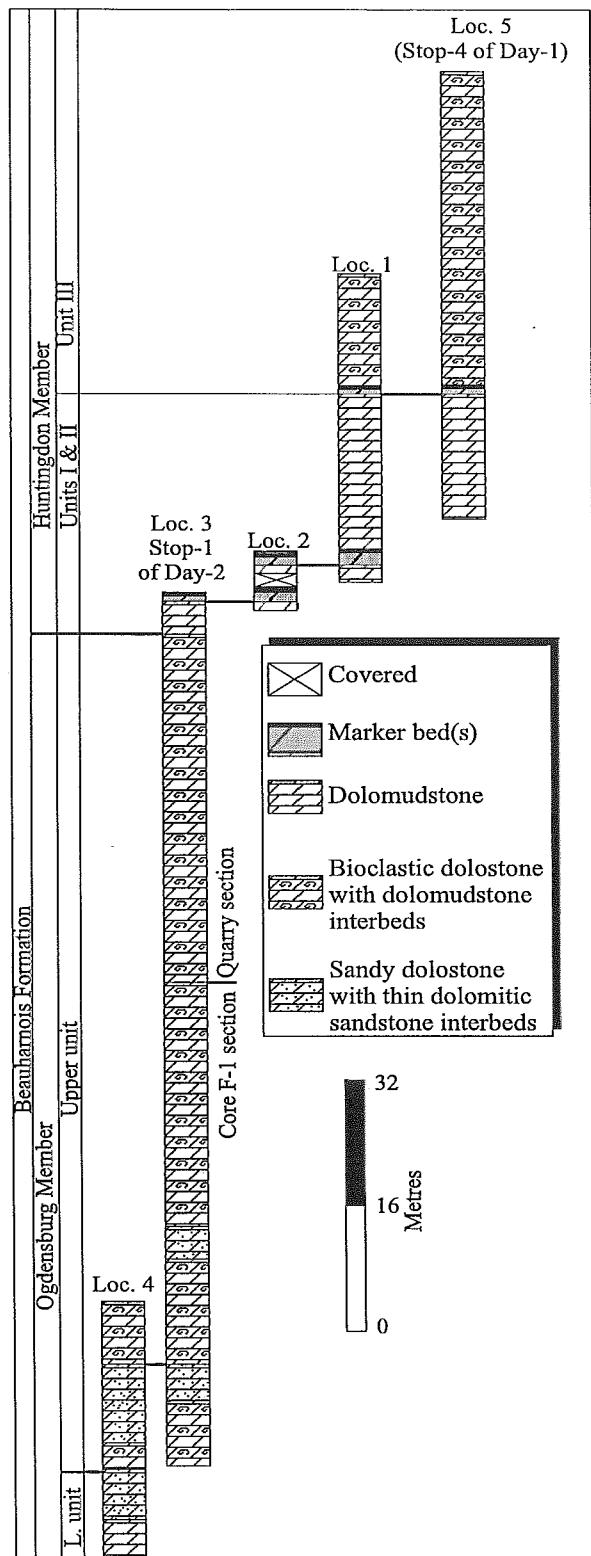


Fig. 4 Lithostratigraphic correlation of five sections exposing the Beauharnois Formation. This correlation benefited from marker beds recognized in the field. The Ogdensburg - Huntingdon contact is exposed at Loc. 3 (Les Carrières Régionales, Grand-Île, Québec).

Carillon Formation occur stratigraphically below this sandy interval, and therefore, belong to the Beauharnois Formation.

The Carillon Formation

The Carillon Formation, proposed recently by Bernstein (1991, 1992), is the highest lithostratigraphic unit of the Beekmantown Group in southwestern Québec and eastern Ontario. The formation, 112 m thick at Loc. 6, is relatively lithologically homogeneous and dominated by thin- to thickly-bedded, light to medium brownish gray, non-fossiliferous, fine crystalline dolomudstone (Lf-9) with shale (Lf-7) and stromatolitic mudstone (Lf-2) interbeds and minor bioclastic, sandy, dolomitic to pure limestone (Lf-5). Sedimentary structures in the dominant Lf-9 include dessication cracks, teepee structures, horizontal burrows, calcite and dolomite nodules, karstic features, and microbial laminations. Lithofacies 5 in this formation consists of bioclasts dominated by calcareous algae, but there are also other bioclastic, intraclastic, peloidal and oolitic grains. The upper boundary of the Carillon Formation marks the Sauk - Tippecanoe unconformity that indicates termination of the Laurentian passive margin sedimentation and onset of a foreland basin setting due to convergent tectonic style of the Iapetus Ocean.

CONCLUSIONS

The lower Paleozoic sedimentary cover of southwestern Québec accumulated under different tectonic settings of the Laurentian Margin of the Iapetus Ocean. The rifting and drifting phases of the basin were dominated by continental to shallow marine siliciclastic accumulation (Potsdam Group) followed by establishment of a shallow marine carbonate platform (Beekmantwon Group). Initiation of a compressive tectonic style followed by a peripheral bulge

sweeping across the platform caused the uplifting of the Beekmantown Group forming a regional unconformity at the top of the group.

The Potsdam Group consists of a lower subarkosic unit (lower member of the Covey Hill Fm) deposited in a braided river system, a middle subarkosic and feldspathic quartz arenite interbeds with locally subordinate bioclastic, dolomitic sandstone lithofacies (Rivière Aux Outardes Mb of the Covey Hill Fm) deposited in a shallow marine depositional setting, and upper unit (Cairnside Fm) of clean quartz arenite with subordinate dolomitic sandstone lithofacies in its upper part. The Cairnside Sandstone accumulated under a tide-dominated shelf. The top of the Cairnside Sandstone is marked by a subaerially developed, disconformable surface.

The relative sea level drop and erosion of the upper part of the Cairnside Sandstone was followed by a marine transgression and carbonate sedimentation (Beekmantown Group). The Theresa Formation represents the basal unit of the platform consisting of admixed carbonate and siliciclastic lithofacies. The latter wanes up-section giving way to the bioclastic and non-bioclastic dolostones of the Beauharnois Formation, which accumulated in a more open marine depositional setting. The highest Carillon Formation of the Beekmantown Group was deposited in an intertidal to supratidal environment. It documents a gradual sea level lowering related to the westward sweeping peripheral bulge accompanied by the regional Sauk - Tippecanoe unconformity and the development of the Taconian foreland basin.

ACKNOWLEDGMENTS

The project of this report is jointly funded by the INRS-Géoressources and the GSC-Ste-Foy. We extend our thanks to the quarry owners who allowed us map their properties as well as the Ministère de l'Energie et des Ressources for allowing us log their cores.

REFERENCES

- Belyea, H.R. 1952. Deep wells and subsurface stratigraphy of part of the St. Lawrence Lowlands, Québec. Geological Survey of Canada Bulletin, 22, 113 p.
- Bernstein, L. 1991. The Lower Ordovician Beekmantown Group, Quebec and Ontario. PhD. thesis, Université de Montréal, Quebec.
- Bernstein, L. 1992. A revised lithostratigraphy of the Lower - Middle Ordovician Beekmantown Group, St. Lawrence Lowlands, Quebec and Ontario. Canadian Journal of Earth Sciences, 29: 2677-2694.
- Byrne, A.W. 1958. The stratigraphy and paleontology of the Beekmantown Group in the St. Lawrence Lowlands, Québec. PhD thesis, McGill University, Montreal.
- Clark, T. H. 1966. Châteauguay area. Québec Department of Natural Resources, Geological Report 122, 63p.
- Clark, T.H. 1972. Montreal area. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, Geological Report 152.
- Globensky, Y. 1981. Region de Huntingdon. Ministère de l'Énergie et de Ressources, Québec, RG-198, 53 p.
- Globensky, Y. 1982. Région de Vaudreuil. Gouvernement du Quebec, Ministère de l=Energie et des Ressources. Rapport Géologique
- Globensky, Y. 1986. Géologie de la region de Saint-Chrysostome et de Lachine (sud). Gouvernement du Québec, Minstère de l'energie et des Ressources, MM 84-02, 167 p.
- Globensky, Y. 1987. Géologie de Basses-Terres du Saint-Laurent. Ministère de l'Énergie et de Ressources, Québec, MM 85-02, 63 p.
- Hofmann, H.J. 1972. Stratigraphy of the Montreal area. 24th International Geological Congress.

Montreal. QC. Excursion Guidebook B-03, 34p.

Salad Hersi, O. and Lavoie D. 2000a. Pre-Cairnside Formation carbonate-rich sandstone: evidence for a Cambrian carbonate platform in southwestern Quebec? *In* Current Research, 2000-D3, Geological Survey of Canada, Ottawa, 8p.

Salad Hersi, O. and Lavoie, D. 2000b. Lithostratigraphic revision of the Upper Cambrian Cairnside Formation, upper Potsdam Group, southwestern Québec, Canada. *In* Current Research, 2000-D4, Geological Survey of Canada, Ottawa, 8p.

Salad Hersi, O., Hilowle Mohamed, A., and Lavoie, D. (in preparation) Subaerial unconformity at the Potsdam - Beekmantown contact in the Québec Reentrant (southwestern Québec and eastern Ontario); regional significance for Laurentian continental margin history.

Wilson, A.E. 1946. Geology of the Ottawa - st. Lawrence lowland. Geological Survey of Canada, Memoir 241.

Stratigraphic columns of the sections to be visited during the field trip

Day - 1 (October 16th, 2000)

Stop - 1: Road-cut along Don Quichotte Boulevard, Île Perrot, Québec: Lower part of the Covey Hill Formation (Potsdam Group) deposited in a braided fluvial system.

Stop - 2: Road-cut along Highway 50 near exit to Lachute, Québec. Ogdensburg Member of the Beauharnois Formation, Beekmantown Group. Bioclastic and oolitic dolopackstone with dolomudstone interbeds deposited in a subtidal to intertidal shallow marine setting.

Stop-3: Unimin Quarry at Saint Canut, Québec. Well log showing upper, carbonate-rich Covey Hill Formation and overlying clean quartz arenite of the Cairnside Formation. The quarry section shows the Cairnside Formation only. The latter was deposited as intertidal to shoreline sand bars.

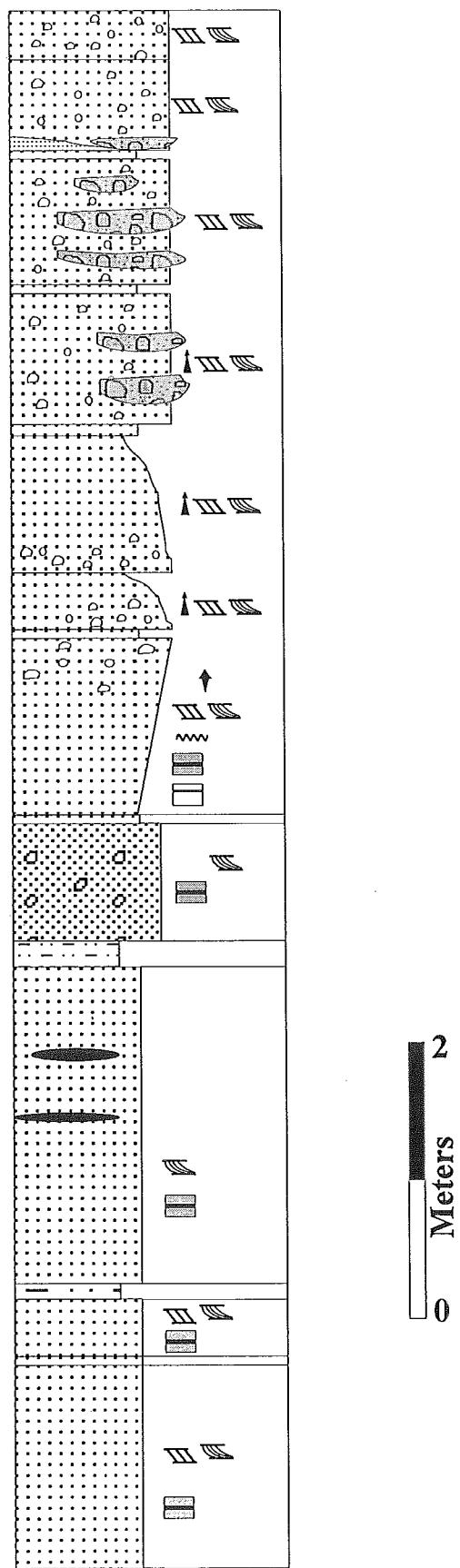
Stop - 4: St. Eustache Quarry at St. Eustache, Québec. The quarry wall exposes a thick section showing a good deal of the Huntingdon Member of the Beauharnois Formation. Lower part of the section is dominated by highly burrowed, medium to fine crystalline dolomudstone with minor bioclastic dolowackestone to rudstone interbeds. The fossil content increases upsection, but still the dolomudstone lithofacies is predominant in the section. Subtidal to supratidal environment.

Day - 2 (October 17th, 2000)

Stop - 1: Les Carrières Régionales at Grand-Île, Québec. Most of the exposed section consists of Ogdensburg strata. The overlying Huntingdon Member is also represented by the upper 11 m of the quarry. Depositional environment of the Ogdensburg Mb is subtidal, whereas the Huntingdon Member accumulated in an intertidal to supratidal setting.

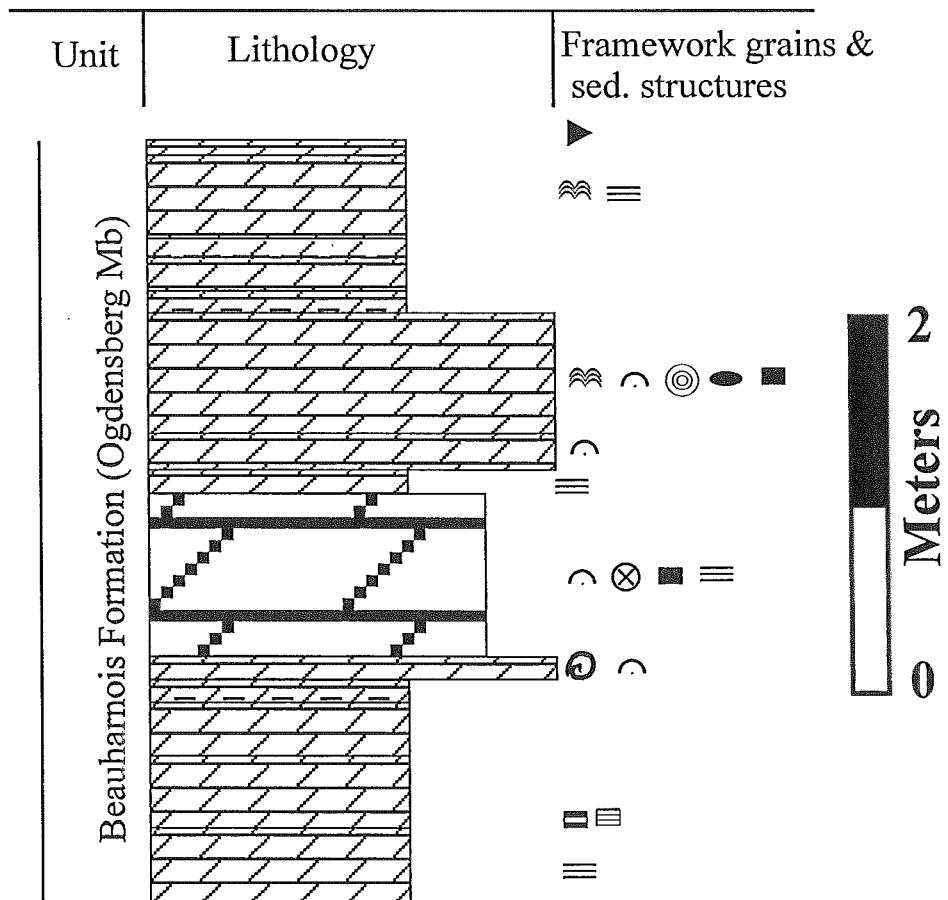
Lower Paleozoic: STOP - 1 (Day-1)

Stratigraphic column from the Don Quishotte Boulevard, Ile Perrot Covey Hill Fm: prograding braided river channels



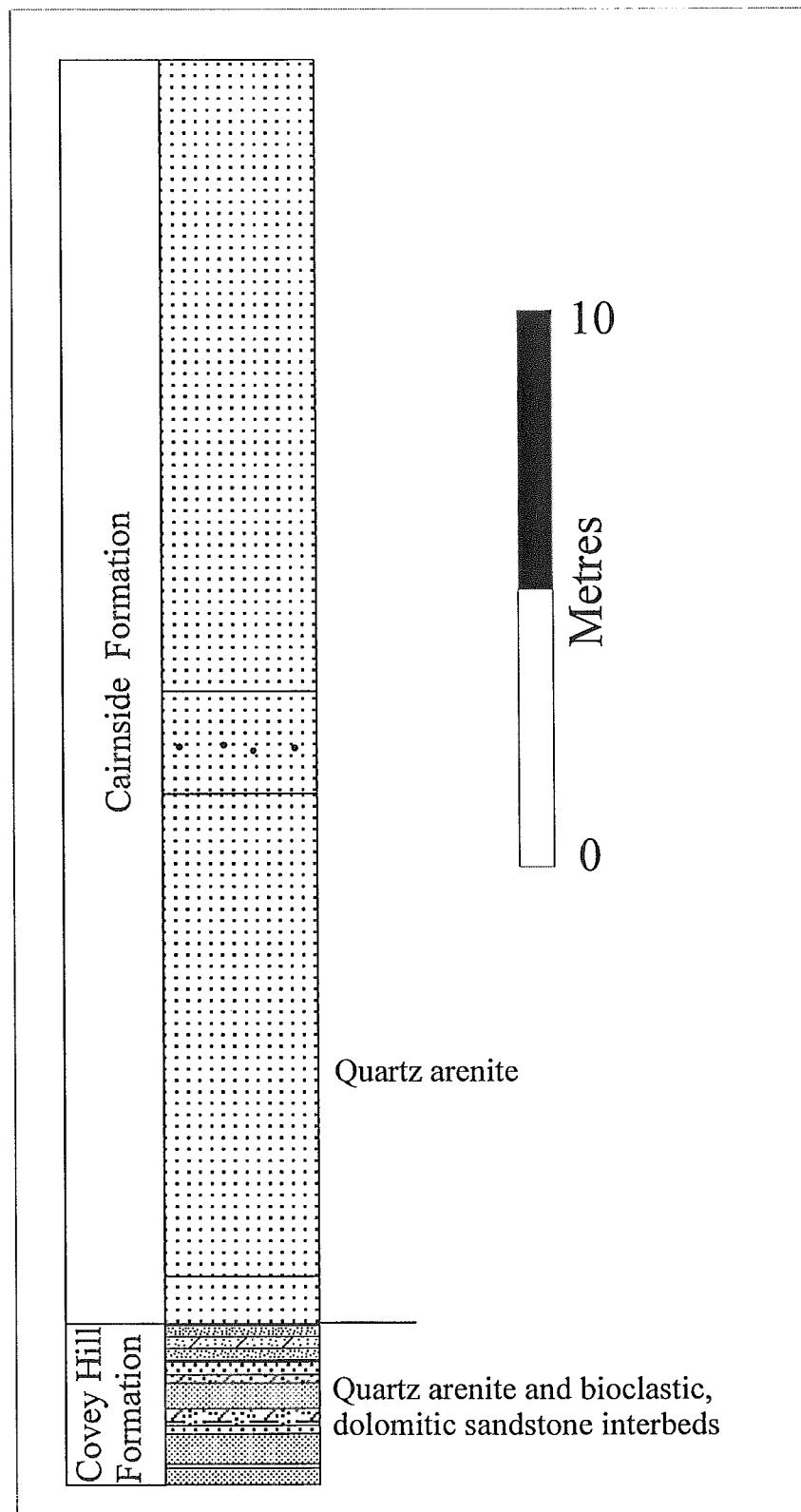
Stop - 2 of Day - 1

Bioclastic and oolitic dolowackestone to packstone lithofacies interbedded with massive to microbially laminated (stromatolitic) dolomudstone. Ogdensburg Mb of the Beauharnois Fm.



