RG 96-06

Géologie de la région de la rivière Angers, 22B/08

Documents complémentaires

Additional Files





Licence



License

Cette première page a été ajoutée
au document et ne fait pas partie du
rapport tel que soumis par les auteurs.

Énergie et Ressources naturelles
Québec

GÉOLOGIE DE LA RÉGION DE LA RIVIÈRE ANGERS

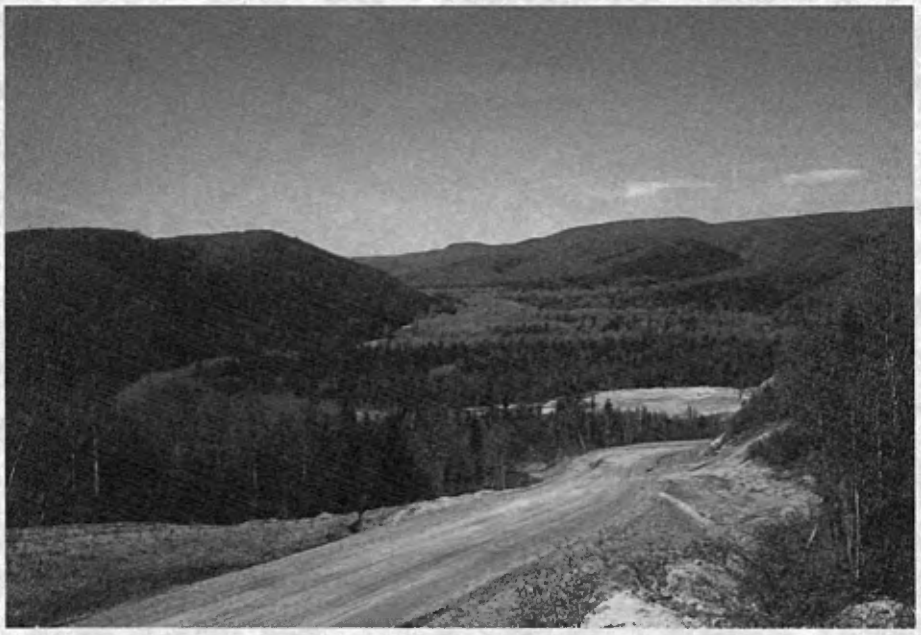
(SNRC 22B/08)

Daniel Brisebois
Jean Choinière

RG 96-06

Accompagne la carte
SI-22B08-C3G-97A

1997



Vallée de Faille du Grand Pabos, nord de Chandler

Canada — Travaux réalisés dans le cadre de l'Entente auxiliaire Canada-Québec sur le développement minéral — Québec

Géologie de la région de la rivière Angers (22B/08)

Daniel Brisebois
Jean Choinière

RG 96-06

(Ce rapport accompagne la carte SI-22B08-C3G-97F)

RÉSUMÉ

La région de la rivière Angers (SNRC 22B/08) est située dans le centre-sud de la Gaspésie. Elle appartient à la province géologique des Appalaches, plus précisément à la Ceinture de Gaspé. On y trouve un assemblage de roches sédimentaires, volcaniques et intrusives dont l'âge s'étend de l'Ordovicien tardif au Dévonien moyen. La région chevauche les trois éléments tectonostratigraphiques de la Ceinture de Gaspé : le synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé (SCVG), l'anticlinorium d'Aroostook-Percé (AAP) et le synclinorium de la Baie des Chaleurs (SBC).

Le SCVG de la région comprend, de la base au sommet, les calcilutites et les mudstones calcareux de la Formation de White Head ; les mudstones, les shales et les calcilutites de la Formation de Burnt Jam Brook ; les mudstones, les grès, les conglomérats, les calcaires, les basaltes et les rhyolites de la Formation de Saint-Léon ; les mudstones, les grès, les conglomérats, les calcaires, les basaltes et les tufs rhyolitiques du Groupe de Fortin ; les grès et les mudstones de la Formation de York River et les grès grossiers de la Formation de Battery Point. L'AAP est composé des turbidites silicoclastiques des formations de Garin et de Pabos ; cette dernière contient également des mudstones calcareux et des calcilutites. Les calcilutites et les mudstones calcareux de la Formation de White Head sont aussi assignés à l'AAP. Le SBC n'est représenté que par quelques affleurements de grès des formations de Clemville et d'Anse Cascon.

L'AAP est coupé longitudinalement par la faille de Grand Pabos (FGP), un décrochement dextre du Dévonien tardif qui se superpose probablement à des mouvements antérieurs de nature inconnue. La FGP est accompagnée de plusieurs failles subsidiaires. Au nord de la FGP, des failles inverses et des plis déjetés et déversés vers le N répètent la séquence silurienne ; ces failles et ces plis sont recoupés par des failles de décrochement dextres ou senestres. Au sud de la FGP, des failles inverses presque perpendiculaires à la FGP provoquent une répétition du Groupe d'Honorat. Le SCVG de la région se présente sous l'aspect d'une séquence très plissée mais dont les strates sont de plus en plus jeunes vers le nord. Le SCVG comprend un pli majeur, l'anticlinal Josué, bordé de failles inverses ou normales.

La région de la rivière Angers contient deux indices aurifères sur lesquels des tranchées et des forages d'exploration ont été implantés et qui sont toujours l'objet de travaux de prospection. L'or est généralement contenu dans des stockwerk de veines de quartz mis en place dans les roches sédimentaires de la Formation de Garin. Les principaux signaux géochimiques contiennent des teneurs anomales en As, Au et Sb. On observe également un signal anomal intéressant en Cu, Co, Zn, Mo,As et Au dans la partie NE de la région. Une intrusion profonde semble située sous les grès de la Formation de York River de la partie NW du territoire.

DIRECTION DE LA GÉOLOGIE
Directeur : J.-L. Caty

SERVICE GÉOLOGIQUE DE QUÉBEC
Chef : A. Simard

Accepté pour publication le 97/02/11

Lecture critique
P. Verpaelst

Éditeur
J.-P. Lalonde

Supervision technique
A. Beaulé

Préparé par la Division de l'Édition (Service de la Géoinformation, DG)

Le présent projet est financé par Ressources naturelles Canada et le ministère des Ressources naturelles du Québec dans le cadre de l'Entente auxiliaire Canada-Québec sur le développement minéral.

Dépôt légal – Bibliothèque nationale du Québec
ISBN : 2-551-17771-5
© Gouvernement du Québec, 1997

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION 5
Objectifs du rapport 5
Localisation 5
Accès 5
Nature du terrain 5
Méthode de travail 6
Travaux antérieurs 6
Remerciements 6

GÉOLOGIE RÉGIONALE 7

STRATIGRAPHIE 9
Groupe d'Honorat 9
Formation de Garin (Ogn) 9
Groupe de Matapédia 11
Formation de Pabos (Opa) 11
Formation de White Head (OSwh) 11
Groupe de Chaleurs 12
Formation de Clemville (Scl) 12
Formation d'Anse Cascon (Sac) 12
Formation de Burnt Jam Brook (Sbj) 13
Formation de Saint-Léon (SDsl) 13
Groupe de Fortin (Dfo) 15
Grès de Gaspé 17
Formation de York River (Dyr) 17
Formation de Battery Point (Dbp) 18
Suite intrusive de Lemieux (SDlem) 18

GÉOLOGIE STRUCTURALE 19
Anticlinorium d'Aroostook-Percé (AAP) 19
Synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé (SCVG) 20

GÉOPHYSIQUE 22

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE 22
Travaux d'exploration 22
Géochimie 23

CONCLUSION 26

RÉFÉRENCES 27

ANNNEXE 30

INTRODUCTION

Objectifs du rapport

Ce rapport a pour objectif de répondre à la demande des prospecteurs et des compagnies d'exploration minérale qui souhaitent disposer de cartes géologiques détaillées dans de nouvelles régions. L'exploration minérale fut moins active dans le centre-sud de la Gaspésie que dans d'autres secteurs de la péninsule. Comme le territoire couvert par le feuillet 22B/08 se trouve dans ce secteur, l'exploration devrait bénéficier de cette amélioration de la carte géologique. Nos travaux contribuent également à préciser les modèles stratigraphiques et structuraux appliqués à la région.

Localisation

La région de la rivière Angers (SNRC 22B/08) est située dans le centre-sud de la Gaspésie (figure 1). Son centre est localisé à une quarantaine de kilomètres de la baie des Chaleurs, au NW de Carleton. Ses limites sont les longitudes 66°00' et 66°30' ouest et les latitudes 48°15' et 48°30' nord.

