

Geologic compilation map: 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, geologic compilation map and structural profile of transect #1, 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 Lower 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 Chambly-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 Chambly-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 ofolistostromal 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, serpentinized 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 Montereigians 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 (Tables 1 and 2) 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 Monteregian 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.

Carte de compilation 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 compilation géologique interprétative et un profil structural pour le transect #1, laquelle servira de base aux études thématiques pluridisciplinaires.

Contexte géologique régional

Le transect Montréal-Mégantic du sud-ouest du Québec chevauche les nombreux assemblages tectonostratigraphiques constituant la marge de Laurentia au Paléozoïque Précoce. 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 montéréggiennes 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). La 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 congolomérats, 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 dévonniennes 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 Montérégiennes 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 Montérégiennes 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 Montérégiennes (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 cisailés 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.

1987 : 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. 29 p., 11 maps.

MRNQ.

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

MAP SHEET RÉFÉRENCES PAR FEUILLET NTS
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 - Appalachides 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.

MAP SHEET RÉFÉRENCES PAR FEUILLET NTS
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.

MAP SHEET RÉFÉRENCES PAR FEUILLET NTS 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.

MAP SHEET RÉFÉRENCES PAR FEUILLET NTS 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.