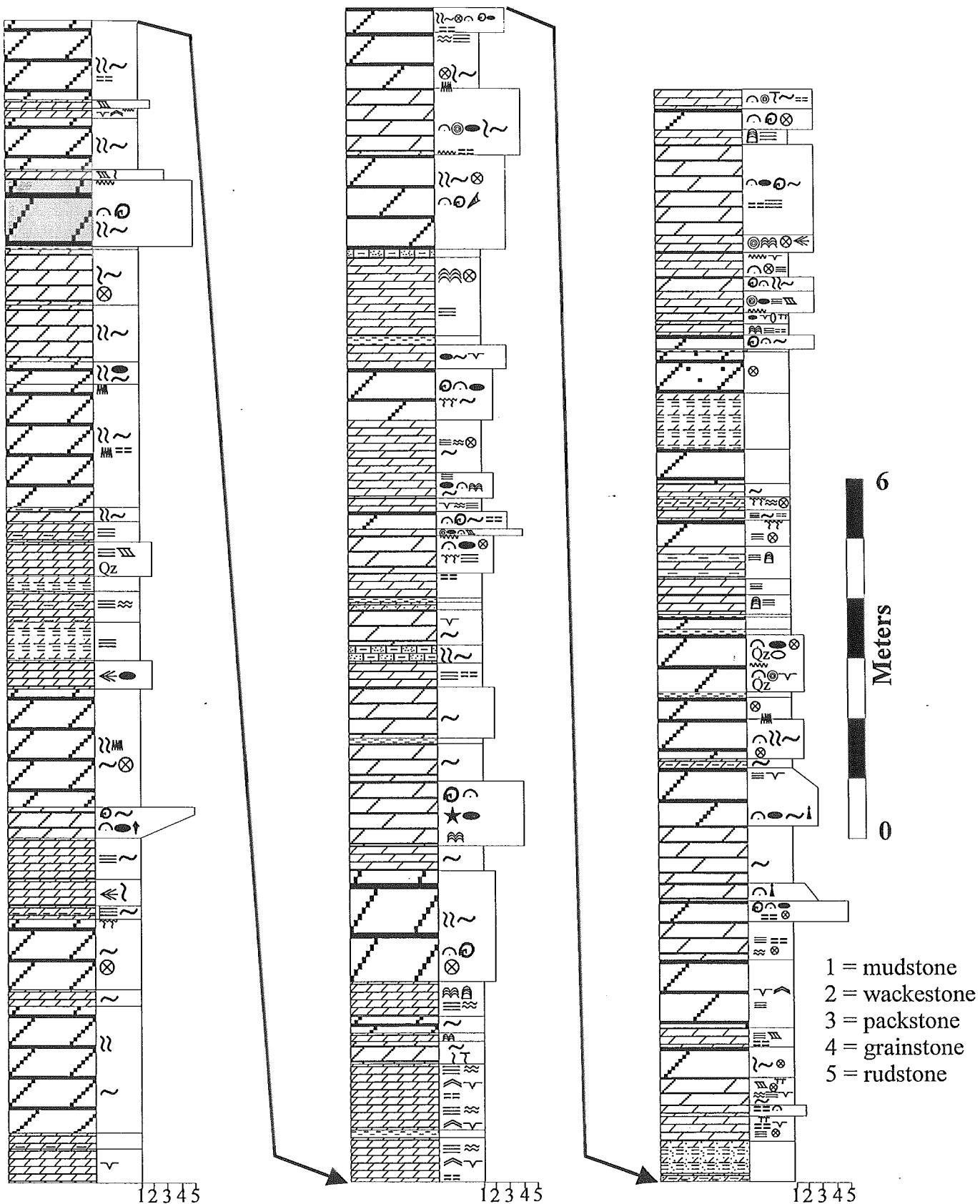
Stop-3 of Day-1:

Stratigraphic column from a core (Sc357) at the Unimin Quarry, St. Canut. Carbonate-rich Covey Hill Formation is overlain by the clean quartz arenite of the Cairnside Fm.

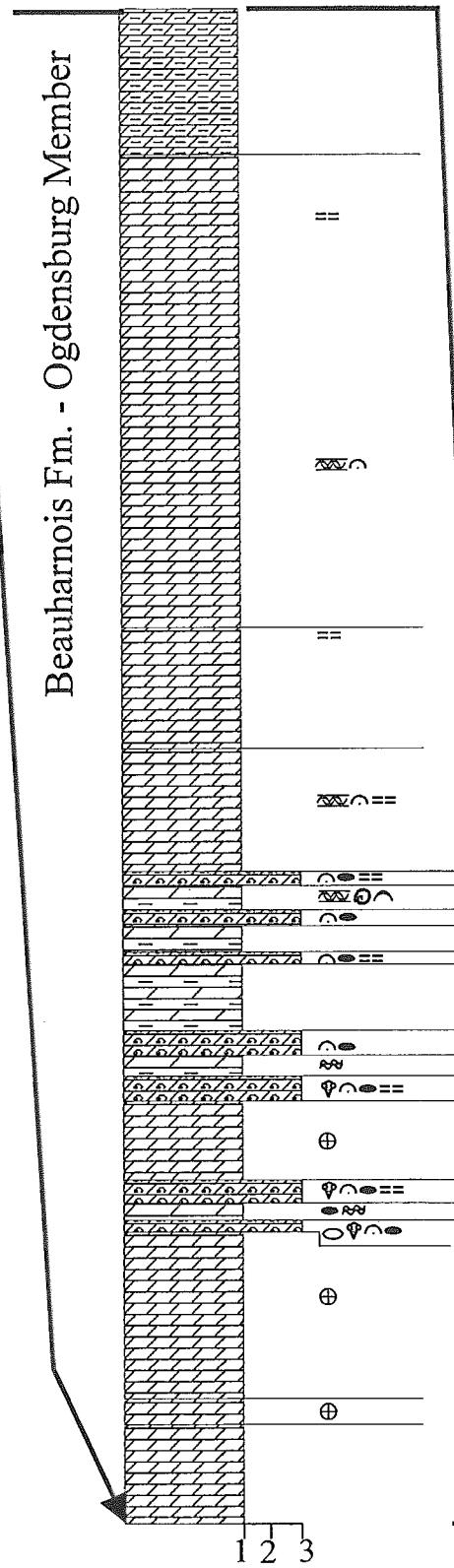
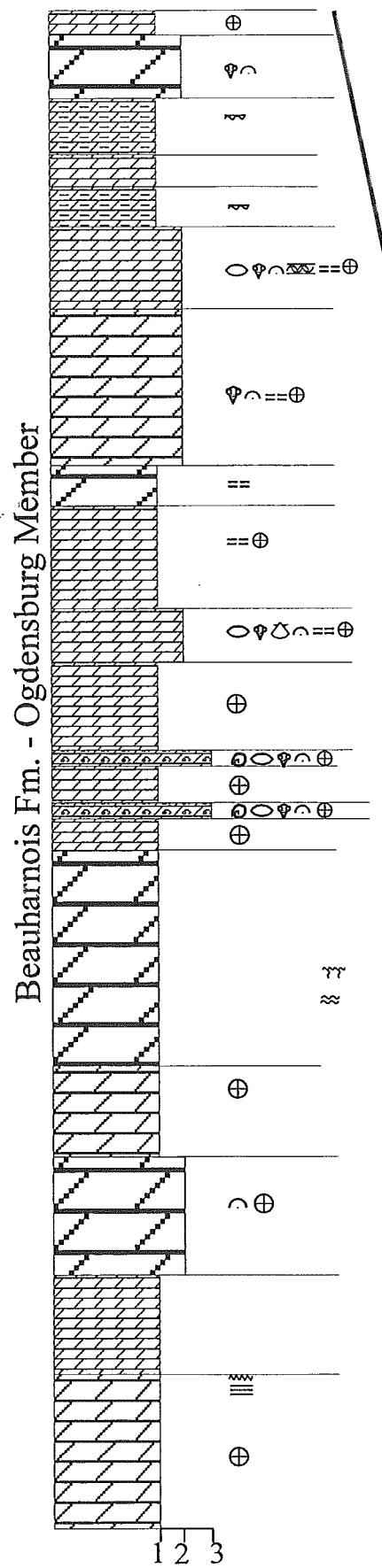


Lower Paleozoic: STOP - 4 (Day-1)

Huntingdon Mb, Beaharnois Fm: subtidal to supratidal sedimentation St-Eustache Quarry, St-Eustache

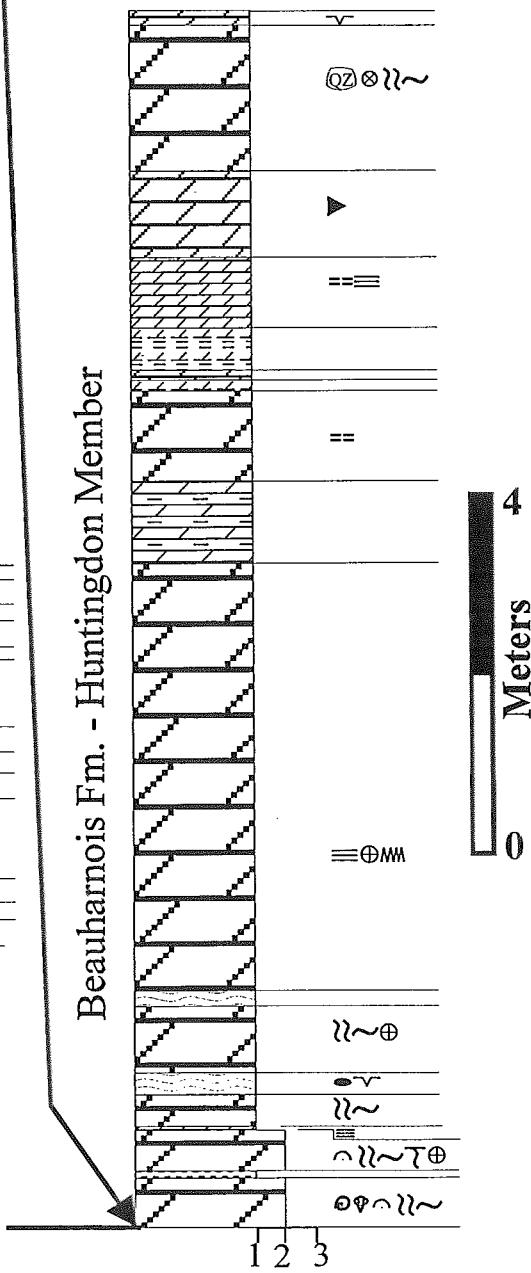


Stop-1 of Day-2
 Les Carrières Régionales, Grand-Ile:
 Beauharnois Fm (Ogdensburg and Huntingdon Mbs)



1 = Dolomudstone
2 = Dolowackestone
3 = Dolopackstone

Top of the quarry



THE LACOLLE BRECCIA

**THE RECORD OF THE DESTRUCTION OF THE LATE
ORDOVICIAN CARBONATE FORELAND BASIN IN SOUTHERN
QUEBEC**

DENIS LAVOIE

**GEOLOGICAL SURVEY OF CANADA - QUEBEC OFFICE
880 CHEMIN STE-FOY, QUEBEC**

INTRODUCTION

In eastern Canada, the Lower Paleozoic continental margin consists of the Quebec Reentrant and St. Lawrence Promontory (Fig. 1). The irregular shape of the margin played a key role in its tectonosedimentary evolution (Lash 1988; Bradley 1989; Lavoie 1994). Cambrian-Ordovician carbonate sedimentation at the Laurentian margin has been the subject of tectonostratigraphic summaries both in the northern (James et al. 1989) and southern Appalachians (Read 1989). Coeval successions of the Quebec Reentrant have received less attention (Bernstein 1992; Lavoie 1994, 1995; Lavoie and Asselin 1998; Sandford Hersi and Lavoie 2000a, b) although, a recent synthesis has been produced (Sandford 1993).

The purposes of this part of the trip is to 1) document the nature of an enigmatic unit (the Lacolle Breccia) capping the Upper Ordovician carbonate succession (Trenton Group) in southern Quebec and, 2) compare this breccia with a similar Middle Ordovician unit (the Cape Cormorant Formation) in western Newfoundland which marks the demise of taconian foreland basin shallow marine carbonate sedimentation at the St. Lawrence Promontory.

THE ST. LAWRENCE LOWLANDS (QUEBEC REENTRANT)

Regional geology and stratigraphy

A 1500 m thick Cambrian - Ordovician succession was deposited in the St. Lawrence Platform (SLP) of southern Quebec (Fig. 2). Following the peak of Taconian deformation (Upper Ordovician), siliciclastic sedimentation occurred in successor basins. There is, however, almost no preserved record of sedimentation younger than latest Ordovician (Globensky 1987).

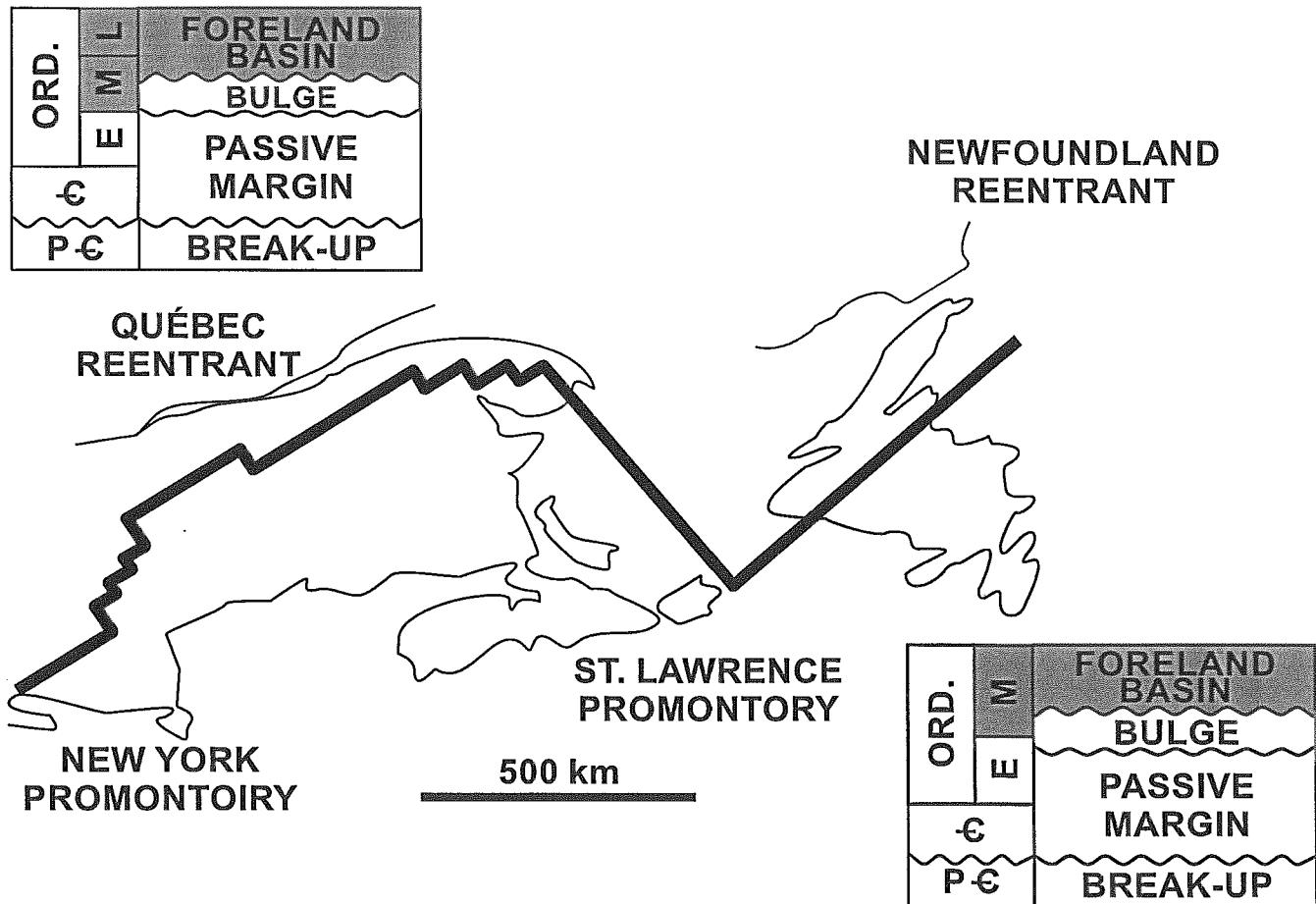


Figure 1: The Lower Paleozoic continental margin of Laurentia in eastern Canada; with promontory and reentrant. Added are the global tectonic stages showing the diachronous history of the foreland basin in the area.

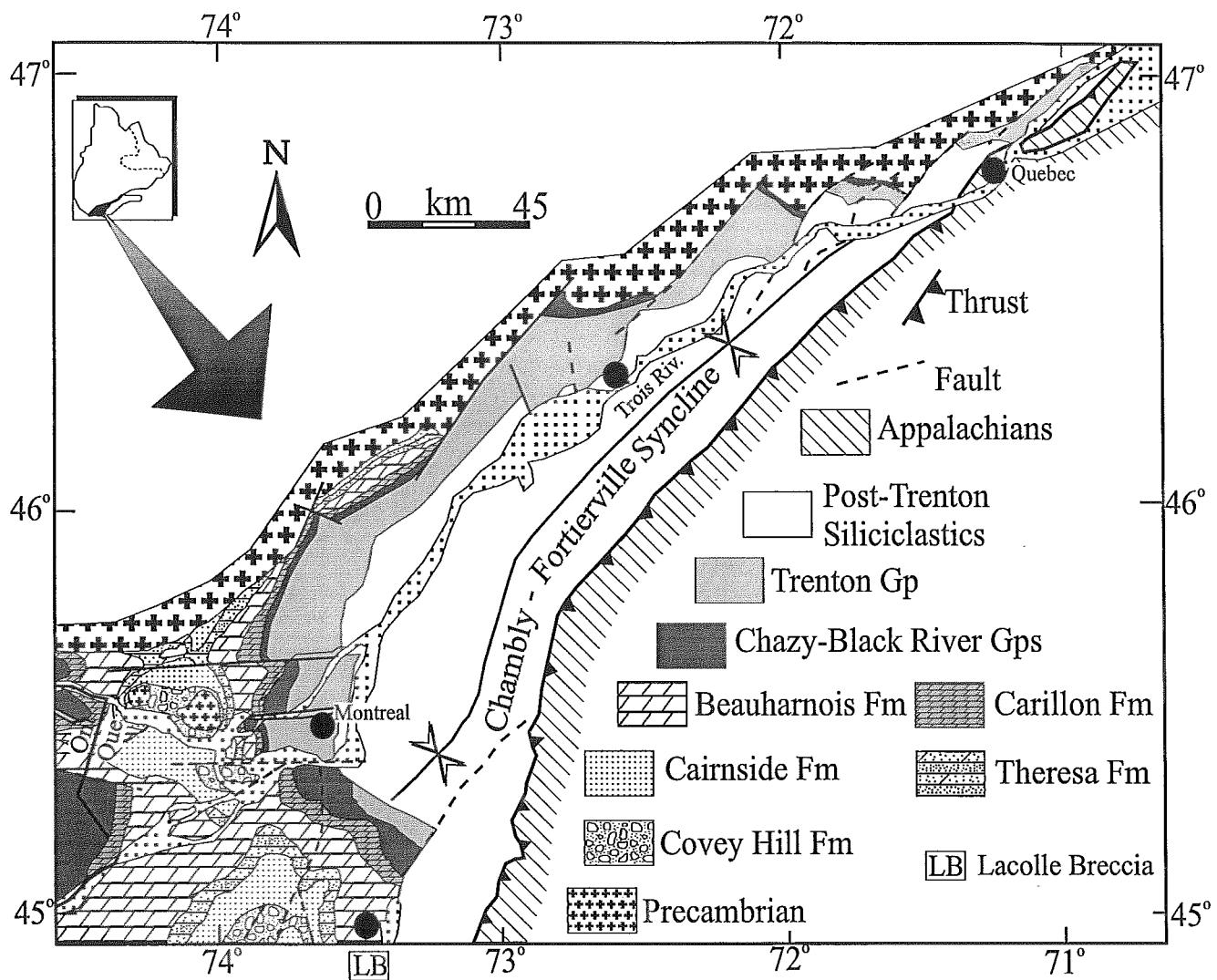


Figure 2: Geological map of the St. Lawrence Platform in southern Quebec with location of the Lacolle Breccia. Modified from Globensky (1987)

The SLP is dissected by a number of normal faults; two major systems are recognized, NE-SW and NNW-SSE (Fig. 2). Both systems were sporadically active from the late Precambrian to the Late Ordovician (B.E.I.C.I.P. 1975; St. Julien and Hubert 1975; Lavoie 1994) and were possibly reactivated in Mesozoic time, at the opening of the Atlantic (Rocher et al. 2000; Lemieux et al. 2000). The stratigraphic succession of the SLP (Figs. 2, 3) comprises initial passive margin Upper (?) Cambrian - Lower Ordovician, subaerial to shallow marine siliciclastics (Potsdam Group) and Lower Ordovician carbonate platform strata (Beekmantown Group) followed by Middle to lower Upper Ordovician foreland basin shallow water carbonate strata (Chazy, Black River and Trenton groups), and by Upper Ordovician deep water siliciclastic and syn-orogenic flyschoid sediments (Utica, Ste. Rosalie and Lorraine groups), capped by post-Taconian (uppermost Ordovician) molasse (Queenston Group). The Lacolle Breccia occurs over the youngest Taconian foreland carbonate unit in the SLP, the Trenton Group.