Accès

La partie NE de la région est traversée par la route 199, la Transgaspésienne, qui relie New Richmond à Sainte-Anne-des-Monts. Le reste du territoire n'est accessible que par des routes forestières dont les quatre principales, orientées dans une direction nord-sud, sont entretenues pour le transport des billots. Une trame serrée de chemins de traverse plus ou moins bien conservés recouvre presque tous les interfluves. Ces chemins ne pénètrent généralement pas dans les vallées encaissées, qui, le plus souvent, ne sont accessibles qu'à pied. Le relief accidenté, la haute densité de la végétation et les nombreux chablis rendent la marche difficile.

Nature du terrain

La région de la rivière Angers est un vaste plateau ondulé et légèrement incliné vers le sud. Son altitude varie entre 400 et 500 m environ. Les sommets ne dépassent pas les 600 m, sauf aux environs du ruisseau Josué où des crêtes basaltiques ont plus de 700 m d'altitude.

Le plateau est disséqué par un réseau fluvial dense. Les cours d'eau sont encaissés dans des vallées aux flancs abrupts dont les reliefs excèdent fréquemment les 200 m. Les principaux cours d'eau coulent du nord vers le sud.

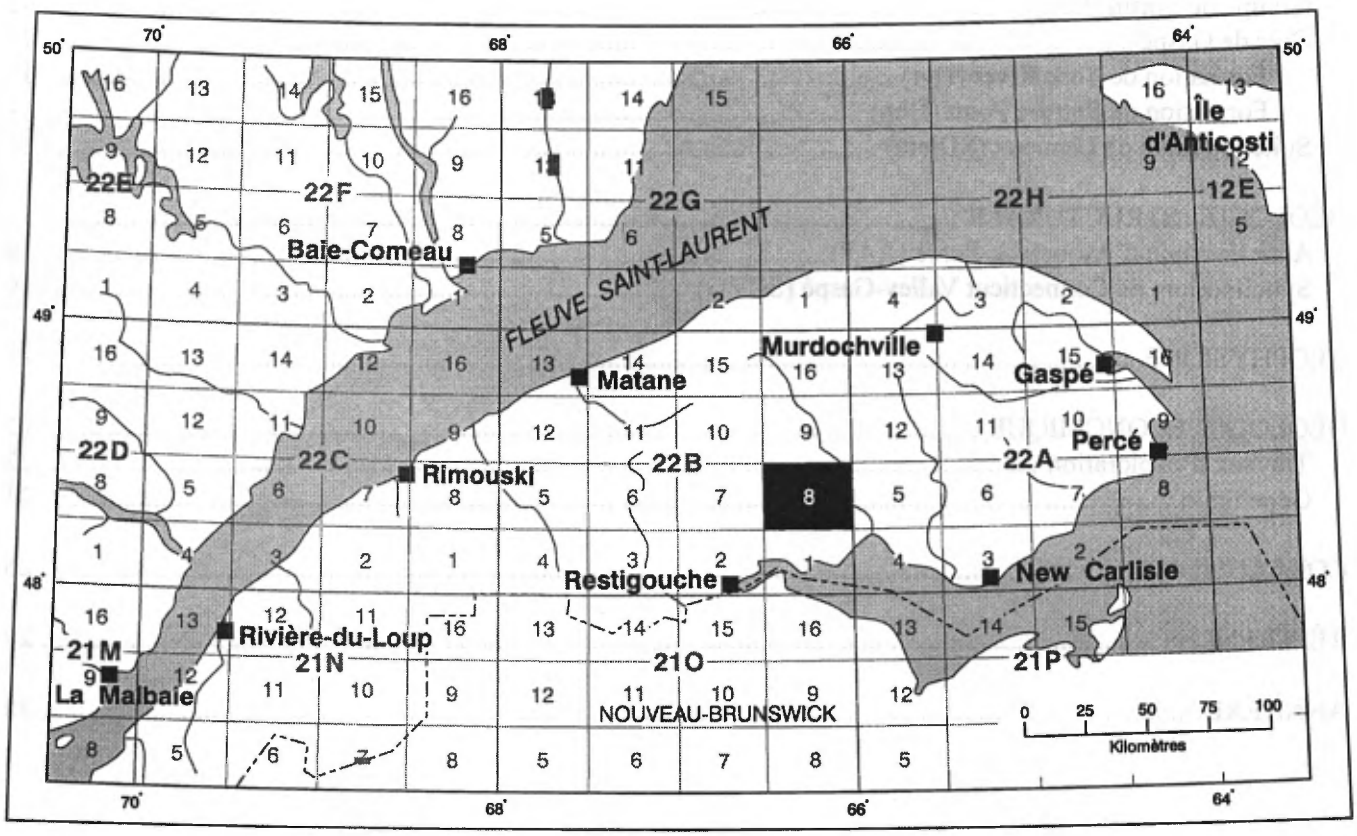


FIGURE 1 - Carte de localisation de la région de la rivière angers (22B/8).

Les plus importants sont, d'est en ouest, la rivière Cascapédia et les ruisseaux Grand-Nord, Mann-Est et Ell. La rivière Angers, quant à elle, coule d'ouest en est, dans le quart SE de la région et se jette dans la rivière Cascapédia. À l'exception de cette dernière, sur certaines parties de son parcours, tous ces cours d'eau sont guéables en été, sauf en période de crue.

Méthode de travail

Nous avons effectué des cheminements le long des cours d'eau principaux qui, pour la plupart, traversent le grain structural. Les pointements rocheux y sont abondants et relativement frais ; ils fournissent l'information stratigraphique et structurale la plus fiable. Nous avons aussi relevé les affleurements le long de presque tous les chemins forestiers. Les affleurements y sont nombreux mais la plupart du temps les strates sont brisées et altérées, et les mesures structurales plus difficiles à recueillir et moins fiables que sur les berges des cours d'eau. Ils permettent toutefois un assez bon contrôle sur la distribution géographique des unités lithostratigraphiques. Pour combler les secteurs que nous n'avons pu lever nous-mêmes, nous avons compilé l'information des rapports et des études géologiques publiés par le MRN, de la carte aéromagnétique de la CGC, des travaux statutaires des compagnies d'exploration et des travaux antérieurs inédits. La carte géologique qui accompagne ce rapport ainsi que les données recueillies sur le terrain ou compilées ont été traitées sur le système SIGÉOM du Ministère des Ressources naturelles du Québec.

Travaux antérieurs

Skidmore (1960, inédit) a cartographié la région de la rivière Angers. Bien que son rapport n'ait pas été publié, les résultats ont été utilisés dans la préparation de la deuxième édition de la carte géologique de la péninsule de Gaspé (Skidmore et McGerrigle, 1967). La plupart des affleurements localisés dans les tributaires des cours d'eau principaux de la demie est de la région ont été compilés à partir de cette carte inédite de Skidmore. Lespérance (Lajoie et Lespérance, 1971) a cartographié la partie de l'anticlinal Josué qui apparaît dans le quart NE de la région. Une partie de ces données cartographiques sont compilées sur notre carte. Sikander (1975) traite de quelques affleurements de la partie NW de la région. Simard (1986) en cartographiant la région de Carleton, au sud de la rivière Angers, a examiné la partie sud du feuillet 22B/08. Gosselin (1988), dans sa Géologie de la région de Maria, inclut également des secteurs restreints de la partie sud-est du feuillet de la rivière Angers. Les données de ces deux derniers auteurs forment l'essentiel des informations portées sur notre carte au sud de la faille de Grand Pabos. Bourque *et al.* (1993), dans une synthèse stratigraphique du Siluro-Dévonien de la Gaspésie et du Témiscouata, ont inclus dans leur modèle stratigraphique et structural la bande de roches siluro-dévoniennes de la partie sud de la région (la bande d'Angers-Dugal de leur rapport) et de l'anticlinal Josué. Plusieurs de leurs affleurements sont compilés sur notre carte. Bédard (1986) a analysé entre autres quelques dykes de la région de la rivière Angers et les dykes et volcanites de la région du lac McKay située à 25 km à l'est de notre région, dans le prolongement de roches volcaniques de la partie sud de la région de la rivière Angers. Doyon et Dalpé (1993) traitent des roches volcaniques siluro-dévoniennes de l'anticlinal Josué. Certains de leurs affleurements sont reportés sur la carte de ce rapport. Plusieurs articles scientifiques et rapports géologiques touchent également à la région de la rivière Angers sans s'y rapporter spécifiquement.

Les travaux d'exploration minérale ou pétrolière sont relativement peu nombreux. À la fin des années 60 et au début des années 70, la Tenneco Oil and Minerals Ltd. (Lajoie et Lespérance, 1971) et la SOQUIP (Paris et Vallières, 1972) ont effectué des levés de terrain dans la partie NE de la région afin d'évaluer le potentiel pétrolifère des formations siluro-dévoniennes de l'anticlinal Josué. Ces travaux n'ont pas eu de suite. La prospection des minéraux métalliques s'est limitée à quelques zones restreintes. Dans le coin sud-est de la région, un indice aurifère a été découvert en 1988 par un prospecteur, M. Ross. Cet indice a par la suite fait l'objet d'une campagne d'exploration de la part de SOQUEM. Des levés de géochimie de sols (Landry, 1989), des tranchées (Dupuis, 1989a) et des forages (Dupuis 1989b), s'ils ont permis d'étendre les limites de l'aire d'intérêt, n'ont pas défini de gisement économique. Les recherches se poursuivent sous les auspices des nouveaux détenteurs de la propriété (Frédéric, 1992). Des travaux de prospection de base sont exécutés dans le secteur ouest de la carte dans le cadre du programme fédéral-provincial d'aide à la prospection.

Le MRN a publié les résultats de plusieurs levés de géochimie de sédiments de ruisseau (Choinière, 1984 ; et Choinière, 1996) ou de sols et minéraux lourds (Choinière, 1991 ; Choinière *et al.*, 1988) effectués dans la région. Les résultats d'analyse des éléments majeurs et de certains éléments traces (entre autres Cu, Zn, Co, Ni, Co) dans les roches sédimentaires de l'ensemble de la Gaspésie (Maurice et Gagné, 1996) sont également disponibles sous forme numérique.

Remerciements

Nous remercions le géologue André Gingras et les assistants-géologues Jocelyn Dufour, Bernard Huppé et Sophie Varfalvy qui ont été des collaborateurs compétents tout au long de la période des levés de terrain de 1993. Nous remercions également l'assistante-géologue Sandra Pouliot pour sa participation efficace à la campagne de terrain de 1995. Nous remercions tout particulièrement M. Pierre Lespérance, du Département de Géologie de l'Université

de Montréal, qui a identifié les collections de fossiles et avec qui nous avons abondamment discuté de la stratigraphie et de la pétrographie des roches de la Gaspésie. M. Nelson Leblond, du MRN, a été d'une aide inestimable dans la préparation des cartes géologiques numériques. M. Denis-Jacques Dion, du MRN, a préparé la carte aéromagnétique de la région et nous a fourni les éléments d'interprétation. MM. Kamal Sharma et Michel Hocq, également du MRN nous ont aidé dans l'identification des roches magmatiques. Les commentaires de MM. Pierre Verpaelst et Jean-Pierre Lalonde, lecteurs critiques, ont permis une amélioration considérable du contenu et de la forme du document. Enfin, nous remercions MM. Paul Brouillette, Robert Carignan et André Beaulé pour leur importante contribution à la mise en forme et à la correction du document.

GÉOLOGIE RÉGIONALE

La région de la rivière Angers appartient à la province géologique des Appalaches. Elle est située plus précisément dans la Ceinture de Gaspé qui couvre la plus grande partie de la Gaspésie (figure 2). La Ceinture de Gaspé (Bourque *et al.*, 1993 ; Bourque *et al.*, 1995) est un assemblage de roches sédimentaires, volcaniques et intrusives dont l'âge s'étend de l'Ordovicien tardif au Dévonien tardif. Les roches ont été formées dans un bassin sédimentaire intracratonique qui s'est développé sur un socle taconien. Elles ont subi leur déformation majeure lors de l'orogénèse acadienne au Dévonien moyen et tardif.

La ceinture est bordée, au nord, par les strates cambro-ordoviciennes du Supergroupe de Québec qui occupe une bande d'une trentaine de kilomètres de largeur dans le nord de la Gaspésie. Au sud, au Nouveau-Brunswick, elle est limitée par les roches ordoviciennes de l'anticlinorium de Miramichi (figure 2). La nature du socle taconien sur lequel ont été déposées les strates de la Ceinture de Gaspé n'est pas partout connue. En Gaspésie, le contact stratigraphique observé entre la ceinture et les roches sous-jacentes est une discordance d'érosion. Sous la discordance, les strates appartiennent généralement à la séquence cambro-ordovicienne de la zone de Humber (Williams, 1979 ; Slivitzky *et al.*, 1991 ; De Broucker, 1987 ; Malo et Bourque, 1993) qui comprend le Supergroupe de Québec, au nord, la Formation de Murphy Creek, dans la région de Percé, et le Groupe de Maquereau, au sud, près de Chandler. Toutefois, la plupart des modèles récents (Bourque *et al.*, 1993, et 1995, Malo *et al.*, 1992, Tremblay *et al.*, 1995) suggèrent que la plus grande partie de la ceinture repose sur les roches du domaine océanique de Iapétus (la zone de Dunnage de Williams, 1979) obductées sur la marge continentale de Laurentia lors de l'orogenèse taconienne. Malheureusement, les roches du domaine océanique affleurent très peu et elles sont rarement en contact stratigraphique avec les roches de la Ceinture de Gaspé. Le seul endroit où l'on observe ce contact est situé au nord de Chandler ; là, les roches de la ceinture reposent sur le Mélange de McCrea et la Formation d'Arseneault qui sont deux unités attribuées au domaine océanique de la zone de Dunnage (Malo et Bourque, 1993). Les strates basales de la ceinture appartiennent à l'Ordovicien supérieur ou au Silurien inférieur, dans le sud et l'est de la Gaspésie, et au Silurien inférieur, dans le nord.

La Ceinture de Gaspé a été déformée légèrement à la fin du Silurien par la pulsation salinienne. Cette phase tectonique, qui s'exprime en Gaspésie par des plis ouverts et des déplacements de blocs tectoniques basculés par des failles, a produit par endroits une discordance (discordance salinique). Celle-ci fait reposer les strates du Silurien supérieur et du Dévonien sur les strates plus anciennes de la ceinture, voire sur les strates cambro-ordoviciennes du Supergroupe de Québec (Bourque *et al.*, 1993 et 1995). La ceinture a été plissée et faillée de façon plus intense au Dévonien moyen et tardif par l'orogénèse acadienne. L'orogenèse alléghanienne, au Permo-Carbonifère, a occasionné de grandes ondulations et des failles normales qui ont engendré par endroits des déplacements verticaux de plusieurs centaines de mètres. Les déformations plus récentes que le Carbonifère ne peuvent être distinguées des précédentes pour l'instant.

La Ceinture de Gaspé est subdivisée en trois éléments tectonostratigraphiques : l'anticlinorium d'Aroostook-Percé (AAP), flanqué au nord du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé (SCVG) et, au sud, du synclinorium de la baie des Chaleurs (SBC)(figure 2). En Gaspésie, l'anticlinorium comprend des silicoclastites (Groupe d'Honorat et Formation de Pabos) et des calcaires (Formation de White Head) d'âges Ordovicien tardif et Silurien précoce (Malo, 1986a et b ; Bourque *et al.*, 1993). Les deux synclinoria comprennent des séquences volcanosédimentaires, de l'Ordovicien tardif au Dévonien moyen pour le SCVG, et de l'Ordovicien tardif au Dévonien tardif pour le SBC (Bourque *et al.*, 1993 ; Bourque *et al.*, 1995). La partie inférieure de la séquence stratigraphique (les groupes d'Honorat et de Matapédia) est beaucoup plus épaisse et importante dans le SBC que dans le SCVG. La partie médiane de la séquence (le Groupe de Chaleurs) est constituée d'unités à granulométrie généralement plus fine et de composition plus homogène dans le SCVG que dans le SBC, à l'exception de certaines unités du SCVG situées à la marge nord de la ceinture. La partie supérieure de la séquence du SCVG comprend un assemblage d'une puissance considérable de calcaires argilo-siliceux (Calcaires supérieurs de Gaspé) et de silicoclastites fines et grossières (Groupe de Fortin et Grès de Gaspé) du Praguien, de l'Emsien et de l'Eifélien. Cet assemblage est presque totalement absent du SBC où il semble remplacé par un empilement à prédominance de basalte et d'andésite (Formation de Dalhousie). Seule la partie supérieure des Grès