Biostratigraphy of the Trenton Group

The contact between the Trenton Group and the overlying Utica Shales is transgressive, younging to the WSW. In the Montréal area, uppermost Trenton beds yield graptolites of the *Climacograptus spiniferus* Zone (Riva et al. 1977), whereas the lower beds of the Utica Shales yield a fauna of the *Uticograptus pygmaeus* Zone (Riva et al. 1977); both zones are Edenian in age. Further to the northeast, in the Québec City area, the uppermost beds of the Trenton and lowermost beds of the Utica yield *Orthograptus ruedemannii* Zone graptolites (Riva et al. 1977) of latest Trentonian age. The Trenton-Utica contact, therefore, is over a full graptolite zone older at the northeastern end of the platform.

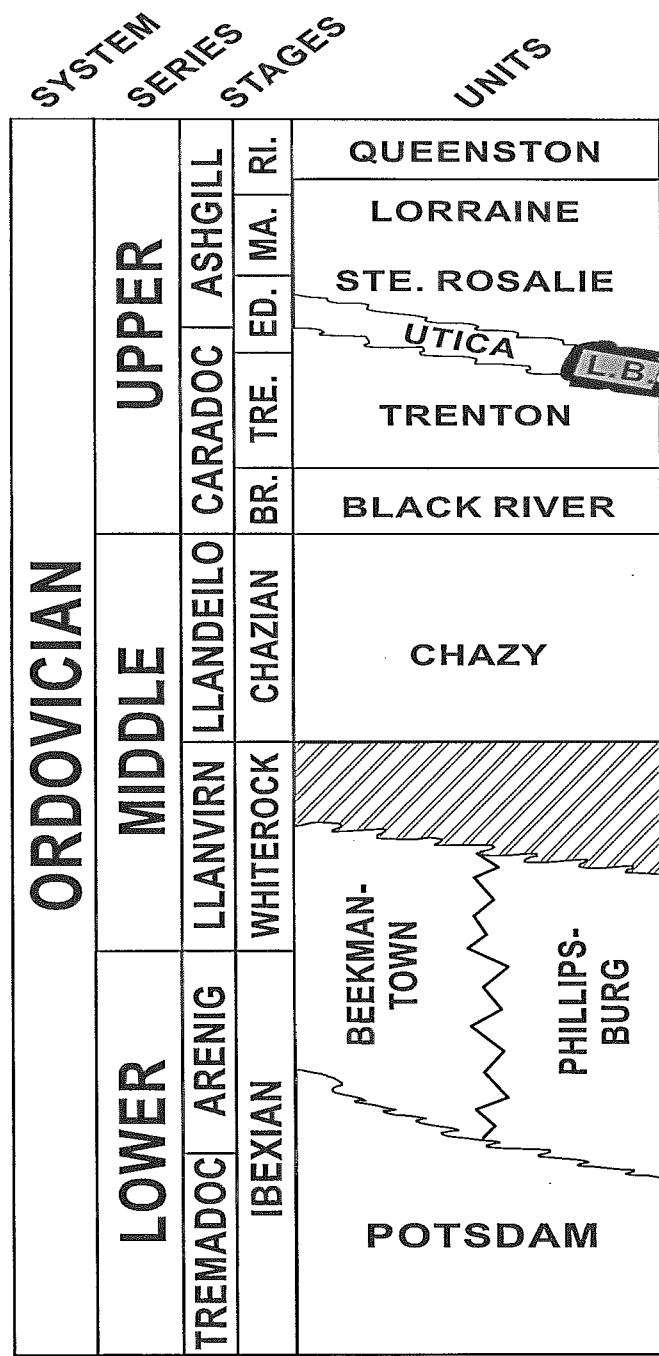


Figure 3: Stratigraphic framework of the St. Lawrence Platform in southern Quebec with the position of the Lacolle Breccia (LB). Diagonal pattern is for erosion and non-deposition.

Biostratigraphic studies in the southeastern limit of the SLP (Globensky 1987) indicate that the Utica Shales are as old as the *Corynoides americanus* Zone (Trentonian). This is one graptolite zone older than in the Quebec City area. Flyschoid sediments (Ste-Rosalie Group) overlying the Utica Shales are transgressive towards the west and span four graptolite zones (*C. americanus* to *U. pygmaeus*) (Globensky 1987).

The biostratigraphic data suggest that, during the *C. americanus* (late Trentonian) to the lowermost part of the *C. spiniferus* (Edenian) Zones, foreland basin carbonate sedimentation (Trenton Group) to the west was coeval with deep water siliciclastic (Utica Shales) and syn-orogenic flyschoid (Ste-Rosalie Group) sedimentation to the east. Westward younging of Utica Shales and flysch has also been noted at the New York Promontory (Fisher 1977; Ettensohn 1991).

From available mapping information, the Lacolle Breccia occupies a stratigraphic interval coincident with the upper limit of the Trenton or the base of the Utica Shale. The biostratigraphic information indicates that the Lacolle Breccia is no younger than the *Corynoides americanus* Zone (Trentonian).

THE TRENTON GROUP

The Trenton Group in southern Quebec (Fig. 2) is 140 to 220 m thick and is divisible into three lithostratigraphic units.

Lower part of the Trenton Group

The thin lower part of the Trenton Group either conformably or unconformably overlies the Black River Group (Lavoie 1994). Evidence for an unconformable relationship is expressed by karst topography developed at the top of the Black River Group (Lavoie

1993, 1994). The lower part of the Trenton Group is typified by bioclastic wackestone and packstone and is interpreted to represent shallow subtidal deposition (Lavoie 1993; 1994).

Middle part of the Trenton Group (Deschambault Formation)

The Deschambault Formation conformably overlies the lower part of the Trenton Group (Lavoie 1992). However, at the northeastern end of the SLP, it unconformably overlies Precambrian basement. The characteristic lithofacies of the Deschambault Formation are a variety of bioclastic coarse-grained limestones (Lavoie 1992, 1995; Ndzangou 1997). The macrofauna is dominated by bryozoans and brachiopods; mollusks, crinoids and red algae are subordinate. The fauna is suggestive of cool-water-like sedimentation at that time (Lavoie 1995; Lavoie and Asselin, 1998). The lithofacies mosaic of the Deschambault Formation represents deposition on a high-energy gently sloping carbonate (Lavoie 1992, 1995).

Upper part of the Trenton Group

The upper part of the Trenton Group is 110 to 200 m thick. Lower and upper contacts with the Deschambault Formation and Utica Shales, respectively, are gradational over a few metres. The lower part of the upper Trenton consists of the Saint-Casimir Member of the Neuville Formation and the Montréal Formation (Globensky 1987), and ranges from 30 to 65 m thick. The dominant lithofacies are wavy-bedded lime mudstone and wackestone with minor amounts of limy shale. These rocks are typified by synsedimentary deformation, including truncated surfaces, slumping and dismembered beds. The upper part of the upper Trenton consists of the Grondines Member of the Neuville Formation and the Tétreauville Formation (Globensky 1987), and is 80 to 135 m thick. The dominant lithofacies consist of planar-bedded lime mudstone and less common

wackestone interbedded with limy mudstone. Slump folds and breccias occur in the northeastern part of the platform. The lower succession of the upper Trenton consists of relatively shallow-water, outer shelf deposits influenced locally by fair-weather waves (Lavoie 1993, 1994). The upper succession of the upper Trenton is interpreted as deeper-water, outer shelf deposits that were laid down below fair-weather, but above the storm wave bases (Lavoie 1993, 1994). Large-scale synsedimentary deformation throughout the Trenton suggests that the shelf was affected by significant seismic activity and faulting at this time.

In summary, the Trenton Group of the SLP represents a deepening-upward interval, beginning with shallow subtidal carbonate deposition, followed by subtidal sedimentation on an open marine carbonate ramp and culminating in shallow to ultimately deep outer shelf sedimentation. The overall deepening upward trend increased and led to the rapid transition to the overlying unit, the Utica Shale. The sea level rise recorded in Upper Ordovician (Caradocian) units was most likely driven by tectonism. Even if time hiatus surfaces are locally present at the Trenton - Utica contact, nowhere are these surfaces showing evidence for subaerial exposure. In fact, the hiatus is rather marked by pyrite-coated hardgrounds suggestive of prolonged sub-marine exposure without significant accumulation of sediments, a common fact for rapidly foundering carbonate basins where rapid sea level rise shutdowns the shallow marine carbonate production zone.

THE LACOLLE BRECCIA

The Lacolle Breccia (the Lacolle Conglomerate of Clark and McGerrigle 1936) is a distinctive unit located at the southern end of the SLP (Fig. 2). The term Lacolle Breccia

was introduced by Globensky (1981). The origin of this unit is controversial, the Lacolle Breccia has been interpreted to be purely sedimentary in origin (Clark and McGerrigle 1936), as a tectonic melange resulting from erosion of a lateral fault scarp with the deposit remobilised in a westward-directed thrust (Stone 1957; Fisher 1968), as a product of regional sea level fall resulting in subaerial erosion of a fault-scarp consisting of the entire Ordovician carbonate platform (Globensky 1981) or as a product of submarine erosion of platform thrust planes produced by the Taconian compression (Lavoie 1994). In order to evaluate these scenario, a description of the poorly outcropping breccia follows.

The Lacolle Breccia forms a NNE-oriented succession of isolated small hills covering an area of roughly 30 km². From limited outcrop information, Globensky (1981) considered that the breccia overlies the Beekmantown Group. The Lacolle Breccia is considered to mark the position of the Tracy Brook normal fault which, following Globensky (1981), experienced a minimum of 600 metres of vertical throw. In his geological report, Globensky (1981) presents an exhaustive description of the breccia and I agree with the following:

- 1) the breccia is highly chaotic (Fig. 4a),
- 2) no current-, or wave-induced sedimentary structures is observed in the breccia,
- 3) the breccia fragments range from a few centimetres up to tens of metres in size,
- 4) the breccia fragments are highly angular,
- 5) the breccia is overwhelmingly dominated by clasts, matrix is rare and,
- 6) fragments of the entire Ordovician carbonate succession present in the SLP are documented, with in particular, abundant clasts (more than 50% of total clasts) of the very distinctive Theresa and Beauharnois formations of the Beekmantown Group (Fig. 4b),



(A)



(B)



(C)

Figure 4: Lacolle Breccia (A) plane-bedding view showing the chaotic nature of the breccia with a large angular clast of bioclastic limestone surrounded by smaller dolomitic clasts. (B) Close-up view of (A) showing small angular sandy dolostone fragments assigned to the Theresa Formation (Lower Ordovician Beekmantown Group), the matrix is fine-grained limy mudstone. (C) Cross-section view of graded and cross-laminated intraclastic grainstone interbedded with the breccia.

moreover, fragments of Chazy and Black River bioclastic limestones, and grainstones of the Deschambault Formation (Trenton Group) are abundant.

However, some critical new observations were either not reported by Globensky (1981) or are in disagreement with it. The following observations help to precise the origin of the breccia.

- 1) a clear contact with the assumed underlying Beekmantown Group could not be unequivocally found,
- 2) at places, interpreted *in situ* outcrops of the Beekmantown Group are clearly embedded within breccia beds therefore forming huge slabs in the breccia,
- 3) when exposed, the matrix consists of black mudstone of definitively marine not subaerial origin and,
- 4) new exposures help to document a transition from a matrix-devoid breccia to a definitively marine, well-bedded deposits of cobble- to pebble-rich argillaceous limestone and cross-bedded intraclastic grainstone (Fig. 4c).

These new information indicate that the breccia was not formed under sub-aerial conditions but rather in the sub-marine realm although, we do agree with the fact that the total thickness of the eroded platform could be as much as 600 m, based on the presence of fragments of the distinctive Lower Ordovician sandy dolostones of the Theresa Formation (Beekmantown Group) in the Lacolle Breccia. It is also important to stress that the origin proposed by Globensky (1981) implies a major sea level lowstand and subaerial exposure in Trentonian time, this is simply not recorded anywhere. My preferred scenario for the origin of the Lacolle Breccia is based on current interpretation of a similar, but older unit found in Newfoundland, the Cape Cormorant Formation (Stenzel et al. 1990), the interpretation of

which was not available to Globensky at the time of his report.

THE CAPE CORMORANT FORMATION IN WESTERN NEWFOUNDLAND AND ORIGIN OF THE LACOLLE BRECCIA IN SOUTHERN QUEBEC

The Middle Ordovician (Llanvirnian) Cap Cormorant Formation can reach 200 metres in thickness, it overlies the deep marine limestones at the top of the Table Point Formation (facies equivalent to the upper Trenton), the Cap Cormorant Formation has been shown to be laterally equivalent to the Table Cove and Black Cove formations (facies equivalents to the uppermost Trenton and Utica Shales, respectively) (Fig. 5). Similarities with the Lacolle Breccia are awesome, the Cap Cormorant consists of an interbedded succession of carbonate-lithoclasts conglomerate, calcarenite and shale. The conglomerates are poorly sorted, clast-supported and carrying huge angular carbonate fragments correlatable with the entire Middle Cambrian to Middle Ordovician carbonate platform known in western Newfoundland (from the Port au Port Group to the St. George and Table Head groups). The exquisitely exposed breccia along sea cliffs allow to recognize that huge breccia beds are embedded in fine-grained hemipelagic succession arguing for a deep marine setting for accumulation. The Cape Cormorant Formation has been interpreted to record episodic deposition from debris flows and turbidity currents into a deep marine slope to basin margin setting (Stenzel et al. 1990). From the age and nature of the clasts, more than 1000 metres of platformal limestone are interpreted to have been exposed and eroded from submarine scarp formed by advancing Taconian thrusts (Stenzel et al. 1990). The Cape Cormorant marks a major event in the evolution of the foreland basin in western Newfoundland (Stenzel et al. 1990; Waldron et al. 1994; Stockmal et al. 2000; Fig. 5).

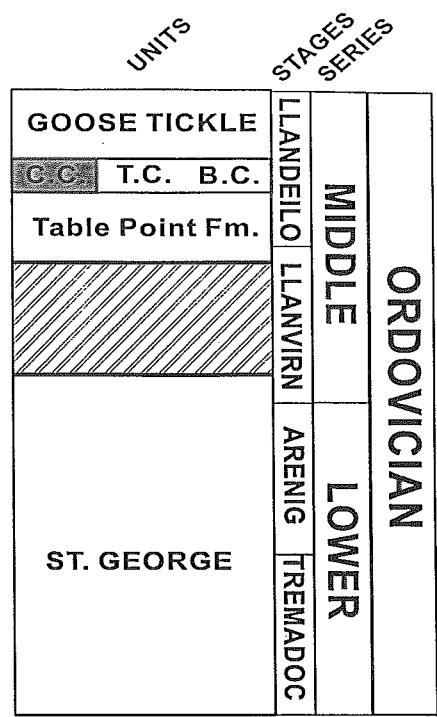
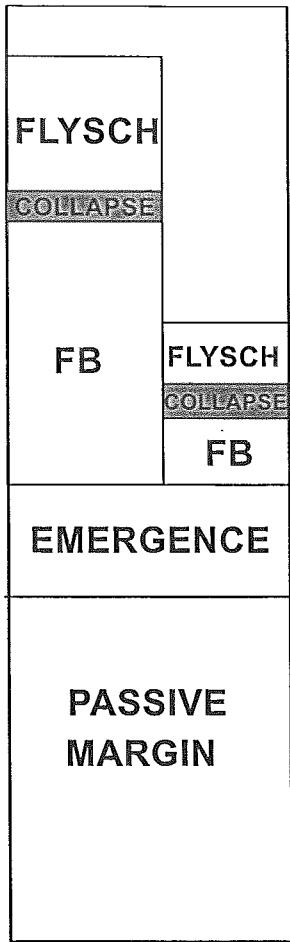
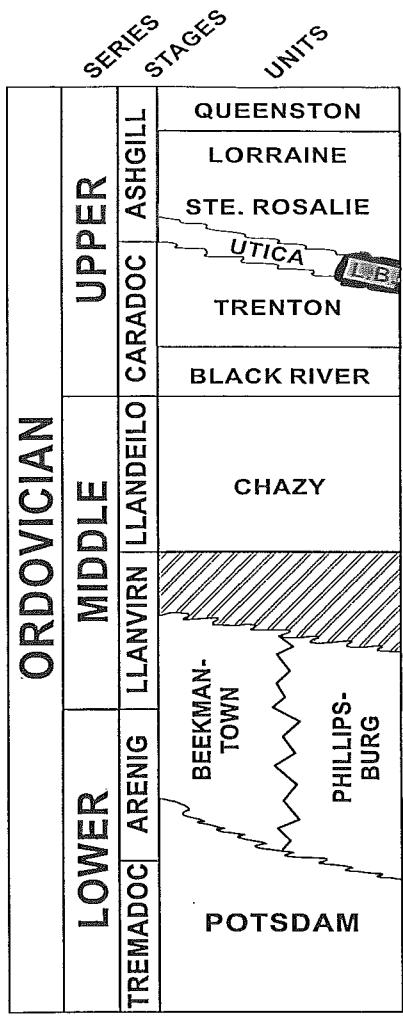


Figure 5: Comparative Ordovician event stratigraphic framework for the Quebec Reentrant and St. Lawrence Promontory. The event correlative Lacolle Breccia (L.B.) and Cape Cormorant Formation (C.C.) are strongly diachronous. FB is for Foreland Basin, TC is for Table Cove Formation and BC is for Black Cove Formation.

Lavoie (1994) proposed to interpret the Lacolle Breccia as a similar tectonic-generated deposit. This interpretation is based on the similarity in the overall sedimentologic characteristics of the breccia itself, the polymictic nature of the carbonate fragments in which the entire Ordovician continental margin platform is represented, and the similar position of this breccia in an event stratigraphy perspective (Fig. 5). This last point is critical in the interpretation of the Lacolle Breccia as, similarly with the Cape Cormorant, it was formed during an overall tectonically-driven sea level rise that resulted in the foundering of the foreland basin carbonate platform. In both cases, the breccia deposits have been shown to be time correlative with the transition from a carbonate- to a siliciclastic-dominated foreland on the continental margin. Submarine formation of the breccia is supported by the nature of matrix and encasing beds and as such, the nature of the source deduced from clasts indicate the formation of significant relief which could only be generated tectonically.

COMPARISON OF THE QUEBEC FORELAND SUCCESSION WITH SIMILAR SUCCESSIONS OF THE ST. LAWRENCE PROMONTORY

The evolution of upper Precambrian (?) - Middle Ordovician continental margin deposits at the St. Lawrence Promontory in Newfoundland is well documented (James et al. 1989). They have been compared with distant segments of the southern Appalachians (Read 1989), but few comparisons have been made with the margin successions in the Quebec Reentrant (Knight et al. 1991; Lavoie 1994). The foreland basin carbonate succession in the SLP of the Quebec Reentrant encompasses the Chazy, Black River and Trenton groups (Fig. 5). At the St. Lawrence Promontory, the foreland basin carbonate succession is

represented by the Whiterockian (Llanvirnian) Table Head Group (Fig. 5; James et al. 1989; Stenzel et al. 1990).

The Table Head Group is a tripartite unit made up of the Table Point Formation at the base and the partly equivalent Table Cove and Cape Cormorant formations at the top (Stenzel et al. 1990). The Table Point Formation is characterized by peritidal followed by shallow subtidal sedimentation on tectonically-active, fault-bounded blocks (James et al. 1989; Stenzel et al. 1990). Facies of the upper part of the Table Point Formation (subtidal, muddy bioclastic sediments with occasional coarser-grained sand shoals; James et al. 1989) are similar to those of the lower and middle parts of the Trenton Group of southern Quebec, for which tectonic control on facies distribution is also proposed (Lavoie 1994). The overlying Table Cove Formation is interpreted as outer shelf deposits (Stenzel et al. 1990). It is made up of a lower part of predominantly wackestone and packstone, followed by lime mudstone with an upward increase in calcareous shale interbeds (Stenzel et al. 1990). This succession is facies equivalent to the upper Trenton of the SLP. The Cape Cormorant Formation conglomerates were generated by submarine erosion of the Cambrian-Ordovician platform which was uplifted by Taconian faults. The conglomerates were deposited in fault-bounded basins adjacent to submarine escarpments. (James et al. 1989; Stenzel et al. 1990; Waldron et al. 1994). A lateral facies relationship is recognized in western Newfoundland (Table Cove - Cape Cormorant- Black Cove; Stenzel et al. 1990).