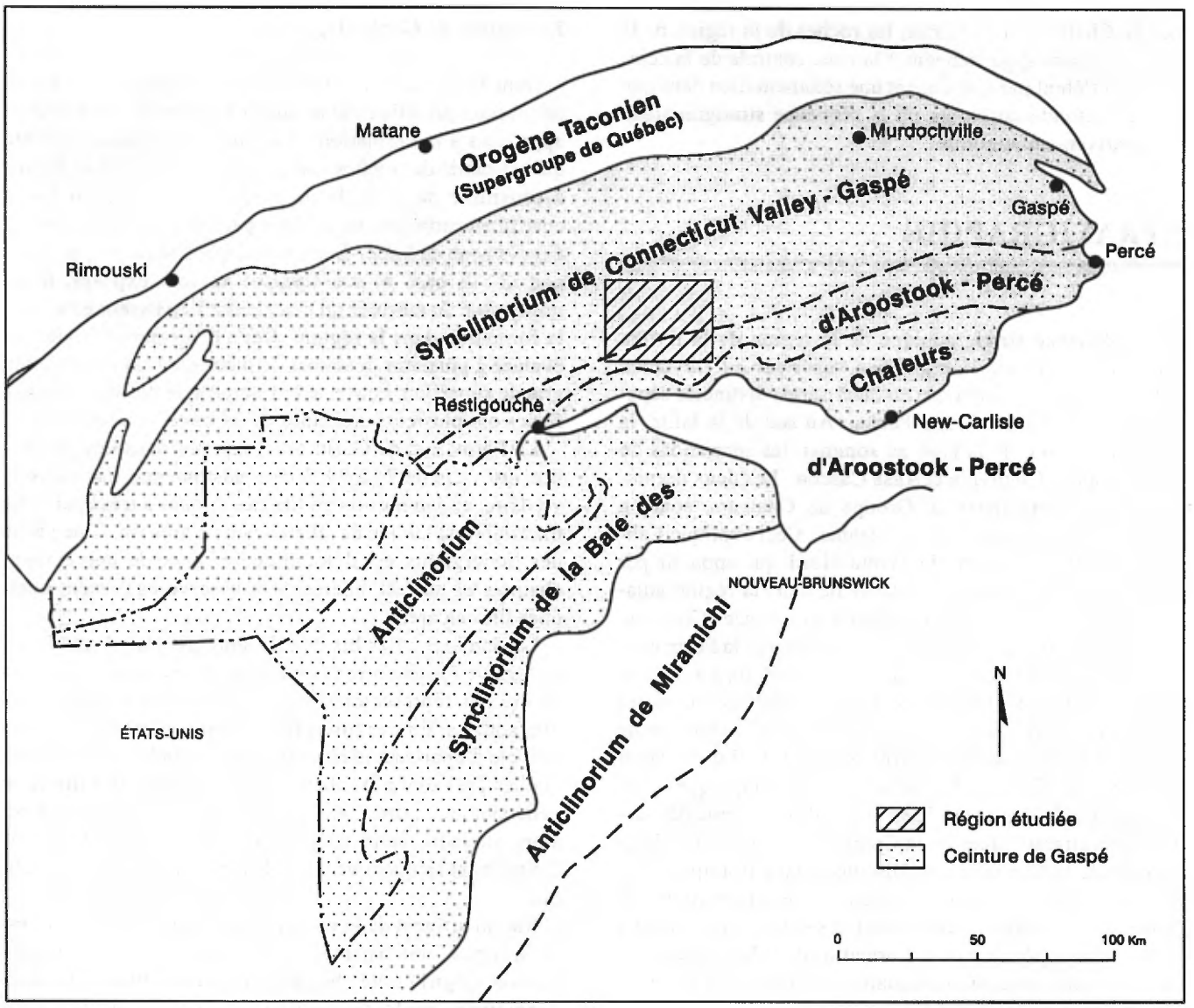


FIGURE 2 - Les principaux éléments tectonostratigraphiques de la Ceinture de Gaspé.

de Gaspé est présente dans le SBC. Ce dernier contient également une séquence silicoclastique du Dévonien supérieur (Groupe de Miguasha) que l'on ne trouve pas ailleurs dans les Appalaches du Québec.

Les silicoclastites ordoviciennes sont des turbidites. Elles proviennent de la destruction, au sud du bassin, de nappes ophiolitiques et sédimentaires taconiennes. Elles ont été sédimentées dans un bassin d'avant-pays (*foreland basin*). La partie silurienne de la séquence est constituée de plusieurs cycles transgressifs-régressifs déposés sur une plate-forme marine profonde à peu profonde. Certains de ces cycles se terminent par des dépôts continentaux, en général de sabkha côtière (Bourque *et al.*, 1993 et 1995). La source des sédiments siluriens était périphérique au bassin. La séquence dévonienne représente dans son ensemble une séquence régressive de plate-forme marine à continentale dans laquelle s'interdigitent les sédiments de deltas progradant à partir de la marge sud du bassin. Les sédiments deltaiques tirent leur origine, pour une grande partie, de l'orogène acadien en formation au sud et de sources locales qui ont contribué dans une moindre part à la sédimentation. Les séquences siluriennes et dévoniennes sont accompagnées d'épanchements basaltiques et localement rhyolitiques d'environnements intracratroniques (Bédard, 1986 ; Doyon et Valiquette, 1991 ; Doyon et Dalpé, 1993).

Les trois ensembles tectonostratigraphiques de la Ceinture de Gaspé sont représentés dans la région de la rivière Angers. Cependant le SBC ne l'est que par quelques affleurements des formations de Clemville et de l'Anse Cascon dans le coin sud-est de la carte. Selon les reconstructions paléogéographiques de la Ceinture de Gaspé (voir en particulier les diagrammes de Bourque *et al.*, 1993 et de Kirkwood, 1993) élaborées à partir d'études sur les grou-

pes de Chaleurs et de Fortin, les roches de la région de la rivière Angers appartiennent à la zone centrale de la ceinture et reflètent par conséquent une sédimentation dans une partie profonde du bassin où la séquence stratigraphique est relativement continue.

STRATIGRAPHIE

La séquence stratigraphique de la région de la rivière Angers s'étend de l'Ordovicien supérieur au Dévonien inférieur. Elle se subdivise en deux séries distinctes séparées par la faille de Grand Pabos. Au sud de la faille, la série comprend, de la base au sommet, les formations de Garin, Pabos, Clemville et Anse Cascon. Les deux dernières, qui appartiennent au Groupe de Chaleurs, sont en contact de faille avec les précédentes. Ceci explique l'absence de la Formation de White Head qui apparaît par contre entre le Pabos et le Clemville dans la région adjacente (22A/5) où elle est cependant très mince (Gosselin, 1988). La série au nord de la faille débute par la Formation de White Head. Elle se poursuit avec les formations de Burnt Jam Brook et de Saint-Léon (incluant les volcanites des membres de Lac McKay et de Baldwin), le Groupe de Fortin et les formations de York River et de Battery Point des Grès de Gaspé. Ces relations stratigraphiques sont illustrées à la figure 3. Les corrélations régionales des unités stratigraphiques de la Ceinture de Gaspé pour l'ensemble de la Gaspésie sont discutées dans Bourque *et al.* (1993 et 1995). Selon ces auteurs, les formations de Clemville et d'Anse Cascon sont des équivalents latéraux de la partie supérieure de la Formation de White Head et de la partie inférieure de la Formation de Burnt Jam Brook.

Groupe d'Honorat

Le Groupe d'Honorat, établi par Skidmore (1965), désigne une séquence de silicoclastites ordoviciennes de l'anticlinorium d'Aroostook-Percé. Celle-ci affleure au sud de la faille de Grand Pabos, dans le canton d'Honorat et les cantons adjacents. Par la suite, Malo (1986a) a redéfini l'Honorat et l'a subdivisé en deux formations : la Formation d'Arseneault, restreinte à sa région type au NW de Chandler, et la Formation de Garin, constituant tout l'Honorat du reste de la Gaspésie. Les travaux ultérieurs (Malo et Bourque, 1993, Tremblay *et al.*, 1995) démontrent que le Garin repose en discordance sur l'Arseneault. Cette dernière formation appartiendrait à l'environnement tectonostratigraphique taconien de la zone de Dunnage plutôt qu'à la Ceinture de Gaspé. Le Garin serait alors l'unité basale de la ceinture dans le sud de la Gaspésie.

Formation de Garin (Ogn)

Dans la région de la rivière Angers, la plus grande partie des roches qui affleurent au sud de la faille de Grand Pabos appartient à la Formation de Garin. Il est même possible qu'une partie des roches assignées à la Formation de Pabos, à proximité de la faille de Grand Pabos, soit du Garin enrichi en carbonate de calcium par des solutions circulant dans la zone de faille. Étant donné que l'unité est plissée et que ni sa base ni son sommet ne sont exposés, il est impossible de mesurer ou de calculer l'épaisseur exacte de la formation dans la région. Cette épaisseur est toutefois évaluée à plusieurs centaines de mètres si l'on considère la grande superficie couverte et l'amplitude des plis dont les flancs ont plusieurs centaines de mètres d'épaisseur.

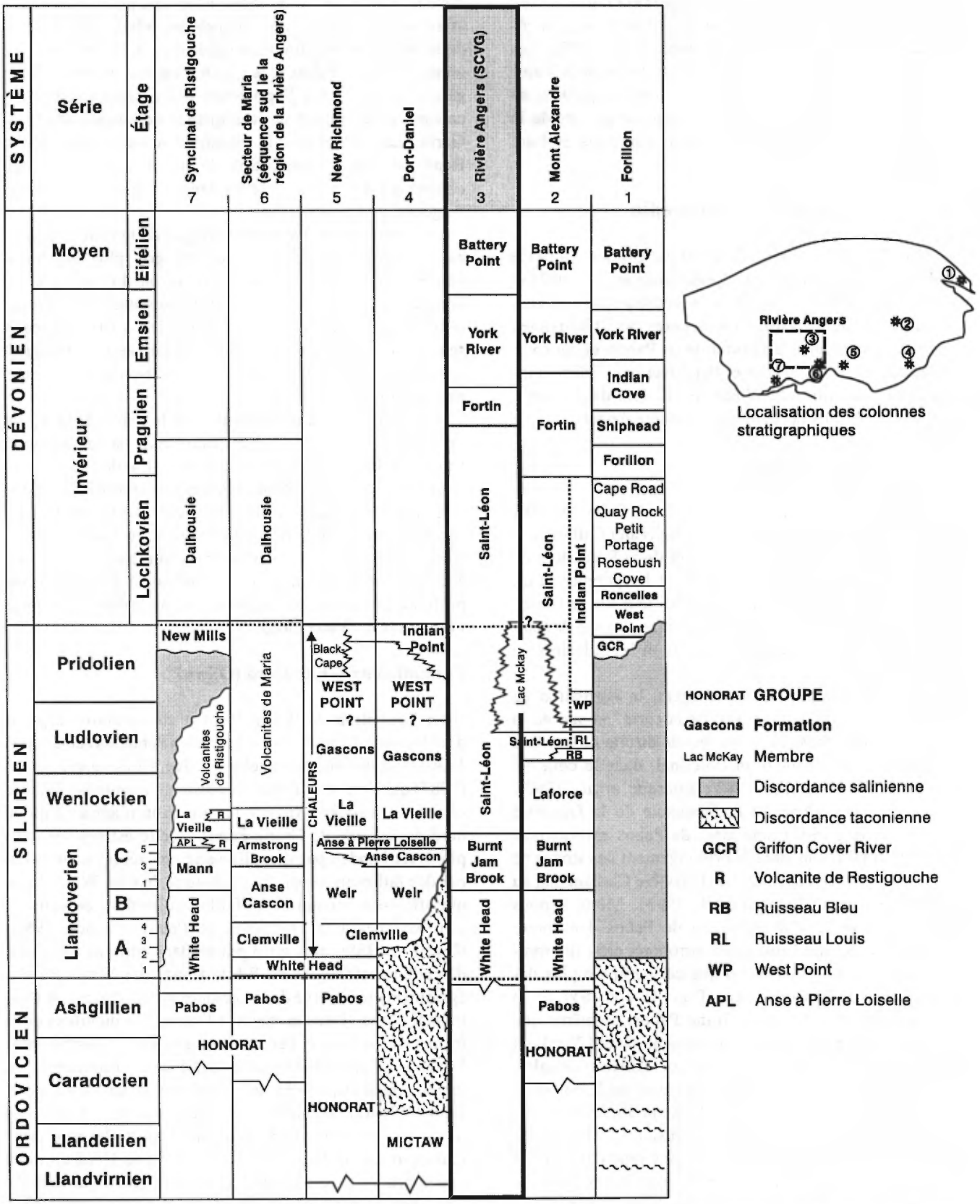
La Formation de Garin est composée dans une proportion qui varie de 70 à 90 % de mudstone gris très foncé et verdâtre, en lamines ou en lits très minces à très épais. Le mudstone est laminé de siltstone ou de grès fin. Une partie des lits argileux est dolomitique et possède une couleur chamois en surface altérée. On observe également quelques lits calcareux.

Les lamines et les lits de grès sont gris clair à gris foncé en surface fraîche et brunâtres en surface altérée. Là où les mudstones représentent plus de 70 % de la séquence, les grès sont à grain très fin ou fin. Ils ont généralement moins de 2 cm d'épaisseur mais ils peuvent atteindre 10 cm. Lorsque les grès sont plus abondants, l'épaisseur des lits varie généralement entre 2 et 30 cm. Leur granulométrie peut alors atteindre celle du grès à grain moyen. Ces grès contiennent fréquemment une lamination parallèle ou oblique.

Sur un affluent de la rivière Angers, dans le coin sud-est de la région, une bande de conglomérat et de grès à grain grossier (Ogn1) a été observée. Gosselin (1988) a tracé ce conglomérat sur les flancs d'un synclinal, de part et d'autre de la rivière. L'affleurement que nous avons observé était constitué à 50 % de conglomérat à granules et cailloux bien arrondis et à 50 % de grès moyen à grossier. Les lits de conglomérat atteignent 1 m d'épaisseur dans cet affleurement mais Gosselin (1988) mentionne des lits atteignant 3 m d'épaisseur et des fragments de 40 cm de diamètre. Les fragments du conglomérat sont des volcanites felsiques, des grès quartzeux et du quartz. Les grès sont des wackes lithiques à fragments de roches volcaniques et sédimentaires, de quartz et de feldspath (Gosselin, 1988).

Aucun fossile n'a été recueilli dans la Formation de Garin de la région de la rivière Angers. Par corrélation avec les régions adjacentes, on peut toutefois lui fixer un âge Ordovicien tardif.

Les mudstones et les grès de la Formation de Garin sont interprétés comme des turbidites et des hémipélagites déposées sur la partie distale de cônes alluvionnaires sous-



HONORAT **GROUPE**
Gascons **Formation**
Lac McKay Membre
Discordance salinienne
Discordance taconienne
GCR Griffon Cover River
R Volcanite de Restigouche
RB Ruisseau Bleu
RL Ruisseau Louis
WP West Point
APL Anse à Pierre Loiselle

FIGURE 3 - Corrélations lithostratigraphiques entre la région de la rivière Angers (3), les régions adjacentes et le secteur de Forillon (modifiée de Bourque *et al.*, 1995).

marins et sur la plaine adjacente (Malo, 1988, Kessler *et al.*, 1995). Les conglomérats sont interprétés comme étant des coulées de débris (*debris-flows)* déposées sur des cônes alluvionnaires sous-marins (Kessler *et al.*, 1995). Les fragments du grès et du conglomérat proviennent de l'érosion d'un arc volcanique lié à la fermeture de Iapétus et du démantellement d'un prisme d'accrétion érigé lors de la collision, à l'Ordovicien tardif, entre Laurentia et l'arc volcanique.

Groupe de Matapédia

Le Groupe de Matapédia, introduit par Crickmay (1932) et redéfini par Alcock (1935), Lespérance *et al.* (1987) et Malo (1986a et 1988) désigne un assemblage comprenant, à la base, les silicoclastites calcareuses de l'Ordovicien supérieur (Ashgillien), la Formation de Pabos, et, au sommet, les calcaires ashgilliens et llandoveriens (Silurien inférieur), la Formation de White Head. Les deux formations affleurent dans la région de la rivière Angers.

Formation de Pabos (Opa)

La définition originale de la Formation de Pabos (Kindle, cité par Alcock, 1935) en faisait un équivalent lithostratigraphique du Groupe de Matapédia et de la Formation de White Head. Malo (1986a et 1988) et Lespérance *et al.* (1987) ont redéfini ces termes et établi leur usage actuel. La Formation de Pabos désigne maintenant l'unité de transition entre les silicoclastites du Garin et les calcaires du White Head.