In an event stratigraphic framework, Lavoie (1994) proposed that the continental margin foreland basin at the St. Lawrence Promontory and in the Quebec Reentrant, underwent a similar but strongly diachronous evolution with the foundering of the carbonate foreland occurring 10-15 Ma earlier at the St. Lawrence Promontory. This age

discrepancy suggests foredeep westward migration rates of roughly 4 - 6 cm/year (Lavoie 1994), these rates agree with those proposed by Cisne et al. (1982) for the New York Promontory adjacent to the Quebec Reentrant. The correlation between the Cape Cormorant Formation and the Lacolle Breccia is one element of this regional framework.

DESCRIPTION OF THE STOP

The time constraint imposed by the field trip will limit us to one stop for the Lacolle Breccia. At the time of our last visit (1993), the Lacolle municipal playground offered the best exposure of the poorly outcropping Lacolle Breccia and geology of this stop is herein described. However, some scraping was on-going in the town itself (for building purpose) and possibly, some new natural exposures might be available.

Direction

From Highway 15 South, take exit 6 to provincial road 202 East. Drive for about 5.5 km until you reach the intersection with road 221, take left. This will lead you to the small town of Lacolle, drive for about 1.5 km and park to the right in the municipal playground parking lot.

Description of the stop

This stop offers you the best available (in 1993) outcrops of the Lacolle Breccia and was chosen as the type locality of the breccia by Globensky (1981). The stop consists of a succession of small knobs roughly oriented N-S. The breccia is made up of roughly 50% dolostone clasts of the Beekmantown Group (sandy dolostone of the Theresa Formation, dolostone and cryptalgal laminites of the Beauharnois Formation) with the remaining consisting of various bioclastic limestones, for which Chazy, Black River and Trenton assignment has been proposed based on faunal elements (trilobites, gastropods, ostracods and crinoids). The carbonate fragments are locally huge, up to 3.5 m in length and are highly angular. At this locality, the matrix consists of a smaller size mixture of carbonate fragments identical to the large clasts.

If time permits, a second locality might be visited. It is located about 1.2 km

northward of the planned stop, along road 221. In 1993, some scraping of a small knob revealed the nature of beds encasing the breccia. At this locality, an upward transition from cm-thick beds of dolomitic mudstone and wackestone with some cross-laminations, passes to silty dolostone thoroughly cross-laminated becoming coarser-grained and graded upward giving way to pebble-rich calcirudite.

REFERENCES

- B.E.I.C.I.P. (Bureau d'Études Industrielles et de Coopération Technique de l'Institut Français du Pétrole) 1975. Étude sédimentologique du Cambro-Ordovicien des Basses-Terres du Saint-Laurent. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, DP-375.
- Bernstein, L. 1992. The Lower Ordovician Beekmantown Group, Quebec and Ontario. Ph.D. thesis, Université de Montréal, Montréal, Quebec.
- Bradley, D.C. 1989. Taconic plate kinematics as revealed by foredeep stratigraphy, Appalachian Orogen. *Tectonics*, **8**: 1037-1049.
- Cisne, J.L., Karig, D.E., Rabe, B.D., and Hay, B.J. 1982. Topography and tectonics of the Taconic outer trench slope as revealed through gradient analysis of fossil assemblages. *Lethaia*, **15**: 229-246.
- Clark, T.H., and McGerrigle, H.W., 1936. Lacolle Conglomerate; a new Ordovician Formation in southern Québec. *Bulletin Geological Society America*, **47**: 665-674.
- Ettensohn, F.R. 1991. Flexural interpretation of relationships between Ordovician tectonism and stratigraphic sequences, central and southern Appalachians, U.S.A. In *Advances in Ordovician Geology*. Edited by C.R. Barnes, and S.H. Williams. Geological Survey of Canada, Paper 90-9, pp. 213-224.
- Fisher, D.W. 1968. Geology of the Plattsburg and Rouses Point, New York - Vermont quadrangles. New York State Museum and Sciences Service, Map and Chart series 10.
- Fisher, D.W. 1977. Correlation of the Hadrynian, Cambrian and Ordovician rocks of New York State. New York State Museum Map and Chart Series 25, 75p.

- Globensky, Y. 1981. Régions de Lacolle Saint-Jean(s). Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, Rapport Géologique 197.
- Globensky, Y. 1987. Géologie des Basses-Terres du Saint-Laurent. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, MM 85-02.
- James, N.P., Barnes, C.R., Stevens, R.K., and Knight, I. 1989. A lower Paleozoic continental margin carbonate platform, northern Canadian Appalachians. In Controls on carbonate platforms and basin development. Edited by T. Crevello, R. Sarg, J.F. Read, and J.L. Wilson. Society of Economic Paleontologists and Economic Paleontologists, Special Publication 44, pp. 123-146.
- Knight, I., James, N.P., and Lane, T.E. 1991. The Ordovician St. George Unconformity, northern Appalachians: The relationship of plate convergence at the St. Lawrence Promontory to the Sauk/Tippecanoe sequence boundary. Bulletin of the Geological Society of America, **103**: 1200-1225.
- Lash, G.G. 1988. Along strike variations in foreland basin evolution; possible evidence for continental collision along an irregular margin. Basin Research, **1**: 71-83.
- Lavoie, D. 1992. The Middle Ordovician (Caradocian) Deschambault Formation, St. Lawrence Lowlands, southern Quebec: a shallow water carbonate ramp on a drowning platform. In Current Research, Part D. Geological Survey of Canada, Paper 92-1D, pp. 223-234.
- Lavoie, D. 1993. Lithostratigraphy and paleoenvironmental evolution of the Upper Ordovician Trenton Group, southern Quebec In Current Research, Part D. Geological Survey of Canada, Paper 93-1D, pp. 161-172.
- Lavoie, D., 1994. Diachronous tectonic collapse of the Ordovician continental margin,

eastern Canada: comparison between the Quebec Reentrant and St. Lawrence

Promontory. Canadian Journal of Earth Sciences, **31**: 1309-1319.

Lavoie, D., 1995. A late Ordovician high-energy temperate-watr carbonate ramp, southern Québec, Canada: implications for Late Ordovician oceanography. Sedimentology, **42**: 85-116.

Lavoie, D., and Asselin, E., 1998. Upper Ordovician facies in the Lac Saint-Jean outlier, Québec (eastern Canada): palaeoenvironmental significance for Late Ordovician oceanography. Sedimentology, **45**: 817-832.

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, 7p.

Mehrtens, C.J. 1988. A comparison of foreland basin sequences: The Trenton Group in southern Quebec and central New York. In The Trenton Group (Upper Ordovician Series) of eastern North America - deposition, diagenesis and petroleum. Edited by B.D. Keith. American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology 29, pp. 139-157.

Ndzangou, S.O., 1997. Le rôle des bryozoaires dans la bioconstruction: Formation de Deschambault, plate-forme ordovicienne du Saint-Laurent, sud du Québec. Mémoire de M.Sc., Université Laval, Québec, 61p.

Read, J.F. 1989. Controls on evolution of Cambrian-Ordovician passive margin, U.S. Appalachians. In Controls on carbonate platforms and basin development. Edited by T. Crevello, R. Sarg, J.F. Read, and J.L. Wilson. Society of Economic Paleontologists and Economic Paleontologists, Special Publication 44, pp. 147-165.

- Riva, J., Belt, E.S., and Mehrtens, C.J. 1977. The Trenton, Utica and flysch succession of the platform near Quebec City, Canada. New England Intercollegiate Geological Conference, 69th Annual Meeting Guidebook, pp. A8-1 - A8-37.
- Rocher, M., Tremblay, A., Nadeau, L., and Lavoie, D., 2000. Analyse structurale et tectonique de la Plate-forme du Saint-Laurent (Québec, Canada): résultats préliminaires. Geological Survey of Canada, Current Research 2000-D12, 8p.
- Sandford, B.V., 1993. St. Lawrence Platform - Geology; Chapter 11. In Sedimentary cover of the Craton in Canada, D.F. Scott and J.D. Aitken (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, 5; 723-786.
- Salad Hersi, O., and Lavoie, D., 2000a. Pre-Cairnside Formation carbonate-rich sandstone: evidence for a Cambrian carbonate platform in southwestern Quebec? Geological Survey of Canada, Current Research 2000-D3, 8p.
- Salad Hersi, O., and Lavoie, D., 2000b. Lithostratigraphic revision of the Upper Cambrian Cairnside Formation, upper Potsdam Group, southwestern Québec. Geological Survey of Canada, Current Research 2000-D4, 8p
- Stenzel, S.R., Knight, I., and James, N.P. 1990. Carbonate platform to foreland basin: revised stratigraphy of the Table Head Group (Middle Ordovician), western Newfoundland. Canadian Journal of Earth Sciences, 27: 14-26.
- St. Julien, P., and Hubert, C. 1975. Evolution of the Taconian orogen in the Quebec Appalachians. American Journal of Science, 275-A: 337-362.
- Stockmal, G.S., Slingsby, A., and Waldron, J.W.F. 2000. Exploration opportunities in Western Newfoundland; still a largely untested frontier. GAC/MAC/CSPG joint annual meeting, GeoCanada 2000, program with abstract.

Stone, D.S., 1957. Origin and significance of breccias along the northwest side of Lake Champlain. *Journal of Geology*, **65**: 85-96.

Waldron, J.W.F., Stockmal, G.S., Corney, R.E., and Stenzel, S.R. 1994. Basin development and inversion at the Appalachian structural front, Port au Port Peninsula, western Newfoundland Appalachians. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **30**: 1759-1772.

Analyse structurale de l'écaille de Philipsburg, zone de Humber externe des Appalaches du sud du Québec

Contribution CARTNAT « Architecture et Évolution des Bassins d'Avant-pays et de la Plate-forme de l'Est du Canada. », projet #990001 ML.

Stephan Séjourné et Michel Malo

INRS – Géoressources, 880 Chemin Sainte-Foy,
C.P. 7500, G1V 4C7, Sainte-Foy (Québec)

ABSTRACT

The dominant structure of Philipsburg slice is a regional NNE trending syncline, associated with numerous minor folds. The slice is cut northwards by E-W thrusts and eastwards by NNE-SSW thrusts. Westwards it is limited by the Logan Line. Six structural domains have been identified on the basis of structural position and style of deformation. Crosscutting relationships between observed structural elements can be used to establish the tectonic history of rock units of the Philipsburg Group: 1) regional folding during overthrusting by the Stanbridge nappe, 2) local collapse of structures, 3) reactivation of pre-existing faults during the tectonic slicing and thrusting over the St. Lawrence platform and 4) late N-S and E-W transcurrent faulting.

RÉSUMÉ

La structure principale de l'écaille de Philipsburg consiste en un synclinal régional orienté NNE, associé à plusieurs plis de dimensions réduites. L'écaille est segmentée au nord par des chevauchements E-O et à l'est par des chevauchements NNE-SSO. Elle est bordée à l'ouest par la Ligne de Logan. Six domaines structuraux ont été identifiés en fonction de la position structurale et du style de déformation. Les relations de recoupement entre les éléments structuraux observés ont permis d'établir les principales étapes de l'histoire tectonique des roches du Groupe de Philipsburg: 1) plissement régional lors du chevauchement par la nappe de Stanbridge, 2) effondrement local des structures, 3) réactivation des plans de failles préexistants lors de l'écaillage et du transport sur la plate-forme du Saint-Laurent et 4) décrochements tardifs N-S et E-O.

Introduction

Cet article résume les observations de terrain obtenues au cours de l'été 2000 dans l'écaille de Philipsburg, dans le cadre du projet CARTNAT (Transect #1). Avec celles de Saint-Dominique et d'Upton, l'écaille de Philipsburg est l'une des rares écailles de carbonates de plate-forme qui affleurent entre la plate-forme du Saint-Laurent et les nappes de la zone de Humber externe des Appalaches du sud du Québec (figure 1). Ces écailles se situent de part et d'autre du transect Montréal du projet CARTNAT (figure 1). Leur étude vise à faire le lien entre la géologie de la plate-forme autochtone des Basses-Terres du Saint-Laurent et celle des terrains allochtones appalachiens et permettra en outre d'obtenir une vue globale de la tectonique appalachienne le long de la Ligne de Logan. Étant donné que la plupart des écailles sont enfouies sous les nappes allochtones, les résultats obtenus en surface seront bonifiés par les données sismiques disponibles pour contribuer à une meilleure compréhension des processus géologiques impliqués à l'échelle de l'orogène ainsi qu'une meilleure évaluation du potentiel réservoir de ces terrains.

Dix formations composent le Groupe de Philipsburg (figure 2) tel que défini par Globensky (1981). Les roches de ce groupe sont essentiellement constituées de calcaires argileux, silteux et dolomitiques. On y rencontre aussi quelques unités entièrement constituées de dolomies (formations de Milton, Rock River, Strites Pond inférieure, Morgan Corner) ou de calcaires purs (formations de Strites Pond supérieure et Corey). La structure principale de l'écaille est un synclinal régional orienté NNE, appelé ici synclinal de Saint-Armand (Globensky 1981). Celui-ci est associé à plusieurs plis de dimensions réduites. L'écaille est segmentée à l'est et au sud par des chevauchements NNE-SSO et au nord par des chevauchements ENE-OSO. Le Groupe de Philipsburg repose en contact tectonique sur les formations de Sainte-Sabine et d'Iberville le long de la Ligne de Logan (figure 3), et est chevauché à l'est par la nappe de Stanbridge. Charbonneau (1980) reconnaît dans les roches de l'écaille deux phases de déformation. La première est associée au chevauchement des roches du Groupe de Philipsburg par celles de la nappe de Stanbridge, la seconde correspondrait à l'écaillage des roches du Groupe de Philipsburg et leur chevauchement vers l'ONO sur la Formation de Sainte-Sabine. Les objectifs de cette étude visent: 1) à caractériser les variations de style de déformation présentes dans l'écaille en fonction de la position structurale (six domaines structuraux ont été identifiés) et de la lithologie encaissante, 2) à établir la chronologie des différents épisodes de déformation, et 3) à intégrer ces informations dans le cadre tectonostratigraphique régional. Une attention particulière est accordée à l'étude de la fracturation afin d'établir une analogie avec l'évolution de la porosité de fractures dans les écailles situées en profondeur et de mieux en évaluer le potentiel réservoir.

1) Domaine I: le synclinal de Saint-Armand

La structure principale de l'écaille est un synclinal régional (figure 3), dissymétrique, ouvert, d'axe calculé N016/22 (figure 4) et dont le flanc sud-est est subvertical.

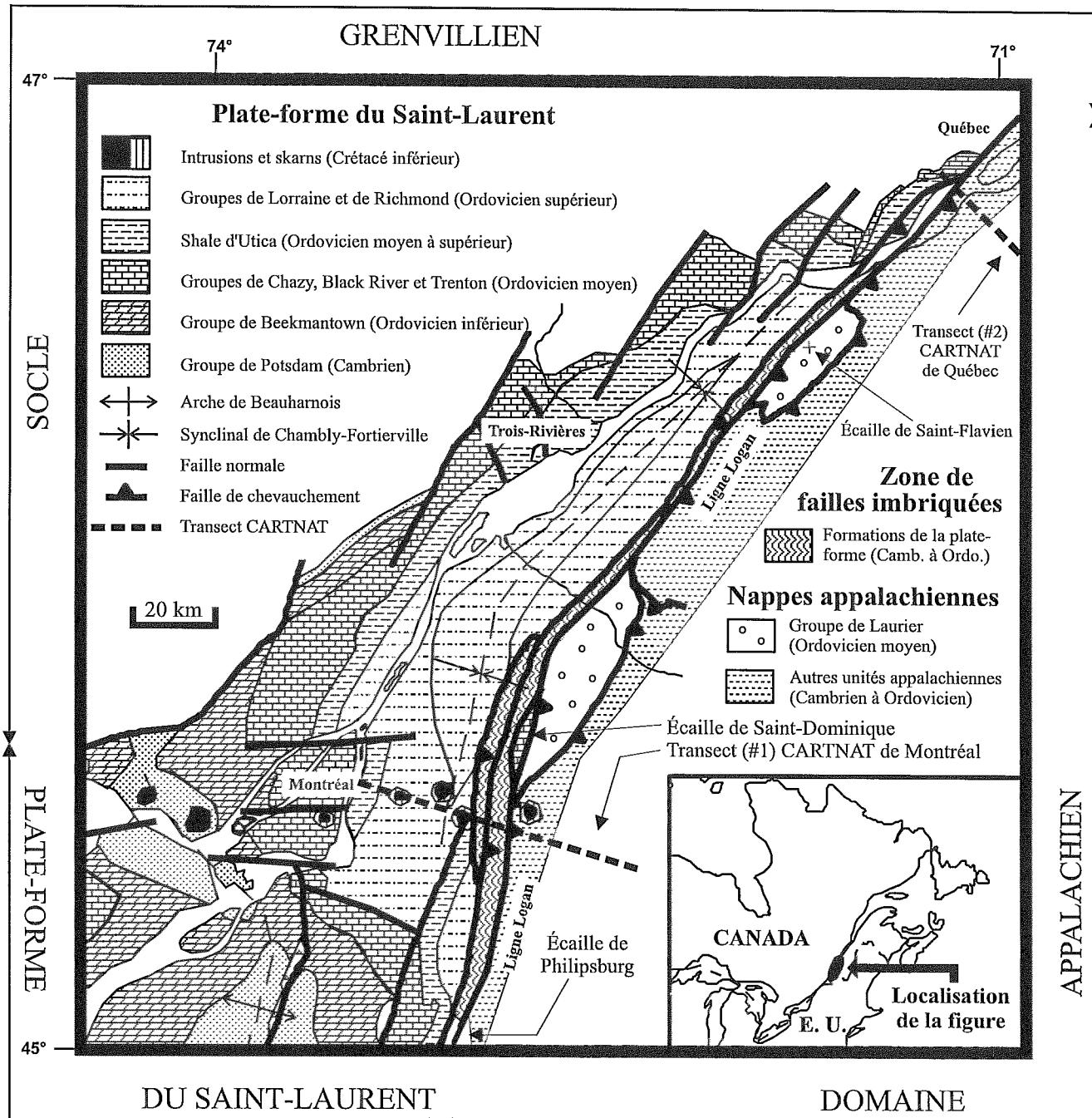


Figure 1: Géologie générale des Basses-Terres du Saint-Laurent. Figure adaptée de Héroux et Bertrand (1991).

Sys.	Série	Plate-forme du Saint-Laurent		Écaille de Philipsburg	Nappe de Stanbridge		
Cambrien	Tardif	(<i>Osb</i>) Fm. de Sainte-Sabine	Tardif	(<i>Oib</i>) Fm. d'Iberville			
	Ordovicien		Moyen				
	Précoce						
	Tardif						
				Groupe de Philipsburg Fm. de Corey (<i>Ocy</i>) Fm. de Solomons Corner (<i>Osc</i>) Fm. de Luke Hill (<i>Olk</i>) Fm. de Naylor Ledge (<i>Onl</i>) Fm. de Hastings Creek (<i>Ohc</i>) Fm. de Morgan Corner (<i>Omc</i>) Fm. de Wallace Creek (<i>Owc</i>) Fm. de Strites Pond (<i>Osp</i>) Fm. de Rock River (<i>Cr</i>)		Groupe de Stanbridge Unité supérieure Unité intermédiaire de rythmites Séquence inférieure (<i>Ost(i)</i>) Séquence inférieure à conglomérats (<i>Ost(i)I</i>)	
				Fm. de Milton (<i>Cmi</i>)			

Figure 2: Sommaire des unités stratigraphiques pour les secteurs des Basses-Terres du Saint-Laurent, de l'écaille de Philipsburg et de la nappe de Stanbridge. En italique: légende des noms de formations utilisés dans la figure 3. Fm.: Formation, Sys.: Système. Figure adaptée de Charbonneau (1980) et Globensky (1981).

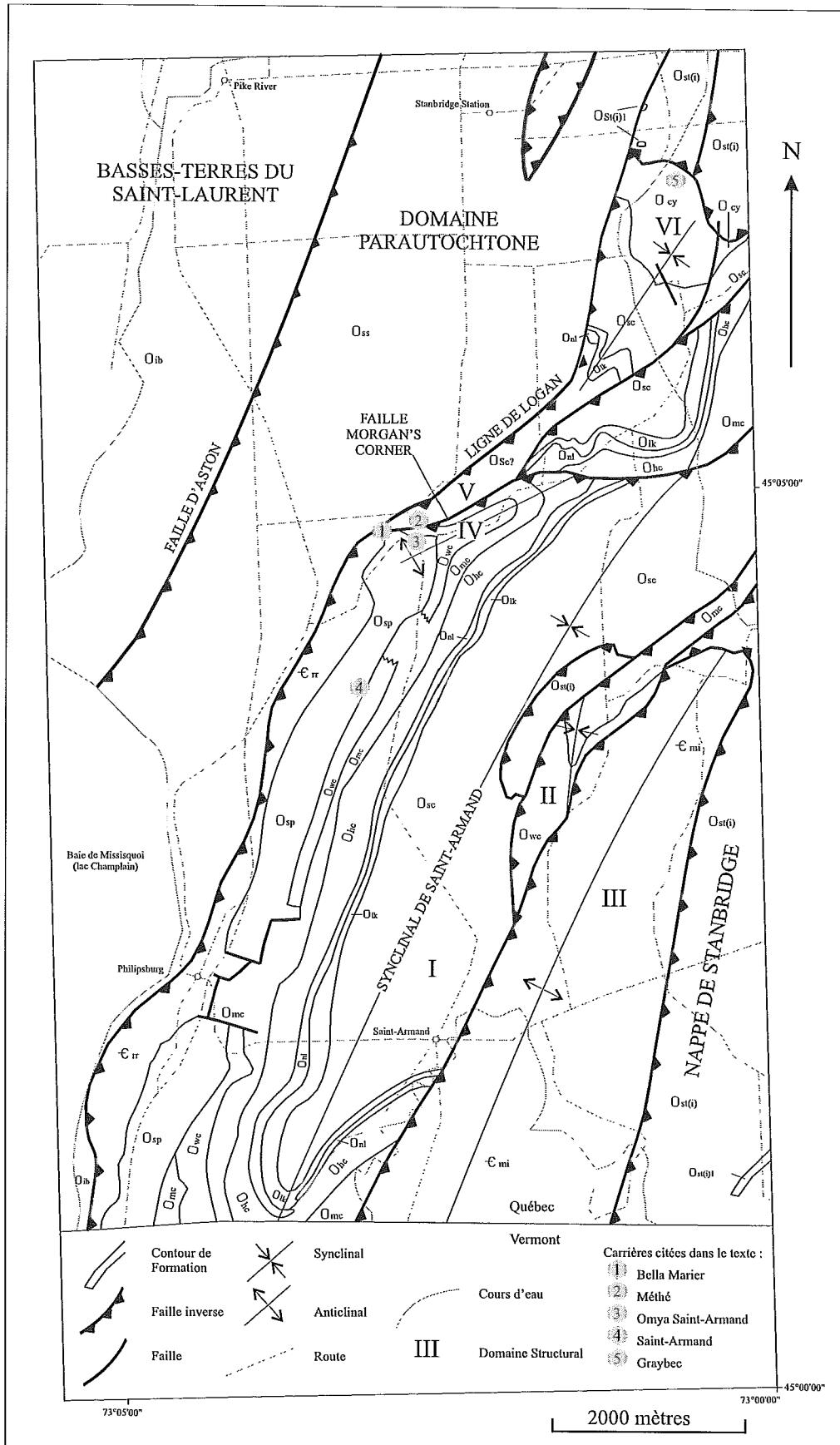


Figure 3: Carte géologique de l'écailler de Philipsburg montrant les limites des formations (symboles définis dans la figure 2), les failles et plis majeurs d'après Globensky (1981), ainsi que les six domaines structuraux (I à VI) définis dans le cadre de la présente étude. Fm. : Formation.

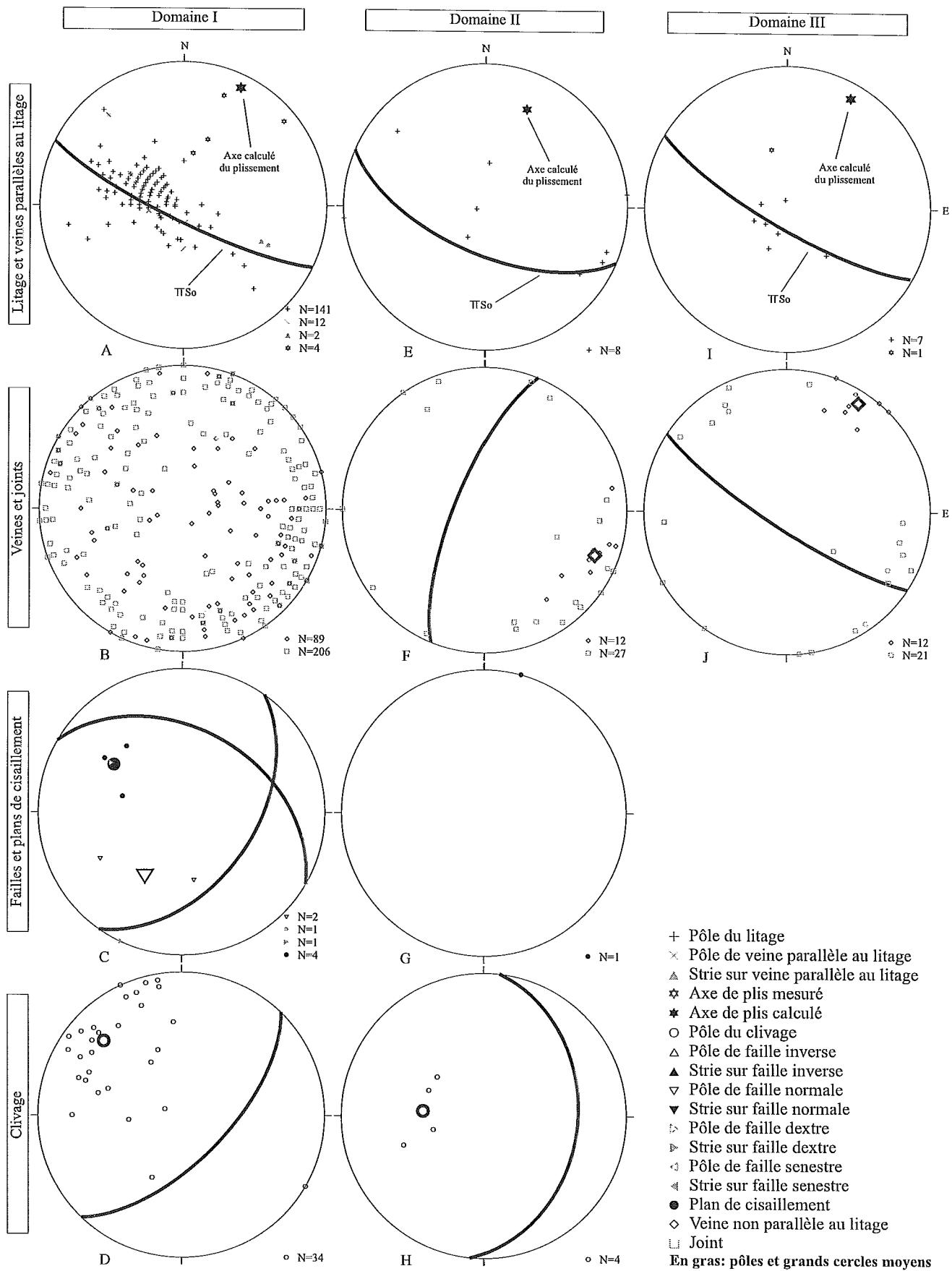


Figure 4: Synthèse des données structurales obtenues pour les domaines I à III. Projection équi-aire de Schmidt, hémisphère inférieur.

Les travaux de Globensky (1981) et les traverses que nous avons effectuées perpendiculairement à l'axe du synclinal de Saint-Armand n'ont pas révélé de plis parasites ni de redoublement tectonique sur le flanc ouest du pli. La régularité de ce flanc semble cependant perturbée le long de la frontière américaine, où Charbonneau (1980) suggère la présence d'une charnière anticlinale et d'une faille inverse pour expliquer la disposition atypique de la Formation de Morgan Corner entre celles de Strites Pond et de Wallace Creek. Nos travaux révèlent cependant qu'il n'existe aucune variation dans l'attitude du litage à cet endroit. De même, aucune déformation associée à la présence d'une faille n'a pu être reconnue. Nous suggérons donc que les roches de la Formation de Morgan Corner à cet endroit reposent en contact stratigraphique normal sur celles de la Formation de Strites Pond et sont interstratifiées avec les roches de la Formation de Wallace Creek. Une telle relation entre les roches des formations de Wallace Creek et de Morgan Corner a déjà été observée par Globensky (1981) entre les carrières Omya Saint-Armand et Saint-Armand (figure 3).

1.1) Déformations liées à la Ligne de Logan

Le contact entre la Formation de Rock River et celle de Sainte-Sabine le long de la Ligne de Logan est visible sur un affleurement dans le village de Philipsburg. Les roches de la Formation de Sainte-Sabine y sont intensément foliées (N045/20) et parcourues de veines et veinules sur une épaisseur qui n'a pu être déterminée. La dolomie de la Formation de Rock River est à cet endroit caractérisée par une foliation intense qui disparaît moins d'un mètre au-dessus du contact avec la Formation de Sainte-Sabine. À cette zone foliée succèdent une brèche tectonique et des veines de dolomite à texture fasciculaire qui présentent deux remplissages distincts: un ciment gris clair aux épontes, auquel succède un ciment gris-sombre à noir au cœur. La régularité des épontes écarte la possibilité d'une origine diagénétique précoce de ces veines par le développement de minéraux à croissance displacive. La brèche tectonique et les veines recoupent une brèche syn-sédimentaire ainsi que des roches affectées par une dolomitisation sélective dont on peut reconnaître l'effet à travers toute la Formation de Rock River. La brèche tectonique disparaît progressivement en s'éloignant de la Ligne de Logan et disparaît avant le sommet de la formation. La densité des veines à texture fasciculaire diminue de la même façon mais perdure jusque dans la Formation de Strites Pond. Les veines sont dépourvues d'orientation préférentielle et fréquemment ramifiées dans la Formation de Rock River; elles deviennent peu à peu rectilignes, parallèles entre elles et non-ramifiées dans la Formation de Strites Pond. Le ciment sombre au cœur des veines est également plus rare dans les dolomies de la Formation de Strites Pond.

1.2) Déformations liées au plissement régional

Le clivage régional qui affecte les roches du synclinal est de type pression-dissolution. Il est particulièrement bien développé dans les calcaires argileux des formations de Wallace Creek et Solomons Corner, mais on le reconnaît aussi dans les unités les plus argileuses des formations de Hastings Creek et de Strites Pond. Il devient sub-parallèle au litage dans les lits argileux de cette dernière formation. Son attitude moyenne (N044/64) suggère qu'il s'agit d'un clivage de plan axial (figure 4D).

Deux types de veines attribués au plissement ont été reconnus dans les roches du domaine I : des veines parallèles au litage (VPL) et des veines non-parallèles au litage. Ces dernières ainsi que les joints sont surtout présentes dans les unités dolomitiques. Elles sont beaucoup moins abondantes dans les calcaires massifs et rares dans les autres lithologies. L'orientation aléatoire des veines et des joints (figure 4B) ne permet pas de les regrouper au sein de familles distinctes. Les traverses effectuées suggèrent que cette hétérogénéité existe à travers tout le synclinal et est contrôlée par la lithologie de l'encaissant plutôt que par la distance par rapport à la Ligne de Logan. On reconnaît toutefois une famille de joints majeurs parallèles à l'axe du pli (N010/90, n=7). Ces joints forment parfois des diaclases et des crevasses profondes de plusieurs mètres qui s'apparentent à un karst. Peu de relations de recouplement sont visibles entre les veines associées au plissement. En revanche, celles-ci recoupent systématiquement les veines dolomitiques à texture displacive associées à la Ligne de Logan.

Des veines parallèles au litage (VPL) (figure 4A) sont présentes dans les calcaires argileux des formations de Wallace Creek et Solomons Corner, et au contact entre les lits argileux et les bancs de calcaires purs de la Formation de Strites Pond. Ces veines ont surtout été observées dans la moitié nord du synclinal, en bordure de la Ligne de Logan et à proximité de la charnière du pli régional, et sont plus abondantes dans la Formation de Strites Pond que dans les autres formations. Elles ne sont composées que d'une seule lamination et présentent rarement des stries. Quand elles sont striées, elles indiquent un mouvement inverse vers le front de l'écailler (N115/40, figure 4A). Des plis d'entraînement d'échelle centimétrique à décimétrique et des plans de cisaillement millimétriques à centimétriques sont associés aux VPL dans les lits argileux de la Formation de Strites Pond. Les premiers sont d'axe N020/30, déversés vers l'avant-pays et compatibles avec le sens du glissement banc sur banc révélé par les VPL. Les plans de cisaillement sont orientés N035/48 et segmentent le litage selon un mouvement normal vers l'arrière-pays.

Peu de failles sont observées dans le synclinal de Saint-Armand. Elles sont surtout concentrées près de la Ligne de Logan dans la Formation de Rock River et il n'est pas possible de déterminer une orientation préférentielle pour ces failles (figure 4C).

2) Domaines II et III: le synclinal mineur et la Formation de Milton

Le flanc est du synclinal de Saint-Armand est fortement redressé et chevauché au sud par l'anticlinal de la Formation de Milton (domaine III, figure 3). Celui-ci est très ouvert, légèrement déjeté vers le nord-ouest et orienté parallèlement au synclinal de Saint-Armand (domaine I, figure 4A). Une seule famille de veines y a été observée. Les veines sont perpendiculaires à l'axe du pli (N123/80, figure 4J) et cimentées par du quartz. Des veines de quartz sont également observées dans le cœur du synclinal de Saint-Armand à proximité du chevauchement, où elles sont recoupées par des veines de calcite et des plans de cisaillement dextres orientés N-S.

Plus au nord, la Formation de Milton chevauche un petit synclinal constitué des formations de Wallace Creek et de Morgan Corner (domaine II, figure 3), qui chevauche lui-même le synclinal de Saint-Armand ainsi qu'une klippe de la nappe de Stanbridge

(figure 3). Ce petit synclinal est ouvert, symétrique et d'attitude N023/27 (figure 4E). Un clivage est développé dans les calcaires argileux de la Formation de Wallace Creek: il s'agit d'un clivage sub-parallèle au plan axial (N006/55, figure 4H) sub-parallèle à celui du synclinal de Saint-Armand (figure 4D). Aucune fracture ni plan de glissement banc sur banc ne sont reconnus dans les calcaires argileux de la Formation de Wallace Creek, même aux endroits où cette unité est directement chevauchée par la Formation de Milton. À l'inverse, la Formation de Morgan Corner est intensément fracturée au point qu'il est impossible de distinguer les fractures associées au plissement de celles liées au chevauchement. On y reconnaît toutefois une famille de veines parallèles à l'axe du pli (N202/73, figure 4F).

3) Domaines IV et V: le toit et le mur de la faille Morgan-Corners

La partie nord de l'écailler (figure 3) est affectée de nombreux chevauchements (Globensky 1981, Charbonneau 1980). La plus importante de ces failles est celle qui marque le contact entre les unités du synclinal de Saint-Armand et la Formation de Solomons Corner. Elle est particulièrement bien exposée à Morgan-Corners et sera, pour cette raison, appelée ici faille de Morgan-Corners. Trois carrières, Omya Saint-Armand, Bella Marier et Méthé (figure 3), situées à Morgan-Corners, permettent d'étudier les déformations associées au toit de ce chevauchement, au chevauchement lui-même et à son mur.

3.1) Le toit de la faille de Morgan-Corners (domaine IV)

Les unités du toit de la faille de Morgan-Corners semblent peu déformées. Les structures dominantes y sont caractéristiques de la Ligne de Logan (veines à texture fasciculaire dans la Formation de Rock River) et du synclinal de Saint-Armand (cisaillements et VPL dans la Formation de Strites Pond). À proximité du plan de faille, le litage ondule faiblement dans la Formation de Strites Pond selon une direction NNO à NE, dessinant un anticlinal et un synclinal très ouverts superposés au flanc ouest du synclinal de Saint-Armand (domaine I). Les VPL sont abondantes. Leur sens d'ouverture n'a pu être identifié mais elles sont continues de part et d'autre de la charnière de l'anticlinal. En outre, les plans de cisaillement déjà observés dans les lits argileux de la Formation de Strites Pond dans le synclinal de Saint-Armand sont également présents dans l'anticlinal, avec une attitude moyenne légèrement différente. Ceci suggère que les VPL et les plans de cisaillement se sont développés avant les plis superposés au synclinal de Saint-Armand dans le toit de la faille de Morgan-Corners.

Sur le flanc sud de l'anticlinal (domaine IV, figure 3) reconnu par Globensky (1981), à proximité de la carrière Omya Saint-Armand, un important réseau de veines sub-verticales et de VPL est développé dans la Formation de Wallace Creek. Ces dernières sont décimétriques et composées d'une ou plusieurs laminations. Elles se sont ouvertes dans les lits les plus argileux, succédant souvent à des veines sigmoïdales. La géométrie en marches d'escalier des épontes et l'orientation des stries (N175/25, figure 5A) indiquent que les VPL se sont ouvertes selon un mouvement inverse vers le nord-nord-est. Cette direction est compatible avec un glissement banc sur banc associé au développement de l'anticlinal ou au chevauchement vers le NNO. Les VPL sont

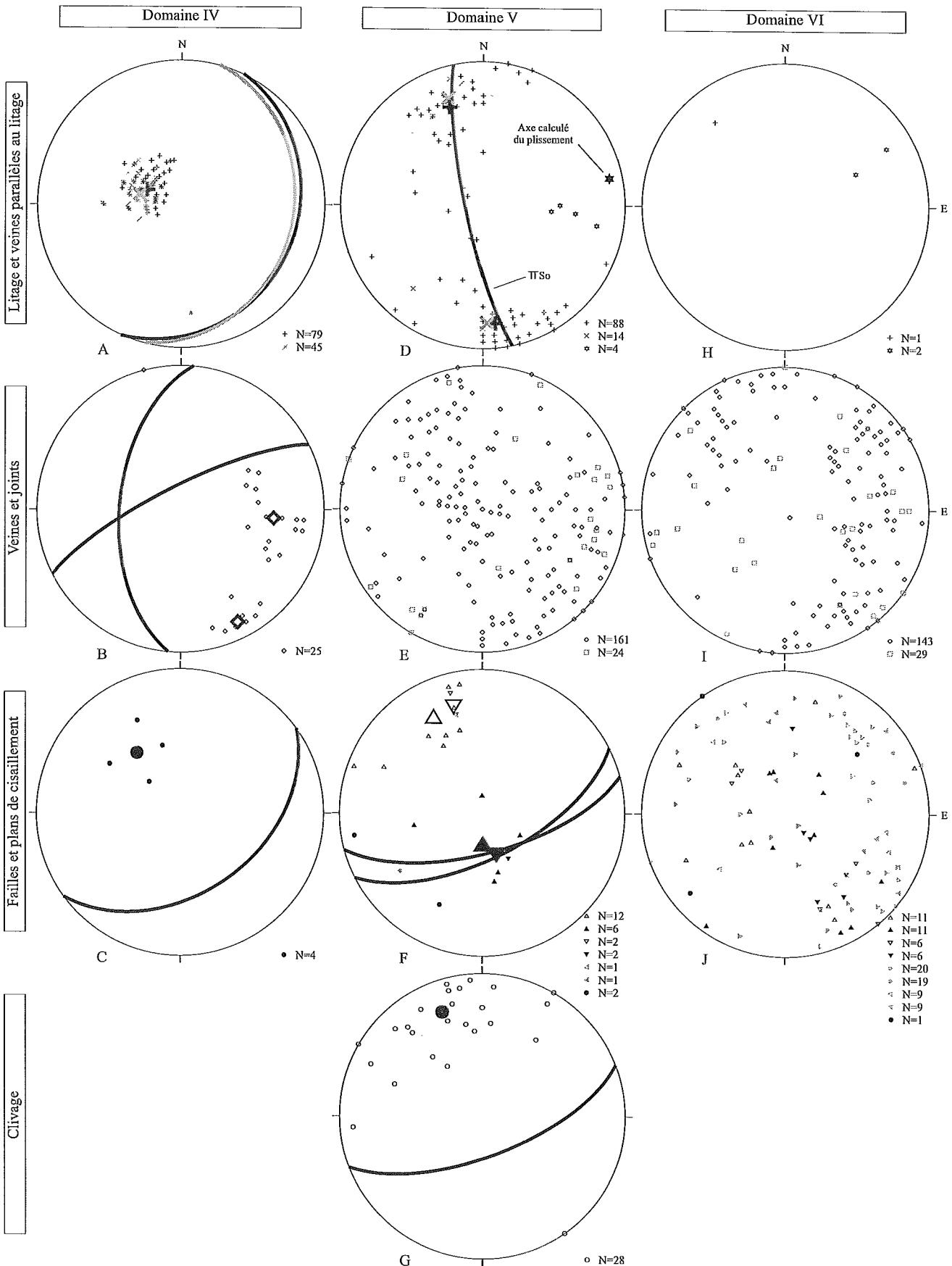


Figure 5: Synthèse des données structurales obtenues pour les domaines IV à VI. La légende des figurés est identique à celle de la figure 4. Projection équi-aire de Schmidt, hémisphère inférieur.

recoupées par deux familles de veines sub-verticales (N165/55, n=16 et N243/77, n=9, figure 5B), suggérant qu'une période de relâchement des contraintes a succédé au décollement, à un moment où les fluides étaient encore disponibles en quantité suffisante pour sceller les fractures.