Dans la région de la rivière Angers, la Formation de Pabos apparaît dans le coin SW de la carte, au sud de la faille de Grand Pabos, dans une bande étroite en bordure de la faille, et au coeur d'un synclinal, dans le coin SE (Simard, 1986 ; Gosselin, 1988 ; Bourque *et al.*, 1993). Sur la carte géologique de la Péninsule de la Gaspésie (Brisebois *et al.*, 1991), une aire de Pabos est indiquée dans l'anticlinal Josué, dans le prolongement des strates de cette unité observées en marge de la rivière Cascapédia, au NE de notre région (Bourque *et al.*, 1993). Même si nous n'avons pas trouvé d'affleurement de Pabos dans notre secteur de l'anticlinal Josué pour corroborer cette interprétation, il demeure possible qu'une cartographie plus détaillée permette d'en observer. Dans le coin SW de la carte, au nord de la faille de Grand Pabos, de même que dans un affleurement situé sur le ruisseau Grand Nord, on observe une interstratification de silicoclastites et de calcilutite de type White Head qui s'apparente au Pabos mais qui est incluse dans le White Head. Étant donné que nous avançons plus loin l'hypothèse que plusieurs failles inverses sont présentes au nord de la faille de Grand Pabos, il est possible que ces unités soient des écailles tectoniques de Pabos coincées entre des séquences de White Head.

Comme pour la Formation de Garin, il est impossible dans notre région de mesurer avec précision l'épaisseur stratigraphique du Pabos. D'après les relations de terrain, cette épaisseur est sûrement supérieure à 100 mètres. Le contact entre le Pabos et le Garin n'est pas observé. Il est généralement fixé à l'apparition des premiers sédiments calcareux au sommet de la séquence de silicoclastites du Garin. Le contact avec la formation sus-jacente de White Head est fixé à l'apparition de lits de calcilutite. Ce contact n'est pas plus observé dans la région de la rivière Angers.

La Formation de Pabos de la région de la rivière Angers est composée surtout de mudstone gris plus ou moins verdâtre et plus ou moins calcareux ou dolomitique, en lamines ou en lits de 1 à 10 cm d'épaisseur. On observe aussi une calcilutite gris moyen en lits de 2 à 10 cm d'épaisseur et un grès à grain fin, gris clair en cassure fraîche et brunâtre en surface altérée. Ce dernier se présente en lamines ou en lits minces.

Aucun fossile n'a été recueilli dans le Pabos de la région de la rivière Angers. L'âge Ordovicien tardif assigné à l'unité est basé sur les fossiles de la région de Percé.

Les grès de la Formation de Pabos sont considérés comme des turbidites (Malo, 1988 ; Bourque *et al.*, 1993). La séquence représente vraisemblablement un milieu de transition entre les cônes sous-marins sur lesquels se sont accumulés les sédiments de l'Honorat et la plate-forme profonde qui constitue l'environnement de déposition de la Formation de White Head.

Formation de White Head (OSwh)

La Formation de White Head a été instaurée à partir d'affleurements de la région de Percé (Schuchert et Cooper, 1930). Sa définition actuelle est due à Lespérance *et al.* (1987) qui l'ont subdivisée en plusieurs membres. Dans la région de la rivière Angers, la formation n'apparaît qu'au nord de la faille de Grand Pabos où elle est répétée dans plusieurs bandes par des plis serrés et aussi, selon nous, par des failles inverses. Les calcaires de type White Head qui affleurent au sud de la faille, en bordure de celle-ci, sont assignés à la Formation de Pabos (Simard, 1986 ; Gosselin, 1988), bien qu'il puisse dans certains cas s'agir d'écailles tectoniques de White Head. Le White Head a également été observé dans quelques affleurements de l'anticlinal Josué. Dans la région à l'étude, les membres de la formation définis à Percé n'ont pas été reconnus mais Bourque *et al.* (1993) ont identifié deux lithofacies : un *faciès inférieur (OSwh)* de calcilutites et un *faciès supérieur* (OSwh1) de calcaires argileux et de mudstones plus ou moins calcareux. Dans le même rapport, Bourque *et al.* indiquent que le faciès inférieur du White Head contient une bande de silicoclastites (qu'ils désignent par WH 2). Ces silicoclastites, impossibles à corréler d'un lieu à l'autre

sans faire des travaux plus détaillés, pourraient également être des écailles tectoniques de Pabos coincées dans le White Head. Le *faciès inférieur* semble passer graduellement au *faciès supérieur* mais la qualité de l'affleurement ne permet pas un très bon contrôle. Le *faciès supérieur* passe graduellement à la Formation de Burnt Jam Brook et il est souvent difficile d'assigner les roches d'un affleurement à l'une ou l'autre des deux unités.

La présence de plis et de failles n'autorise pas la mesure précise de l'épaisseur des facies. Dans la partie sud-est de la carte, au nord de la rivière Angers, là où ils atteignent leur développement maximum, leur puissance est voisine du kilomètre pour chacun.

Le *faciès inférieur*, monotone, est composé de calcilutite gris moyen à gris foncé, bleuté en surface fraîche et gris clair ou brunâtre en surface altérée. Les lits sont réguliers et d'une épaisseur de 5 à 25 cm. Les lamines parallèles sont communes mais les lamines obliques sont rares. À l'occasion on peut observer des stylolites. Les calcilutites sont séparées par de très minces lits de shale calcareux gris foncé. Un lit de conglomérat intraformationnel d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur a été observé dans l'anticlinal Josué. Il est formé de galets arrondis de calcilutite dans un ciment de calcite et de dolomite,. Quelques lits lenticulaires de calcarénite ont aussi été observés. Plusieurs des affleurements du *faciès inférieur* du White Head sont situés près de la faille de Grand Pabos, dans la zone déformée où les lits sont boudinés ou transposés et où la calcilutite est recristallisée.

Comme il en a été fait mention plus haut, on observe des sédiments silicoclastiques dans le *faciès inférieur* du White Head. Par contre, il subsiste la possibilité que ces roches soient des écailles tectoniques de Pabos ou du *faciès supérieur* en contact de faille avec les séquences composées uniquement de calcilutite. Sur le ruisseau Grand Nord, un de ces niveaux de silicoclastites a une puissance d'une soixantaine de mètres. Il est formé d'une interstratification de calcilutite en lits de un ou deux centimètres d'épaisseur et de mudstone ou mudshale gris foncé. La présence d'un dyke mafique a transformé une partie des roches de cet affleurement en cornéenne pyritisée.

Le *facies supérieur* (Oswh1) comprend surtout un mudstone gris, plus ou moins calcareux, interstratifié d'un peu de calcilutite en lits de 5 à 30 cm d'épaisseur. La proportion de mudstone augmente vers le sommet de l'unité. On a observé également de rares lits de grès et un tuf à lapillis. Dans quelques affleurements du coin SW de la carte, juste au nord de la faille de Grand Pabos, on note dans cette unité une interstratification de grès à grain fin gris clair altéré brunâtre, de mudstone gris foncé et de calcilutite.

Aucun fossile n'a été observé dans le White Head de cette région. Cependant, dans l'ensemble de la Gaspésie, le contrôle sur l'âge de l'unité est assez bon. Bourque *et al.* (1993) assignent le White Head de la région de la rivière Angers à la toute fin de l'Ordovicien et au Silurien inférieur (Llandovery).

Le milieu de sédimentation des calcaires et des mudstones calcareux du White Head de la région est probablement une plate-forme profonde. Son développement marque la fin de la sédimentation flyschique dans le bassin.

Groupe de Chaleurs

Le Groupe de Chaleurs a été désigné formellement par Schuchert et Dart (1926) mais il a constamment été modifié par la suite (pour une revue complète, voir Bourque *et al.*, 1993). C'est une unité lithostratigraphique géographiquement très étendue, d'âge Silurien et Dévonien inférieur. En Gaspésie, l'unité remplace graduellement le Groupe de Matapédia au centre de la Ceinture de Gaspé. En marge de la ceinture, le groupe repose en discordance d'érosion sur les strates du Supergroupe de Québec, du Groupe de Maquereau ou du Mélange de McCrea. Une seconde discordance d'érosion, ludlovienne, la discordance salinique (voir Bourque *et al.*, 1993 et 1995, pour une discussion), sépare par endroits le Groupe de Chaleurs en deux séquences. Ailleurs, comme c'est le cas dans la péninsule de Forillon par exemple, la discordance amène la partie supérieure du Groupe de Chaleurs en contact avec des roches cambro-ordoviciennes. La région de la rivière Angers, située dans une partie centrale de la Ceinture de Gaspé, n'est pas affectée directement par cette discordance. Par contre, des niveaux de silicoclastites grossières observés au sommet du groupe proviennent de l'érosion des strates situées sous la discordance dans les parties hautes du bassin.

Dans la région cartographiée, le Groupe de Chaleurs est subdivisé en deux séquences. Au nord de la faille de Grand Pabos, dans le SCVG, la séquence comprend les formations de Burnt Jam Brook, à la base, et de Saint-Léon, au sommet. Au sud de la faille, Gosselin (1988) a tracé les formations de Clemville et d'Anse Cascon. Ces unités couvrent un tout petit secteur du coin sud-est de la carte et seule la Formation de Clemville affleure.