3.2) *La faille de Morgan-Corners*

Le chevauchement est exposé dans la carrière Bella Marier. Le contact entre les formations de Rock River (toit) et de Solomons Corner (mur) est difficile à identifier tant les deux unités sont intensément recristallisées. Sur plusieurs mètres d'épaisseur au sein de la zone de faille, on ne reconnaît plus, dans la Formation de Rock River, les fronts de dolomitisation sélective ni les veines à texture fasciculaire observées à bonne distance de la faille, qui est localement soulignée par une gouge. Sur une dizaine de mètres d'épaisseur dans le mur du chevauchement, on reconnaît encore des failles et des plans de cisaillement inverses compatibles avec un mouvement chevauchant vers le nord. Ces structures sont absentes du toit.

3.3) Le mur *de la faille de Morgan-Corners* (domaine V)

Contrastant avec le pendage modéré vers l'est des unités du toit, les couches du mur du chevauchement sont plissées selon un axe N078/20 (litage et VPL, n=102, figure 5D) en un synclinal et un anticlinal très serrés, à flancs sub-verticaux et légèrement inverses. La charnière anticlinale est segmentée par des failles inverses à jeu décimétrique qui disparaissent latéralement au profit de plis symétriques. Le synclinal, plus proche du chevauchement, est beaucoup moins bien préservé. Il peut cependant être reconstitué d'après l'attitude du litage et la présence de plis mineurs dans la charnière, qui est découpée par des failles inverses. Des plis en Z, d'amplitude centimétrique à décimétrique et d'axe N095/38 (figure 5D), accompagnent le flanc sud du synclinal. Un clivage pénétratif de type pression-dissolution (N069/67, figure 5G), parallèle à l'axe des plis, affecte les bancs les plus argileux de la Formation de Solomons Corner.

Des veines à texture fasciculaire similaires à celles observées dans la Formation de Rock River à proximité de la Ligne de Logan sont présentes dans le membre dolomitique de la Formation de Solomons Corner à proximité du chevauchement. Leur abondance diminue à mesure que l'on s'éloigne de ce dernier. La lithologie encaissante semble également exercer un contrôle sur la distribution des veines: elles sont plus abondantes et dépourvues d'orientation préférentielle dans les unités les plus grossières, et sont plus rares et sub-parallèles au litage lorsque les unités deviennent plus argileuses et mieux stratifiées.

Deux familles de VPL sont observées dans le mur du chevauchement. La première est composée de veines millimétriques de quelques mètres de longueur au maximum et peu abondantes. Ces veines sont omniprésentes dans la Formation de Solomons Corner depuis le chevauchement jusqu'à la Ligne de Logan et sont affectées par les plis en Z observés sur le flanc sud du synclinal. Cette famille est donc similaire à celle observée dans le cœur du synclinal de Saint-Armand et est antérieure au plissement ENE-OSO. La seconde famille de VPL n'est présente que sur le flanc nord de l'anticlinal. Ces veines sont d'épaisseur centimétrique et de longueur décimétrique. Elles sont plus

fréquentes que les premières et pourraient être associées au plissement ENE-OSO. Il n'a pas été possible d'observer la continuité de ces VPL de part et d'autre de la charnière.

Un important réseau de veines non parallèles au litage est développé dans le mur du chevauchement (figure 5E). Ces veines sont sigmoïdales et/ou en échelon et généralement concentrées en faisceaux sub-parallèles. De nombreuses relations de recoupement ont été observées sans qu'aucune systématique ne puisse être discernée. Il n'est pas possible, pour le moment, d'associer ces veines à un événement tectonique précis. Un seul réseau de veines a pu être relié avec certitude au plissement ENE-OSO. Ce réseau est composé de deux familles de veines conjuguées formant un angle de 50° entre elles et d'une famille passant par l'angle aigu entre les deux premières. Ces veines sont systématiquement perpendiculaires au litage et concentrées dans les lits les plus argileux de l'anticlinal.

4) Domaine VI: la terminaison nord

La Formation de Corey n'apparaît que dans la terminaison nord de l'écailler (figure 3), dans un synclinal ouvert qui plonge vers l'ENE. Elle affleure très mal et n'est clairement exposée que dans la carrière Graybec (figure 3). Globensky (1981) montre que les roches de cette formation sont en contact avec celles du domaine paraautochtone le long de la Ligne de Logan à l'ouest, et sont chevauchées à l'est par les roches de la nappe de Stanbridge (figure 3). L'examen de décapages récents nous a permis de mettre en évidence la présence de shales apparentés au Groupe de Stanbridge dans la carrière Graybec, ce qui n'avait pas été rapporté par Globensky (1981). Dans la carrière, il apparaît ainsi que les calcaires de la Formation de Corey sont chevauchés par les shales de la nappe de Stanbridge à l'est selon un plan ondulant d'attitude approximative N030/25, et chevauchent eux-mêmes les roches du Groupe de Stanbridge vers l'ouest selon un plan NE-SO. Deux failles inverses presque parallèles au litage, dans le toit du second chevauchement, constituent la seule déformation clairement associée à celui-ci. Des stries inverses (N135/40 et N125/20) ont été reconnues dans le plan du premier chevauchement, ainsi qu'une écailler de shale noir dans son mur. Cette écailler est conservée dans un plan de faille inverse au sein des calcaires cristallins et homogènes de la Formation de Corey. L'ensemble de l'unité est parcouru par un réseau dense de veines, le plus souvent disposées en échelon. Ce réseau est dépourvu d'orientation préférentielle (figure 5I) et affecte de façon identique l'unité calcaire et l'unité dolomitique à la base de la formation. Au sein de l'unité calcaire, on n'enregistre pas non plus d'évolution significative dans l'orientation des fractures entre les deux plans de chevauchement. Un important réseau de veines conjuguées et en échelon est également omniprésent dans la Formation de Corey et témoigne d'un épisode de compaction avec une contrainte principale maximale verticale.

5) Décrochements tardifs

Des failles décrochantes dextres et senestres (figures 4C, 5F et 5J) ont été observées dans les formations de Rock River, Strites Pond, Solomons Corner et Corey. La plupart de ces décrochements se présentent sous la forme d'un plan de faille strié, mais dans la carrière Bella Marier l'un d'eux est également associé à une brèche cataclastique

et à une fabrique planaire pénétrative (040/65). Ces failles recoupent les veines à texture fasciculaire associées à la Ligne de Logan dans la Formation de Rock River ainsi que les failles et plans de cisaillement associés au chevauchement vers le nord dans la Formation de Solomons Corner. Les relations de recouplement, lorsqu'elles sont observables, suggèrent que les failles décrochantes recoupent systématiquement les autres éléments structuraux. C'est notamment le cas dans la Formation de Solomons Corner au cœur du synclinal de Saint-Armand, où l'on peut voir des failles dextres recoupant des veines de quartz associées au chevauchement de la Formation de Milton sur le synclinal de Saint-Armand. Certains de ces décrochements sont donc postérieurs à la mise en place de l'écaillle le long de la Ligne de Logan, au plissement régional et au chevauchement interne.

6) Discussion

Les relations de recouplement observées sur le terrain permettent de reconnaître la succession des événements tectoniques présentée sur la figure 6. Les veines à texture fasciculaire associées à la Ligne de Logan sont recoupées dans la Formation de Strites Pond par un réseau de veines dépourvu d'orientation préférentielle et dont la distribution est indépendante de sa position par rapport à la Ligne de Logan. Ce réseau est présent à travers tout le synclinal de Saint-Armand. Les veines à texture fasciculaire ont une allure bréchique dans la Formation de Rock River et deviennent rectilignes dans la Formation de Strites Pond. Les fluides impliqués ont pu circuler au sein de cette dernière formation à travers des plans de fracture ou de faiblesse préexistants, peut-être développés lors du plissement régional si celui-ci est antérieur aux chevauchements. Cette possibilité semble supportée par le recouplement du synclinal de Saint-Armand par un chevauchement E-O, la faille de Morgan-Corners. L'attitude du litage, des VPL et des plans de cisaillement mesurée sur le flanc ouest du synclinal est modifiée localement par le développement d'un anticlinal dans le toit du chevauchement. Dans le mur de ce dernier, des VPL identiques à celles observées dans le synclinal de Saint-Armand sont affectées par des plis parasites en Z associés au plissement des couches sous l'effet du chevauchement. Des failles dextres et senestres recoupent finalement l'ensemble des structures observées.

La disposition de la Formation de Corey au milieu des roches du Groupe de Stanbridge et non entre la nappe de Stanbridge et la plate-forme comme c'est le cas pour l'ensemble de l'écaillle, et la présence d'une écharde de shale noir au sein des calcaires purs de la Formation de Corey, fournissent des informations complémentaires sur l'histoire tectonique de l'écaillle. Nous suggérons qu'une telle imbrication a pu se produire en trois étapes: 1) la nappe de Stanbridge chevauche la Formation de Corey dans un premier temps, 2) la surcharge tectonique induisant localement des effondrements et des failles normales et 3) une seconde phase compressive inverse les failles normales, piégeant des échardes de shale dans les plans de faille. Très peu de failles normales ont été observées dans l'écaillle. Si elles ont existé, il est possible que nombre d'entre elles aient été réactivées lors de la seconde phase compressive ou à la faveur des décrochements tardifs. Une étude détaillée de la géométrie des failles de l'écaillle, et en particulier dans la terminaison nord, devrait apporter des informations supplémentaires quand à la réactivation de possibles failles normales. L'existence d'un épisode extensif est

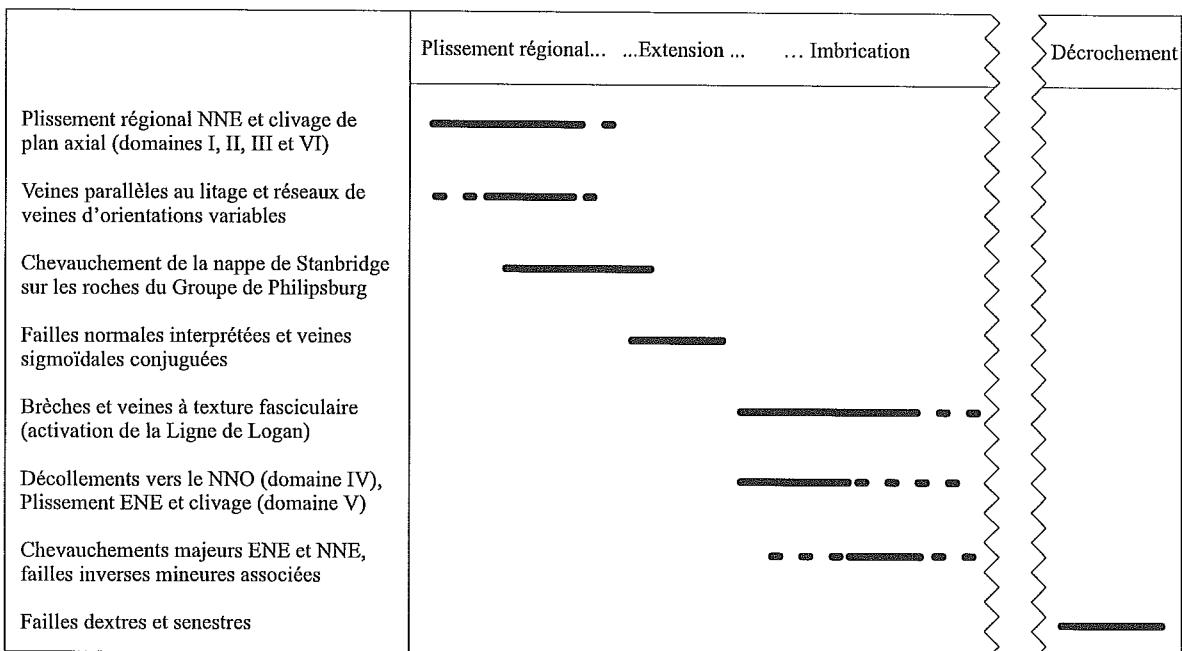


Figure 6: Histoire tectonique présumée de l'écailler de Philipsburg et relations de recoupement entre les principaux éléments structuraux observés au cours de la présente étude.

également confirmée par des veines sigmoïdales conjuguées dans la Formation de Corey, dont l'orientation correspond à une contrainte principale maximale sub-verticale.

Les relations de recouplement entre les structures mégascopiques figurées par Globensky (1981) dans le sud-est de l'écaille sont cohérentes avec la succession des événements suggérée pour la Formation de Corey. Le chevauchement du synclinal de Saint-Armand par la nappe de Stanbridge puis le chevauchement de ces deux structures par le synclinal du domaine II fait écho à l'imbrication que nous décrivons dans le nord de l'écaille. Le chevauchement de ces structures par les roches de la Formation de Milton et du Groupe de Stanbridge sus-jacent n'est pas incompatible avec la chronologie établie pour le nord de l'écaille et peut être contemporain de l'un ou l'autre des épisodes compressifs.

Selon le modèle tectonique développé par Charbonneau (1980) pour la partie est de l'écaille et pour les nappes de Stanbridge et Oak Hill situées plus à l'est, les roches du Groupe de Philipsburg ont été plissées avant leur écaillage au moment de leur chevauchement par la nappe de Stanbridge. L'écaillage serait survenu à la faveur d'un second épisode compressif, les roches des groupes de Philipsburg et de Stanbridge chevauchant alors les roches de la plate-forme autochtone. Une telle interprétation est compatible avec les données obtenues dans le nord et le sud-est de l'écaille par la présente étude. La seule divergence entre nos observations et celles de Charbonneau (1980) réside dans l'expression de la déformation associée à la seconde phase compressive. Charbonneau (1980) reconnaît en effet des plis P₂ dans le synclinal du domaine II, en observant que la surface du clivage régional est plissée. Nous n'avons observé que la réfraction du clivage dans des calcaires plus ou moins argileux, et aucun pli P₂ n'a pu être identifié sur le terrain.

Le modèle proposé par Charbonneau (1980) implique que les chevauchements vers l'ouest à l'arrière et au front de l'écaille, et vers le nord au sein de celle-ci, sont postérieurs au plissement régional et pénécontemporains. Nos observations confirment partiellement ce modèle. Pour le valider, il reste cependant à établir le lien entre la Ligne de Logan et les autres chevauchements et à déterminer précisément la relation entre le plissement régional et les failles majeures. L'examen détaillé de certaines structures et la caractérisation des fluides impliqués dans la cimentation des fractures pourraient aider à vérifier ce lien. En particulier, nous suggérons d'étudier les plans de glissement banc sur banc, les différentes générations de veines à proximité des chevauchements, les veines de quartz dans la Formation de Solomons Corner au cœur du synclinal de Saint-Armand et les veines à texture fasciculaire communes au toit de la Ligne de Logan et au mur du chevauchement E-O. L'étude des données sismiques existantes devrait également contribuer à une meilleure compréhension des relations entre les principaux éléments structuraux.

Conclusions

Les travaux de terrain effectués au cours de l'été 2000 ont permis de reconnaître les différents styles et éléments structuraux développés dans l'écaille de Philipsburg. Le synclinal de Saint-Armand est caractérisé par un axe orienté N016/22 (figure 4A) et un clivage de plan axial (N044/64, figure 4D) particulièrement développé dans les calcaires

argileux des formations de Wallace Creek et Solomons Corner. Un important réseau de fractures, dépourvu d'orientation préférentielle, est commun aux unités dolomitiques et dans une moindre mesure aux unités de calcaires purs. Des veines parallèles au litage sont développées dans les calcaires argileux des formations de Solomons Corner, Wallace Creek et Strites Pond. Dans cette dernière formation, elles témoignent d'un glissement banc sur banc selon un mouvement inverse vers le front de l'écaillle et sont associées à des plis d'entraînement asymétriques déversés dans la même direction ainsi qu'à des plans de cisaillement indiquant un mouvement normal vers l'arrière-pays.

La déformation le long de la Ligne de Logan est soulignée par une foliation intense des roches de la Formation de Rock River et par un important réseau de veines de dolomite à texture fasciculaire comportant au moins deux générations de ciment. Ces veines empruntent localement des fractures ou des plans de faiblesse préexistants.

L'est et le nord de l'écaillle sont caractérisés par de multiples chevauchements vers l'ouest qui suggèrent que deux phases compressives ont affecté l'écaillle, séparées par un épisode extensif déduit des structures observées dans le domaine VI. L'anticlinal du domaine III (figure 3) est traversé par des veines de quartz perpendiculaires à l'axe du pli (N123/80, figure 4J) et chevauche un petit synclinal (domaine II) composé des formations de Wallace Creek et Morgan Corner, au sein duquel on reconnaît un clivage de plan axial (N002/24, figure 4H) et des veines de calcite parallèles à l'axe du pli (N202/73, figure 4F). Les veines de quartz de la Formation de Milton se retrouvent dans les calcaires argileux de la Formation de Solomons Corner dans le mur du chevauchement.

Le nord de l'écaillle est segmenté par de nombreux chevauchements vers le nord. Le mieux exposé de ceux-ci est la faille de Morgan-Corners, qui limite le synclinal de Saint-Armand. Les roches du toit sont très peu déformées. Le mur de ce chevauchement est plissé selon un axe N078/20 (figure 5D) en un synclinal et un anticlinal aux flancs redressés et localement inversés, aux charnières disséquées par de nombreuses failles inverses à faible rejet.

L'ensemble de ces observations suggère la chronologie des événements exposée dans la figure 6. Cette chronologie est compatible avec le modèle tectonique développé par Charbonneau (1980) pour l'est de l'écaillle et les nappes de Stanbridge et Oak Hill. Des travaux complémentaires sont néanmoins nécessaires afin de vérifier la validité de ce modèle pour l'ensemble de l'écaillle. Nous pensons qu'une meilleure connaissance de la nature et de la température des fluides qui ont circulé dans les fractures associées aux chevauchements et au synclinal de Saint-Armand, combinée à une étude diagénétique des roches encaissantes, pourraient aider à mieux comprendre les mécanismes de fracturation au sein de l'écaillle et à les intégrer dans un contexte tectonique et thermique régional. Pour être complète, cette approche devra être combinée à l'étude des indices de maturation de la matière organique dans les roches de l'écaillle et de la nappe de Stanbridge. Ceci permettrait de vérifier si le plissement est antérieur ou postérieur à l'enfouissement sous les nappes et aiderait à reconnaître des variations dans la maturation des roches de la nappe de Stanbridge entre l'arrière de l'écaillle et de la klippe qui surmonte celle-ci.

La combinaison des analyses structurale, géochimique et thermique de l'écaillle de Philipsburg et la comparaison avec les résultats obtenus pour l'écaillle de Saint-

Dominique (Séjourné, 2000) permettront de mieux comprendre les processus qui contrôlent le mode de fracturation dans les écailles parautochtones d'une zone de failles imbriquées et de rationaliser la recherche et le stockage des hydrocarbures dans les roches de ces écailles.

Remerciements

Ce travail s'inscrit dans le cadre du projet CARTNAT « Architecture et Évolution des Bassins d'Avant-pays et de la Plate-forme de l'Est du Canada. » Il est financé par la contribution CARTNAT #990001 ML. Les auteurs remercient en outre les propriétaires des carrières visitées pour les facilités d'accès dont ils ont bénéficié. Ils tiennent aussi à remercier Mona Baker pour son assistance sur le terrain, ainsi que messieurs Andrew McIntosh, Gaétan Lachambre et Alain Tremblay, qui ont accepté de partager leur connaissance de la région et quelques uns de leurs secrets. Alain Tremblay et Daniel Lebel ont également accepté de faire une lecture critique du manuscrit.