Formation de Clemville (Scl)

Cette formation a été définie par Schuchert et Dart (1926). Elle est un équivalent latéral dans le temps d'une partie du facies supérieur de la Formation de White Head (Bourque *et al.*, 1993 et 1995). Dans la région de la rivière Angers, elle ne comprend que quelques affleurements de mudstone et de calcilutite en contact de faille avec la Formation de Garin (Gosselin, 1988). Dans la région adjacente du lac McKay (feuille 22A/5), à l'est, le Clemville recouvre les calcilutites de la Formation de White Head et son épaisseur y est d'environ 200 mètres.

Formation d'Anse Cascon (Sac)

La Formation d'Anse Cascon, établie par Northrop (1939), n'affleure pas dans la région de la rivière Angers. Cependant, Gosselin (1988) suggère sa présence au-dessus

de la Formation de Clemville. Dans la région adjacente du lac McKay (22A/05), elle est constituée de grès quartzitique et de wacke de 5 à 100 centimètres d'épaisseur.

Formation de Burnt Jam Brook (Sbj)

La Formation de Burnt Jam Brook a été définie par Cumming (1959) à partir d'une séquence exposée dans l'anticlinal de la rivière Saint-Jean, dans la région de Gaspé. À cet endroit, elle est composée de mudshale et de clayshale rouges et verts. Ailleurs, l'unité inclut également des grès et des calcaires (Bourque *et al.*, 1993). Dans la région de la rivière Angers, la Formation de Burnt Jam Brook succède graduellement au facies supérieur de la Formation de White Head dont elle se distingue difficilement ; elle est remplacée progressivement vers le haut par la Formation de Saint-Léon.

La formation apparaît au nord de la faille de Grand Pabos, dans une bande parallèle à la faille que Bourque *et al.* (1993) appellent bande d'Angers-Dugal. Elle a aussi été décelée dans l'anticlinal Josué où elle contient des mudstones rouges et verts situés entre des affleurements de calcilutite assignés au White Head et des affleurements de grès appartenant au Saint-Léon. Son épaisseur dans la bande d'Angers-Dugal est estimée à environ 400 mètres (Bourque *et al.*, 1993). Par contre, cette valeur est très approximative si l'on tient compte de l'absence de repères stratigraphiques et de la complexité de la déformation.

La Formation de Burnt Jam Brook est composée surtout de mudshale et de mudstone gris foncé, massifs, parfois calcareux . Elle comprend également du clayshale vert en bancs massifs qui peuvent atteindre plus de 3 m d'épaisseur, du mudstone rouge ou vert massif, des lits de un à cinq centimètres d'épaisseur de calcilutite grise, et un peu de grès à grain fin à moyen gris foncé en lits de 10 à 20 centimètres d'épaisseur. Quelques lits de grès contiennent des cristaux de feldspaths et des fragments de roches volcaniques. Vers le sommet, la formation contient de plus en plus de mudstone vert semblable à celui du Saint-Léon.

Aucun fossile n'a été recueilli dans la Formation de Burnt Jam Brook de la région. Son âge Llandovery (Silurien précoce) lui est attribué sur la base de corrélations régionales. La granulométrie très fines des silicoclastites, la présence de calcaire et l'absence de fossiles suggèrent, un milieu de dépôt sur une plate-forme profonde.

Formation de Saint-Léon (SDsl)

La Formation de Saint-Léon a été définie par Crickmay (1932) dans la vallée de la Matapédia (voir Bourque *et al.*, 1993, pour une révision de l'unité). Dans le SE et le Nord de la Ceinture de Gaspé, les strates du Groupe de Chaleurs équivalentes à la Formation de Saint-Léon sont subdivisées en trois formations : Gascon, à la base, West Point en position médiane et Indian Point, au sommet. La Formation de West Point est un niveau à lithofacies récifaux ou périrécifaux alors que les deux autres unités sont des silicoclastites fines d'environnements marins variés mais généralement de plate-forme profonde.

On retrouve la Formation de Saint-Léon tout au long de la bande d'Angers-Dugal, au nord de la faille de Grand Pabos, ainsi que dans l'anticlinal Josué. Dans la région de la rivière Angers, le Saint-Léon contient deux membres formels de roches volcaniques et sédimentaires : les membres de Baldwin et de Lac McKay. Elle contient aussi un niveau discontinu de conglomérat polygénique et de wacke lithique. Ce niveau est un équivalent latéral du Membre de Lac McKay et, probablement, de la Formation de West Point des régions situées plus à l'est et au nord. La puissance du Saint-Léon est estimée à 700 ou 800 mètres dans la bande d'Angers-Dugal. Dans l'anticlinal Josué, sa puissance dépasse les milles mètres, en incluant les volcanites du Membre de Baldwin.

Dans la région de la rivière Angers, la Formation de Saint-Léon (en excluant les membres de roches volcaniques) est composée à environ 50 % de mudstone gris moyen, à patine verdâtre, peu ou pas calcareux, en lits massifs atteignant plus d'un mètre d'épaisseur. Le mudstone est interstratifié avec un grès fin à moyen calcareux, gris clair ou gris-vert en cassure fraîche, vert en surface altérée, en lits de 1 à 100 cm d'épaisseur environ. Ce grès compte pour approximativement 40 % de la formation. On y observe des lamines parallèles et, plus rarement, une lamination oblique. À l'occasion, on note aussi des lits convolutés, du granoclassement et de petits chenaux d'érosion. Le grès est par endroits remplacé par un siltstone gris à patine verdâtre ou brunâtre. Des lits de calcilutite grise, de 1 à 5 cm d'épaisseur, sont présents dans la partie inférieure de la formation. Lajoie et Lespérance (1971) mentionnent que le Saint-Léon de l'anticlinal Josué est notablement plus calcareux qu'ailleurs et que les lits de calcilutite peuvent y constituer jusqu'à 25 % de la séquence. Dans la demie ouest de la bande d'Angers-Dugal, on note des niveaux métriques de lits minces à moyens de grès fin dolomitique et de dolomie massive. La dolomie est gris clair en surface fraîche et chamois à orangé en surface altérée. Au sommet de la formation, le mudstone est rouge par endroits. Ce mudstone ne représente pas une unité particulière car, dans la plupart des cas, on peut observer un passage latéral du vert au rouge. Mis à part des ossicles de crinoïdes disséminés et de rares graptolites dans les grès laminaires, on ne trouve pratiquement pas de fossiles dans ces roches.

Près du sommet de l'unité, on observe par endroits dans la bande d'Angers-Dugal un niveau (SDsl1) de 10 à 50 mètres d'épaisseur composé surtout d'arénite quartzitique et de wacke lithique. Ces roches sont à grain fin à très grossier, calcareuses, en lits de 20 cm à deux mètres d'épaisseur. Les fragments du wacke lithique comprennent du basalte, des ponces, des mudstones et des bioclastes. Ce niveau contient aussi des conglomérats à bioclastes (brachiopodes, coraux, stromatopores, crinoïdes) et à lithoclas-

tes de calcilutite et de volcanite, des calcarénites, des calcirudites et un peu de tuf à lapillis. Dans la demie est de la région, des roches clastiques grossières semblables sont interdigitées avec les coulées de basalte du Membre de Lac McKay. L'absence de coulées de basalte est la raison pour laquelle nous n'avons pas inclus l'unité SDsl1 dans le Membre de Lac McKay

On note aussi au sommet de la Formation de Saint-Léon, sur une épaisseur stratigraphique de quelques dizaines de mètres, un mudstone calcareux gris pâle, massif, qui rappelle la Formation de Roncelles de la région de Gaspé et la Formation de Dalhousie du SBC. Le passage de ce mudstone gris clair au mudstone gris foncé du Fortin paraît graduel et il est parfois difficile d'assigner la roche à l'une ou l'autre des formations. Toutefois, ce mudstone n'a pas été suivi avec un assez bon contrôle pour en faire une unité stratigraphique distincte.