Références

- Charbonneau J.-M., 1980. « Région de Sutton ouest ». Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DPV-681.
- Globensky Y., 1981. « Régions de Lacolle Saint-Jean(s) ». Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, RG-197.
- Héroux Y, Bertrand R., 1991. « Maturation thermique de la matière organique dans un bassin du Paléozoïque inférieur, Basses-Terres du Saint-Laurent, Québec, Canada ». Journal Canadien des Sciences de la Terre, vol. 28, no. 7, p. 1019-1030.
- Séjourné S., 2000. « Étude structurale et géochimique des veines de l'écaille de Saint-Dominique, Appalaches du sud du Québec ». Mémoire de Maîtrise, INRS-Géoressources, 167 p.

**The Cambro-Ordovician Strites Pond Formation
of the Philipsburg Group, southern Québec**

Salad Hersi, O. and Lavoie, D.,

Québec Geoscience Center, Québec

Abstract

The Cambro?-Ordovician Strites Pond Formation of the Philipsburg overlies the Rock River Formation with a tectonic contact and disconformably overlain by the Wallace Creek Formation. The Strites Pond Formation consists of a lower dolostone member characterized by bioclastic, oolitic dolopackstone to grainstone overlain by coarse-crystalline pervasive dolostone, and an upper limestone member of thickly bedded lime mudstone and thrombolitic bioherm interbeds. Subordinate carbonate-rich sandstone and shale layers occur in both members. Microbially-laminated dolostone lithfacies also occur within the uppermost part of the formation. Sedimentologic attributes of the Strites Pond Formation suggest a subtidal to intertidal ooid and bioclast shoals to a subtidal environment dominated by reef-building microbial organisms. High frequency sea level fluctuation and vicinity of terrestrial exposures are manifested by numerous coarse-grained sandstone interbeds throughout the formation. The overlying Wallace Creek Formation accumulated in a deep marine setting suggesting a significant sea level rise after deposition of the Strites Pond Formation

Introduction

The Philipsburg Group is an allochthonous succession of sedimentary rocks which outcrops as a northeast - southwest trending tectonic slice (Philipsburg Slice, Clark 1934, 1936) of the Appalachian Province. The slice straddles the Québec - Vermont border, east of the Missisquoi Bay of the Lake Champlain (Fig. 1). The Philipsburg Group consists of 10

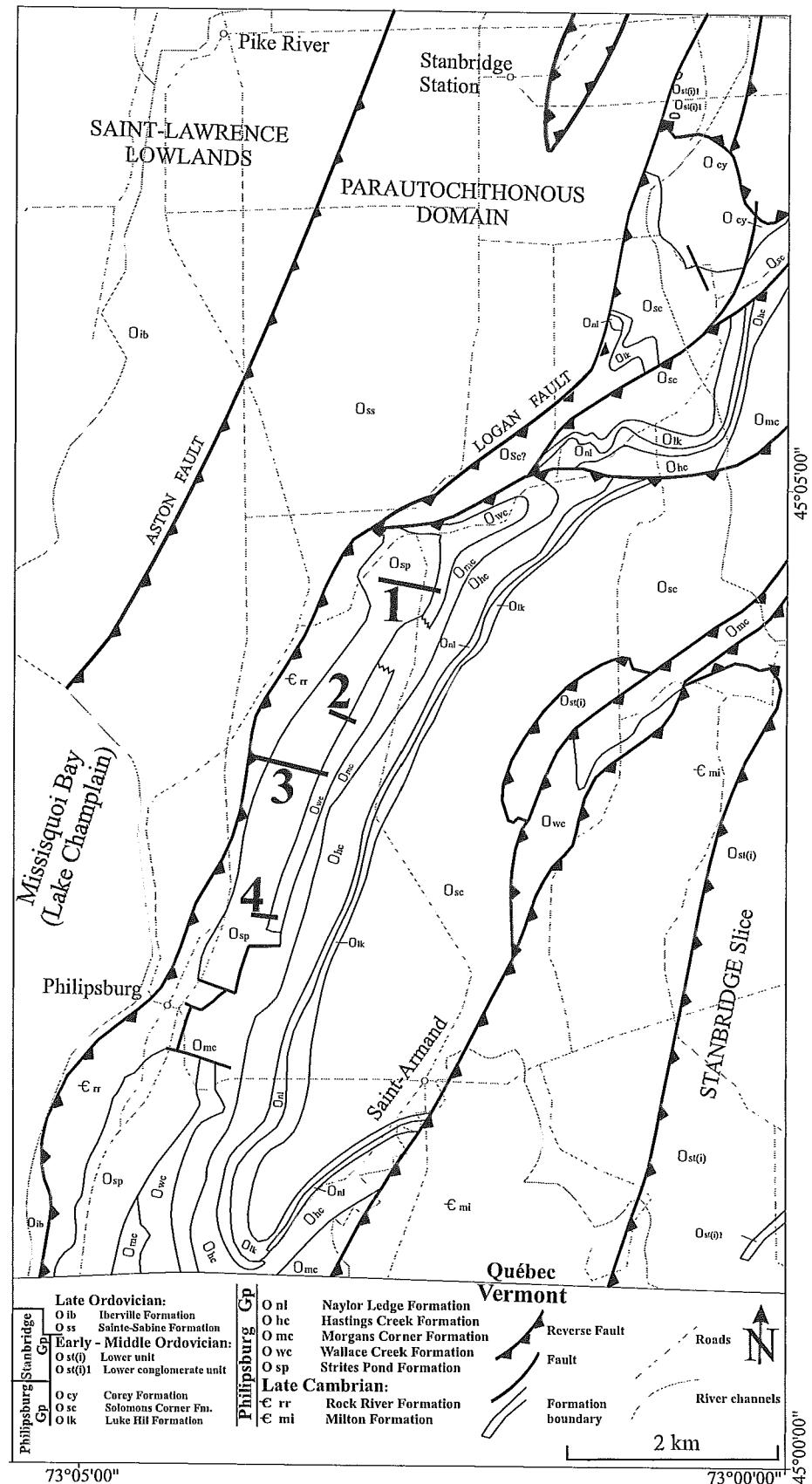


Fig. 1: Geologic map of the Philipsburg slice, southern Quebec. Locations of stratigraphic sections of figures 3 and 4 (stops 3 and 4, respectively) are also shown. Modified from Séjourné and Malo (2001 and this issue) and Globensky (1981).

formations ranging from Middle? Cambrian to Lower Ordovician in age (Fig. 2). Stratigraphic and sedimentologic knowledge of this group is very scanty due to poor and tectonized outcrops and lack of detailed study of what is exposed as natural outcrops and quarries.

A NATMAP project launched by the Quebec Geoscience Center, Quebec, reassesses the stratigraphic, sedimentologic, structural evolution of the Laurentian margin along specific transects. Our study is focused on a northwest - southeast oriented Montreal - Mégantic transect of southwestern Quebec. Sedimentary strata underlying this region includes the Cambro-Ordovician succession of the St. Lawrence platform and few allochthonous slices (e.g., Philipsburg and Stanbridge slices) at the southern end of the transect. Our initial mapping of the allochthonous units targeted the Cambro? - Ordovician Strites Pond Formation of the Philipsburg Group which is well exposed in several quarries and natural outcrops. We present here a preliminary report on the stratigraphic and sedimentologic attributes of the Strites Pond Formation.

Geologic setting

The Philipsburg Slice is a tectonic unit bounded to the west by the Appalachian frontal thrust known as ‘the Logan’s Line’ overlying the much younger Late Ordovician Sainte-Sabine Formation (Fig. 1). To the east, the Philipsburg Slice is overthrust by the Stanbridge Slice (Fig. 1). The Philipsburg Group is the stratigraphic unit preserved in the Philipsburg tectonic slice. The group consists of a Middle? to Early Ordovician sequence of limestone and dolostone units with

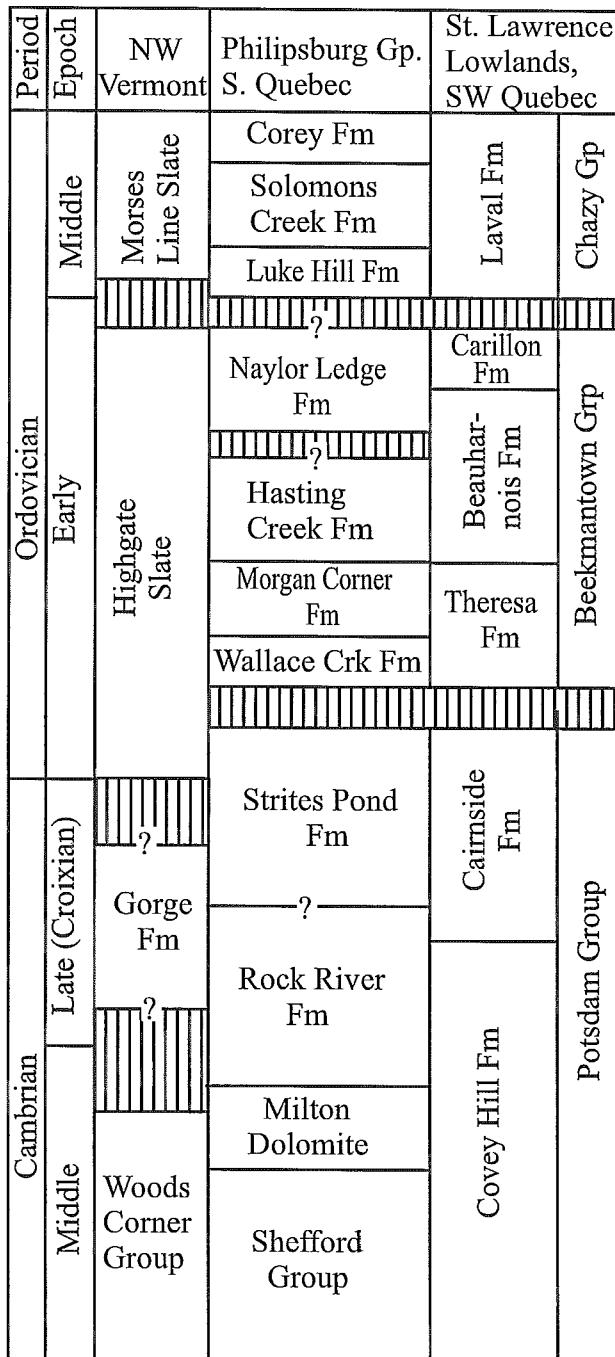


Fig. 2: Chart showing the stratigraphic nomenclature and succession of formations of the Philipsburg Group, southern Quebec. Correlations with the equivalent strata in northern Vermont (USA) and the Cambro-Ordovician St. Lawrence platform are also shown. Modified from Globensky (1981). Nomenclature from Vermont is from Shaw (1958).

subordinate sandstone lithofacies and constitute 10 formations (Fig. 2, Globensky 1981). The stratigraphic continuity of these rocks are not well documented, and it appears that a tectonic contact occurs between the Milton and Rock River formations (see Fig. 1), as well as the latter and the Strites Pond Formation (see below). The Milton and Rock River formations consist of a shallow marine, locally brecciated sandstone, sandy dolostone and dolostone lithofacies (Globensky 1981). The overlying Strites Pond Formation consists of shallow marine dolostone and limestone lithofacies with subordinate sandstone intercalations. The Wallace Creek Formation consists of thinly bedded to laminated shale and limestone deposited in a deep marine setting. Deposition of the Wallace Creek Formation was followed by a gradual sea level fall and establishment of a carbonate platform. Preservation of this shallow platform is manifested by the strata of Morgan Corners to Naylor Ledge formations (Fig. 2). The Morgan Corners Formation is exclusively made up of dolostone of supratidal to intertidal environment (Globensky 1981). Lithology of the overlying Hastings Creek and Naylor Ledge formations are prevailed by massive to microbially-laminated limestone punctuated by dolostone beds and with subordinate shales and sandy limestones, and fine crystalline, massive limestone, respectively (Globensky 1981). Both formations were deposited in a supratidal to subtidal environment (Gilmore 1971, Globensky 1981). The top of the Naylor Ledge Formation is marked by the Sauk - Tippecanoe regional unconformity (Knight et al. 1991) produced by the westward sweeping peripheral bulge of the Taconian Orogeny. The Luke Hill, Solomons Creek and Corey formations are thus earliest accumulations of a foreland basin setting. The Luke Hill Formation consists of bioclastic, fine

crystalline limestone, siltstone, sandy limestone and sandstone in its lower part and nodular, fine crystalline limestone with thin shale and dolostone interbeds in its upper part (Globensky 1981). The Solomons Creek Formation consists of a lower part dominated by fine crystalline, nodular limestone and an upper part of interbedded nodular and thickly bedded fine crystalline limestone (Globensky 1981). The highest Corey Formation consists of dense, fine crystalline, pure limestone with rare calcirudite limestone, and locally sandy and / or dolomitic. The Luke Hill, Solomons Creek and Corey formations were deposited in an intertidal to subtidal environment (Gilmore 1971, Globensky 1981).

The Strites Pond Formation

The Strites Pond Formation overlies the Rock River Formation with a tectonic contact, and is disconformably overlain by the Wallace Creek Formation. Total thickness of the formation is not known for no complete section is available. Gilmore (1971) measured several incomplete sections with a maximum thickness of about 72 meters. Globensky (1981) gave an estimated thickness of 128 meters for the formation. During our mapping of the formation we have measured a 233 meters thick section of the Strites Pond Formation exposed along a composite section of recently cleared surface, natural outcrops and quarries (See Fig. 1, Stop-4). At this preliminary stage of our research, we informally subdivide the formation into two members: a lower member of predominantly dolostone strata of various lithofacies and subordinate sandstone and limestone, and an upper member formed by limestones and minor sandstones and

dolostones (see Figs. 3 and 4). Lithofacies within each member are described here below. The lower member will be seen at Stop-4, whereas both members will be seen in Stops 3 and 4 (Figs. 3 and 4).

The lower dolomite member

This member consists of two dolostone lithofacies (lithofacies 1 & 2), dolomitic sandstone to sandy dolostone (lithofacies 3), nodular limestone (lithofacies 4), and shales (lithofacies 5).

Lithofacies 1: Bioclastic, oolitic dolopackstone and grainstone

This lithofacies consists of medium to thickly-bedded, medium grey, coarsely crystalline intraclastic, peloidal, bioclastic, oolitic packstone to grainstone. Cross- and planar-laminations are present but poorly preserved. The lithofacies is intensely dolomitized and original grains are barely visible under normal petrographic microscope. However, using a simple technique of putting white sheet under the thin section, outlines of original are better observed. This lithofacies is present in the lower part of the member (Fig. 4)

Lithofacies 2: Coarse crystalline dolostone

Lithofacies 2 consists of thickly bedded, medium to light grey coarse to very coarse crystalline dolostone. Dolomite replacement is pervasive, and no preexisting textures are preserved. Dolomite rhombs are generally equigranular subhedral to euhedral crystals and form a mosaic of idiopic to hypidiopic fabric. Stylolites and rare burrows are locally present.

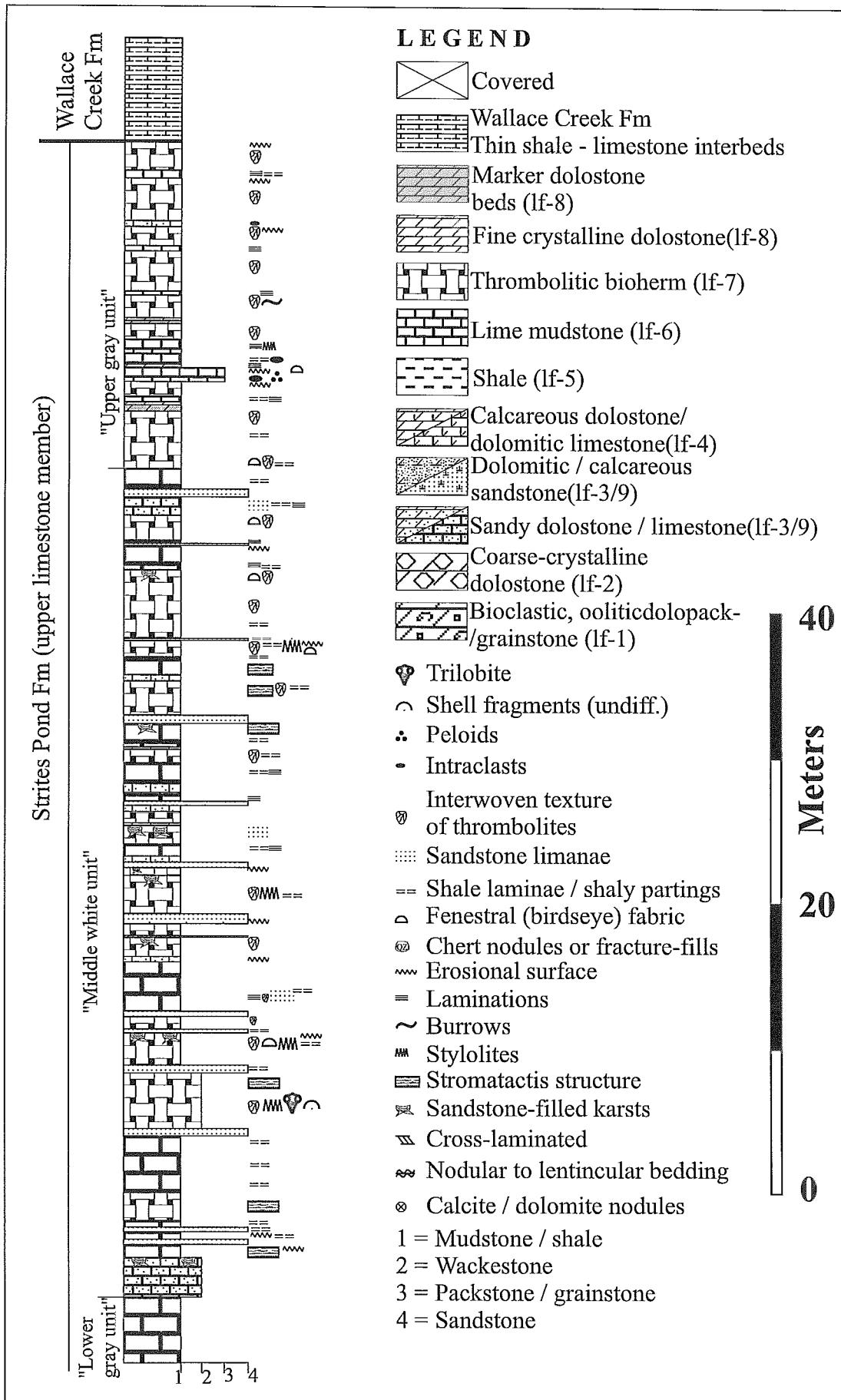


Fig. 3: Stop-3 (day 2). Stratigraphic column of the Omya Quarry at St. Armand, Québec.

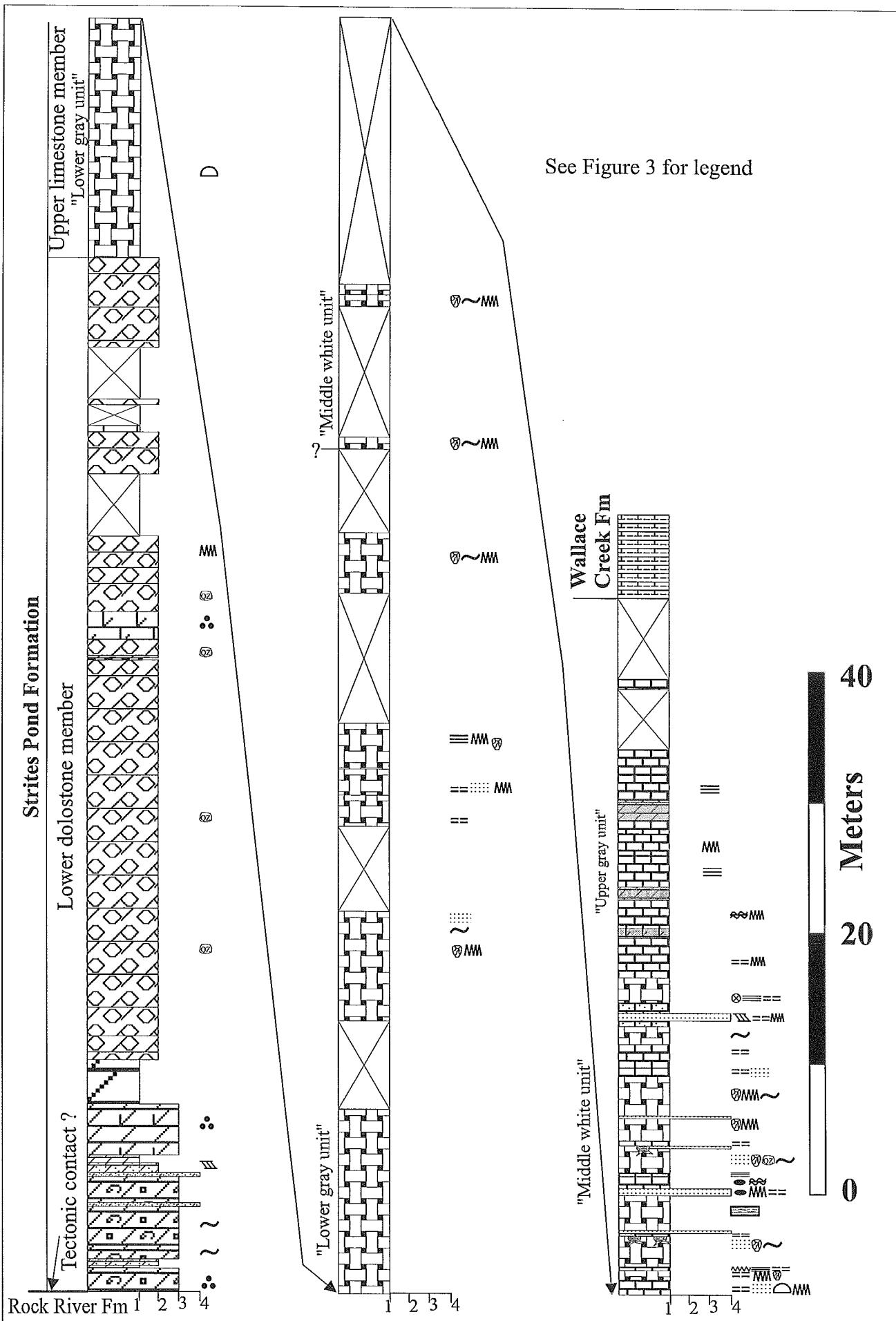


Fig. 4: Stop-4 (day 2): A continuous section of the Strites Pond Fm. Exposed from outcrops, cleared zones and quarries..

Fractures are common in this lithofacies and are mostly filled by chert, quartz and dolomite cements. This lithofacies is dominant in the upper part of the lower member (Fig. 4).

Lithofacies 3: Dolomitic sandstone to sandy dolostone

This lithofacies is volumetrically very subordinate and consists of isolated medium beds of medium to coarse-grained dolomitic sandstone. Color is generally light grey on both surfaces. Framework grains are exclusively quartz; they are well-rounded to subrounded and well-sorted. Stylolites and fractures are present. This lithofacies is interbedded with Lithofacies 1 in the lower part of the member (Fig. 4).

Lithofacies 4: Nodular, dolomitic limestone

This lithofacies consists of light to medium grey, thickly bedded, somewhat nodular, peloidal, dolomitic lime mudstone to packstone. Dolomitization occurred along irregular streaks and patches, and gives the rock a mottled appearance. Dolomite crystals are similar to those of Lithofacies 2. This lithofacies is volumetrically subordinate, associates with Lithofacies 2, and occurs within the upper part of the lower dolostone member of the formation (Fig. 4).

Lithofacies 5: Shale

This lithofacies is volumetrically less important than Lithofacies 3 and 4. It consists of green to greenish grey clayey siltstone. It is represented by one single bed of 15 cm thick in the lower dolostone member of the formation, and separates two beds of Lithofacies 2 in the upper part of the member (Fig. 4). This lithofacies is more represented in the upper limestone member

and is manifested as thin shaly partings or as thin laminae or punch of laminae punctuating the other lithofacies (see Figs. 3 and 4).

The upper limestone member

The upper limestone member consists of two limestone lithofacies (lithofacies 6 and 7), microbially-laminated dolostone lithofacies (lithofacies 8), a calcareous sandstone to sandy limestone lithofacies (lithofacies 9) and shale lithofacelis (lithofacies 5, see above for the description of this lithofacies).

Lithofacies 6 microbially laminated lime mudstone

This lithofacies forms thin to thick ledges of very light grey to white, internally laminated lime mudstone. Fenestral (birdseye) fabric, burrows, stylolites, calcite nodules and shaly partings are present. Coarse quartz grains are locally disseminated. This lithofacies occurs in the middle part of the member ('middle white unit' of Figs.3 and 4).

Lithofacies 7: Thrombolite bioherms

This lithofacies consists of medium to very thick beds of light to medium grey, fine crystalline limestone. This lithofacies is characterized by small, irregularly interwoven, light grey and medium grey patches of dense micrite which gives a mottled appearance and clotted bioherms. Looking from the bedding surface, these bioherms form rounded, ellipsoidal and irregular mounds with stylolitic boundaries. Horizontally well burrowed, stylolitic mudstone fills the intermound spaces. The burrows seldom pierce through the bioherm bodies. Other

sedimentary structures in this lithofacies include stromatactis (centimeter-sized, flat to undulose sparry calcite crusts), calcite nodules, shaly partings, and fenestral (birdseye) fabric. This lithofacies is common throughout the upper limestone member. Beds with stromatactis structure are confined within the ‘middle white unit’ (Figs. 3 and 4).

Lithofacies 8: Microbially-laminated dolostone

This lithofacies consists of medium to thick, isolated beds of coarse to fine crystalline, microbially laminated, light to medium greenish grey dolostone. It weathers to orange somewhat greenish grey. The lithofacies is volumetrically subordinate and is represented by three separate beds in the upper part of the member. However, these beds are good marker beds for correlating the mapped sections (Figs. 3 and 4).

Lithofacies 9: Calcareous sandstone to sandy limestone

This lithofacies consists of thin to medium beds of coarse-grained, medium to light greenish grey calcarous sandstone to sandy limestone. Framework grains are exclusively well-rounded to subrounded, well-sorted quartz. The matrix is lime micrite. Sedimentary structures include tabular cross-laminations, normal grading from calcareous sandstone to sandy limestone, inverse grading from sandy limestone to calcareous sandstone, shaly partings, stylolites, erosional lower contacts and sharp upper boundaries. Besides normally deposited beds, this lithofacies is also manifested as irregular sandstone bodies filling in karstic features, lenses, and subhorizontal to irregular laminae. The karst-filling sandstone bodies show thin laminations draping the

underlying erosional surfaces. Although volumetrically subordinate, this lithofacies occurs in many levels of the upper limestone member (Figs. 3 and 4).

Depositional environment of the Strites Pond Formation

Sedimentologic attributes of the Strites Pond Formation suggest that the formation accumulated in a shallow marine carbonate platform. The lower oolitic and bioclastic dolopackstone to grainstone lithofacies represents subtidal to possibly intertidal ooid and bioclast shoals with an intermittent siliciclastic flux extending on these shoals during relative sea level fall. Depositional environment of the coarse-crystalline dolostone is not clear but the minor interbeds of the nodular, peloidal mudstone to packstone lithofacies (lithofacies 4) may suggest a subtidal setting. An agitated shallow subtidal environment is envisaged for the thrombolite-dominated upper limestone member of the Strites Pond Formation. Lower Paleozoic thrombolite reefs are commonly interpreted as shallow subtidal build-ups (Pratt 1982, Tucker and Wright 1990, Glumac and Walker 2000). The Strites Pond Formation appears to be similar with the ‘shelf cycles’ of the Upper Cambrian of western Newfoundland (Cowan and James 1993) and could be equivalent to Grand Cycle C of Chaw and James (1987). The many coarse-grained sandstone interbeds suggest vicinity of a siliciclastic source and high sea level fluctuations. The mineralogical and textural maturity of the sandstone lithofacies may suggest a recycling of a nearby sand / sandstone body. This siliciclastic body could be the Cairnside Formation which appears to be chronostratigraphically equivalent with the Strites Pond Formation (Fig. 2). If this

interpretation is correct, the westward tectonic displacement of the Philipsburg slice may therefore be minimum. The Wallace Creek Formation documents a much deeper marine setting than that of the Strites Pond Formation. This suggests a significant sea level rise by the end of the Strites Pond sedimentation. The Strites Pond - Wallace Creek sequence and its depositional array could be a southwestward continuation, but slightly younger, of the Corner-of-the Beach carbonate platform and the overlying deep marine deposits of the Murphy Creek Formation in the Percé area, Gaspésie, Québec (Lavoie submitted).

Conclusions

The Strites Pond Formation tectonically overlies the Rock River Formation and is overlain by the Wallace Creek Formation with an erosional disconformable contact. An incomplete composite section of the formation exposed along a recently cleared surface, natural outcrops and quarries allowed us to measure 223 m thick strata of the formation; the highest thickness so far reported for the formation. We informally subdivided the formation into two members: i) lower dolostone member, and ii) upper limestone member. The lower dolostone member consists of a lower unit dominated by bioclastic and oolitic dolo-packstone and grainstone lithofacies with subordinate dolomitic sandstone and sandy dolostone interbeds, and an upper unit of pervasive, coarse-crystalline dolostone lithofacies with subordinate peloidal dolomitic lime mudstone to packstone lithofacies. The upper limestone member is characterized by thickly-bedded thrombolitic bioherms, microbially laminated mudstone, thin to medium-

bedded, coarse-grained calcareous sandstone to sandy limestone, shales and subordinate microbially laminated dolostone. Sedimentologic attributes of the various lithofacies and their vertical arrangements suggest that the Strites Pond Formation was deposited in a shallowing-upward open-marine environment with superimposed high frequency fluctuations manifested by the terrigenous flux into the depositional site. The lower dolostone member of the formation accumulated as subtidal to possibly intertidal ooid and bioclast shoals, whereas the upper limestone member was deposited in a calm to moderately agitated intertidal to subtidal setting dominated by flourishing microbial bioherms and lime mudstone accumulation. Microbially-laminated dolostones in the upper part of the formation suggest an occasional supratidal setting. The textural and mineralogical maturity of the sandstone interbeds suggest recycling of a nearby sand or sandstone body. The latter could be the Cairnside Formation which is chronostratigraphically equivalent with the Strites Pond Formation. This may suggest a minimized westward tectonic displacement for the Philipsburg slice. The overlying Wallace Creek Formation documents a significant environmental change from shallow-marine carbonate platform to a calm, deep marine depositional setting dominated by accumulation fine siliciclastic and carbonates.

References

- Chow, N., and James, N. P. 1987. Cambrian grand cycles: a northern Appalachian perspective. Geological Society of America Bulletin, 98: 418-429.
- Clark, T. H. 1934. Structure and stratigraphy of southern Quebec. Geological Society of America Bulletin, 45: 1 - 20.
- Clark, T. H. 1936. A lower Cambrian Series from southern Quebec. Royal Canadian institute Transactions No. 45, 21: 135-151.
- Cowan, C. A. and James, N. P. 1993. The interactions of sea-level change, terrigenous-sediment influx, and carbonate productivity as controls on Upper Cambrian Grand Cycles of western Newfoundland, Canada. Geological Society of America Bulletin, 105: 1576-1590.
- Gilmore, R. G. 1971. Stratigraphy of the Philipsburg, Rosenberg Thrust sheets, southern Quebec. M.Sc. Thesis, McGill University, Montreal.
- Globensky, Y. 1981. Région de Lacolle Saint-Jean(s). Québec Ministry of Natural Resources, Geologic Report - 197, 197 pages.
- Glumac, B. and Walker, K. R. 2000. Carbonate deposition and sequence stratigraphy of the terminal Cambrian Grand Cycle in the southern Appalachians, U.S.A. Journal of Sedimentary Research, 70: 952-963.
- Knight, I. James, N. P., and Lane, T. E. 1991. The Ordovician St. George Unconformity, northern Appalachians: The relationship of plate convergence at the St. Lawrence Promontory to

the Sauk/Tippecanoe sequence boundary. Geological Society of America Bulletin, 103: 1200-1225.

Lavoie, D. (submitted). The Cambrian carbonate platform in Quebec: new insights from the Perce area, Gaspésie. Current Research. 2001.

Pratt, B. R. 1982. Stromatolitic framework of Carbonate mud-mounds. Journal of Sedimentary Petrology, 52: 1203-1227.

Séjourné, S. and Malo, M. 2000. Analyse strururale de l'Écaille de Philipsburg, zone de Humber externe des Appalaches du sud du Québec. This issue.

Shaw, A. B. 1958. Stratigraphy and structure of the St. Albans area, northwestern Vermont. Geological Society of America Bulletin, 69: 519-568.

Tucker, M. E. and Wright, V. P. 1990. Carbonate sedimentology. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482 p.

External-internal Humber zone transition:

The Stanbridge and Oak Hill Nappes

Sébastien Castonguay and Alain Tremblay

Quebec Geoscience Centre

External-internal Humber zone transition: The Stanbridge and Oak Hill Nappes

S. Castonguay and Alain Tremblay

Tectonic Setting

Three phases of regional deformation are recognized. They are each associated to mesoscopic features such as tectonic fabrics, folds, and high-strain zones or faults.

The regional S1 fabric is interpreted to be associated with the northwest-directed emplacement of the Stanbridge Nappe over the Phillipsburg Nappe to the west, during the Middle to Late Ordovician Taconian Orogeny.

The regional S2 fabric is correlated to southeast-verging deformation centered in the internal Humber zone that caused back-folding and backthrusting of the Oak Hill Nappe over the Mansville complex and Sutton Mountains Anticlinorium along the Brome Fault to the east. Isotopic dating within the Sutton Mountains Anticlinorium indicates that this tectonic event occurred during the Silurian-Early Devonian.

The regional S3 is a fracture cleavage which evolves to a penetrative crenulation cleavage within the Sutton Mountains Anticlinorium. It is associated with the doming of earlier fabrics and to the actual geometry of the Sutton Mountains Anticlinorium. On basis of regional correlation of structures, this phase is attributed to the Middle Devonian Acadian Orogeny.

For more details, please see text accompanying the geological compilation map of Transect #1 in this guidebook.

Stop 5; Stanbridge Nappe

Stanbridge Group, upper facies: Dark gray mudslate with argillaceous (locally calcareous) laminations and greenish silty sandstone interbeds.

The dominant steeply southeast-dipping S1 cleavage is associated with closed to isoclinal F1 folds (**Fig. A**), affecting the locally visible bedding.

A northwest-dipping fracture/crenulation cleavage possibly represents the regional S2 cleavage.

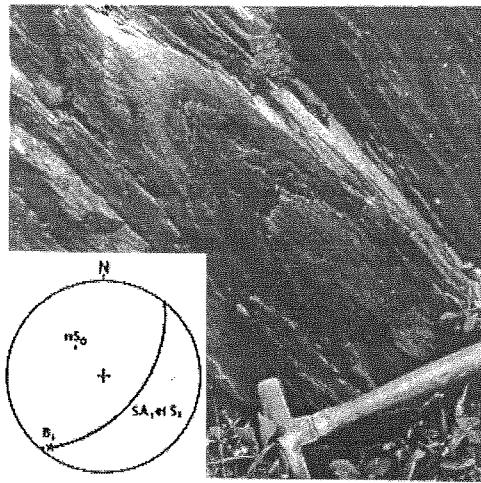


FIGURE A ~ Pli isoclinal (F_1) dans la Nappe de Stanbridge. A 1 km au nord-ouest de la croisée des chemins de Meigs-Corners. Projection équangulaire.

Stop 6; Oak Hill Nappe; Sweetsburg Formation

Oak Hill Group, Sweetsburg Formation, and Scottsmore facies (Fig. B): Dark gray mudslate and laminated, locally dolomitic brownish siltstone/sandstone.

The dominant S1 cleavage is associated with asymmetrical S-shaped F1 folds (Fig. C) indicating the inverted flank of an overturned regional F1 antiform (Fig. D).

A northwest-dipping fracture/crenulation cleavage is locally developed and may represent the regional S2 cleavage.

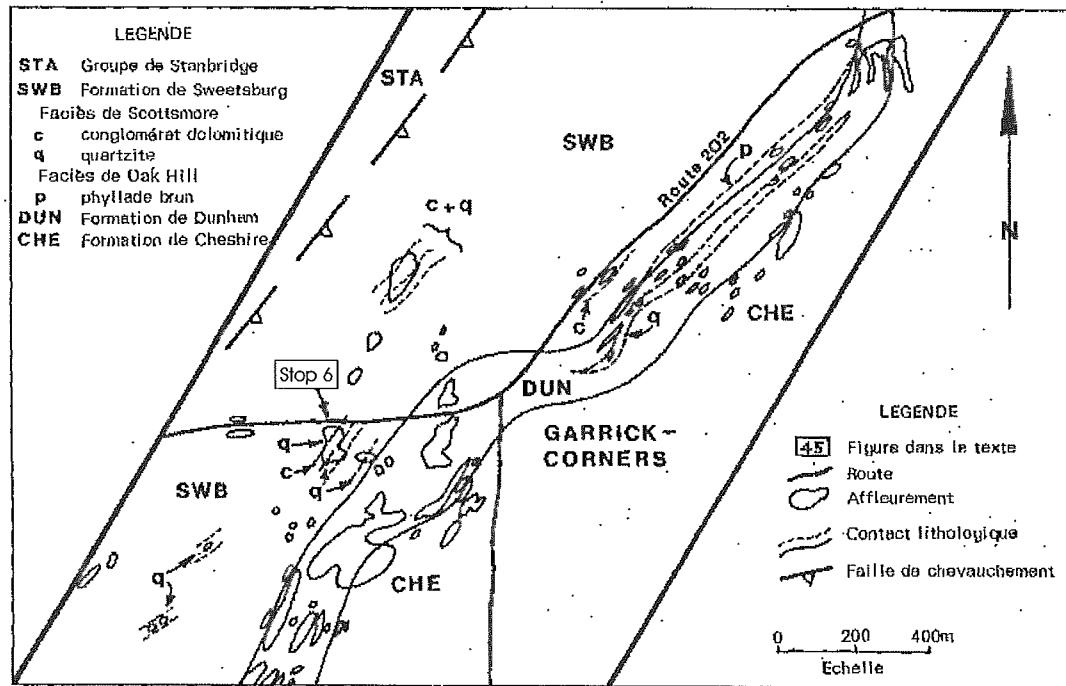


FIGURE B - Distribution des lithologies des formations de Sweetsburg et de Dunham aux environs de Garrick-Corners.



FIGURE C - Lits de quartzite du faciès de Scottsmore dans la Formation de Sweetsburg. A Garrick-Corners. Voir localisation sur la figure 54.

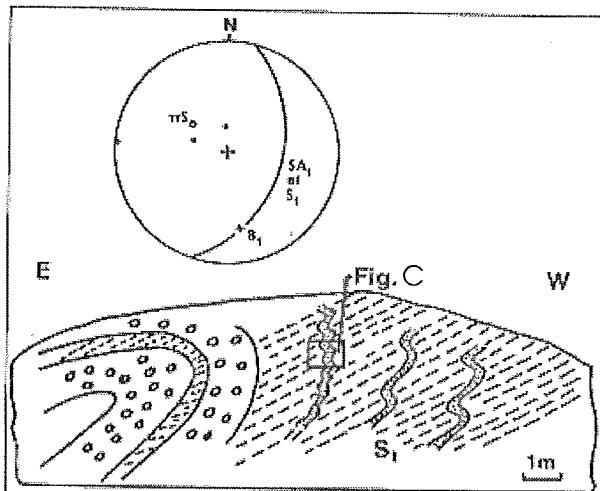


FIGURE D - PII P1 dans la Nappe de Oak Hill, à Garrick-Corners. Surface verticale. La figure 13 montre une vue approfondie du carré dessiné sur le schéma. Localisation sur figure 9. Projection équangulaire.

Stop 7; Oak Hill Nappe; Pinnacle Formation

Finely laminated quartzite (metawacke), locally microconglomeratic, with quartz-chlorite-muscovite-feldspath schist interbeds.

The dominant S1 cleavage is more penetrative and becomes a metamorphic differentiation. Bedding S0 is however still recognizable. S2 is weak to absent probably due to the competency of the quartzite.

Stop 8; Oak Hill Nappe; Tibbit Hill and Pinnacle Formations, with interlying Call Mill Member

We are in presence of the base of the Oak Hill Group, three units are exposed, from the base, we have:

- The Tibbit Hill Formation: medium to dark green massive chlorite-epidote-albite- magnetite schist
- The Call Mill Member: purplish gray to black sericite-chlorite phyllite
- The Pinnacle Formation: quartz-chlorite-muscovite-ilmenite metawacke, with black sandstone beds

Bedding S0, including gradded-bedding, is still present in the wacke. S1 foliation axial planar to intrafolial and sheared isoclinal F1 folds. A superposed crenulation cleavage (regional S2 or S3) is associated to open folds.

All Figures are from Charbonneau (1980; MERQ DPV-681)