L'âge du Saint-Léon est bien connu dans la péninsule gaspésienne. Les strates les plus anciennes appartiennent à la base du Wenlock (Silurien) alors que les plus récentes s'étendent jusqu'au sommet du Lochkovien (Dévonien inférieur) et, localement, au Praguien (voir Bourque *et al.*, 1993, pour une revue complète). Dans la région de la rivière Angers, la partie inférieure du Saint-Léon en contact avec la Formation de Burnt Jam Brook, est probablement d'âge Wenlock. Sur la route située à l'est du ruisseau Grand-Nord, là où elle traverse la bande d'Angers-Dugal, des graptolites recueillis dans des grès laminaires appartiennent au Ludlow précoce (*op. cit.*). Le Membre de Lac McKay, pour sa part, contient des brachiopodes lochkoviens (Dévonien inférieur) (Bourque *et al.*,1993) et la partie médiane du Membre de Baldwin de l'anticlinal Josué a fourni des brachiopodes et des coraux praguiens. Ceci permet une corrélation de ces strates avec la partie supérieure de la Formations de Forillon et la Formation de Shiphead qui appartiennent toutes deux aux Calcaires supérieurs de Gaspé (Lespérance, 1980). C'est donc dire que l'âge du Saint-Léon de notre région couvre une étendue de temps plus grande que dans la plupart des autres régions de la Gaspésie. En plus, sa partie supérieure, dans l'anticlinal Josué est équivalente latéralement à la partie inférieure des Calcaires supérieurs de Gaspé ailleurs en Gaspésie.

Le milieu de dépôt de la Formation de Saint-Léon est interprété comme étant une plate-forme profonde (Bourque *et al.*, 1993). Par contre, l'unité de sédiments grossiers au sommet de la formation suggère la proximité de hauts fonds qui ont servi de source à ces matériaux.

Membre de Lac McKay (SDlm) et Membre de Baldwin (SDbw)

Les membres de Lac McKay et de Baldwin sont deux unités de roches volcaniques appartenant à la Formation de Saint-Léon. Les volcanites sont fréquentes dans le Saint-Léon ou ses équivalents (formations de Gascon, West Point et Indian Point), en particulier dans le SBC. En plus des membres mentionnés plus haut, il y a les volcanites de Maria, de Dalhousie, de Ristigouche et de Black Cape, sans compter des conglomérats composés en majeure partie de fragments de roches volcaniques, tels les membres de Owl Capes et de Cedar Barn, dans la région de Gaspé, ou du mont de l'Observation, au nord de Chandler. Nous avons aussi repéré des basaltes, des tufs à cendre et des bentonites dans la partie supérieure du Saint-Léon de la région adjacente à la nôtre, à l'ouest (22B/07, ruisseau Jérôme).

Les membres de Baldwin et de Lac McKay ont déjà été décrits par les auteurs qui les ont cartographiés (Bourque *et al.*,1993). Bédard (1986) a décrit et analysé les roches de la section type du Membre de Lac McKay et Doyon et Dalpé (1993) ont étudié les roches du Membre de Baldwin.

Toutes ces roches volcaniques occupent sensiblement le même niveau stratigraphique. Ce niveau correspond également à la discordance salinique et au développement des récifs du West Point. Elles occupent cependant des intervalles d'importance variable selon les régions, ce qui se traduit entre autres par de grandes variations régionales de leur épaisseur et le remplacement latéral d'unités sédimentaires par des empilements volcaniques.

Le **Membre de Lac McKay (SDlm)** a été défini par Bourque (1975). Sa section type est située à l'extérieur de la région étudiée, à quatre kilomètres à l'est du lac McKay, au nord de New Carlisle, dans le prolongement occidental du flanc sud du synclinal du mont Alexandre. Dans la région à l'étude, l'unité affleure de façon restreinte dans la partie est de la bande d'Angers-Dugal; mais elle est absente de la partie ouest. Son épaisseur oscille entre 100 et 200 m. Ce membre est composé de deux niveaux principaux (peut-être deux coulées) de basalte d'environ 20 à 30 m d'épaisseur chacun. Ces niveaux sont associés à des conglomérats polygéniques, des grès, des mudstones, des tufs et des calcaires. Les brachiopodes recueillis dans des calcaires interstratifiés avec les laves indiquent que l'unité est lochkovienne (Bourque *et al.*, 1993). Dans la partie ouest de la bande d'Angers-Dugal, les silicoclastites grossières de l'unité SDsl1 occupent le même niveau stratigraphique et en sont probablement le prolongement.

Les basaltes sont d'un gris-vert foncé en cassure fraîche et gris-brun à gris-vert en surface altérée. Ils sont à grain fin et peuvent être porphyriques à phénocristaux de plagioclase, vésiculaires ou amygdalaires. Les amygdales contiennent surtout de la calcite mais aussi du quartz et des zéolites. Les laves sont massives, coussinées ou bréchiques.

La présence de coussins dans les laves suggère que les épanchements se sont produits en milieux aquatique, ce que vient confirmer leur association avec des sédiments contenant des fossiles marins. De la même façon, la présence de vacuoles et d'amygdales dans les volcanites confirme que les basaltes se sont formés à faible profondeur.

Le **Membre de Baldwin (SDbw)**a été établi par Burk (1964) à partir d'une coupe type située sur le flanc nord de

l'anticlinal Gastonguay, lequel prolonge vers le NE l'anticlinal Josué de notre région. Dans la région de la rivière Angers, le membre a été décrit par Lajoie et Lespérance (1971), par Bourque *et al.* (1993) et par Doyon et Dalpé (1993). Nous référons le lecteur à Doyon et Dalpé en particulier pour une description de la pétrographie et de la géochimie de cette unité.

La limite inférieure du membre est fixée à l'apparition des premiers basaltes dans la séquence de grès vert du Saint-Léon. La limite supérieure est plus difficile à fixer. Dans le périclinal, sur le ruisseau Grand Nord et à l'ouest de celui-ci, des coulées de basaltes sont intercalées avec des strates de grès et de mudstone qui appartiennent au Groupe de Fortin. Nous avons donc fixé la limite supérieure du membre à l'apparition des premières strates de mudstone du Fortin, même si des basaltes identiques à ceux du Baldwin sont encore présents dans la séquence stratigraphique. Lajoie et Lespérance (1971) estiment l'épaisseur de l'unité, dans la partie ouest de l'anticlinal, à environ 1000 m tandis que Doyon et Dalpé (1993) ont mesuré une puissance maximale de 2 200 m. Ces épaisseurs ne tiennent pas compte de la possibilité que des parties de la séquence soient répétées par des failles. Notre cartographie ne permet pas de fournir des valeurs plus précises. Cependant, à partir des affleurements du flanc sud de l'anticlinal, nous estimons l'épaisseur à plus de 1000 m.

Bien qu'aucun âge absolu n'ait été établi pour ces roches volcaniques, les datations paléontologiques des roches sédimentaires intercalées dans les volcanites indiquent, comme nous l'avons mentionné plus haut, que la partie supérieure du Baldwin de notre région est praguienne. L'unité occupe donc une grande partie du Praguien et elle descend probablement dans le Lochkovien.

Le Membre de Baldwin de la région de la rivière Angers comprend des basaltes, des andésites, des dacites, des rhyolites, des tufs à cendres ou à lapillis, des conglomérats à clastes de basalte et de rhyolite, des grès et des mudstones verts. La pétrographie et la géochimie des laves et des volcanoclastites sont décrites en détail dans Doyon et Dalpé (1993). Les volcanoclastites représentent un faible pourcentage du Membre de Baldwin. Ce sont pour la plupart des tufs à lapillis de basalte de moins d'un centimètre de diamètre ou de cristaux de plagioclase de moins de 4 mm. Les lits ont des épaisseurs qui varient entre 1 et 100 cm. On note également la présence de quelques lits de mudstones tufacés à cristaux de plagioclases.

Des conglomérats à galets et à blocs forment environ 1 % de l'unité. Ces conglomérats mesurent de 1 à 10 m d'épaisseur et ils sont constitués de fragments dont la taille maximum varie d'environ 15 à 40 cm selon les lits. Les fragments sont anguleux à arrondis. Ils sont composés surtout de basalte et de felsite mais aussi de chert, de quartz et de cristaux de feldspath. Un des lits contient en majorité des fragments de mudstone et de calcaire, mais aussi des clastes de coraux et de stromatopores. La matrice de grès grossier a une composition similaire à celle de la fraction principale. Ces conglomérats s'apparentent aux silicoclastites grossières du Membre de Lac McKay mais elles contiennent plus de fragments d'origine volcanique.

Groupe de Fortin (Dfo)

Ce groupe a été instauré par McGerrigle (1946) pour désigner un assemblage de silicoclastites et de calcaires du Dévonien inférieur. La région type est située dans le canton Fortin, au NW de Percé. Dans sa région type, le Groupe de Fortin est inséré entre la Formation de Grande-Grève (Calcaires supérieurs de Gaspé) et la Formation de York River (Grès de Gaspé). La disparition progressive des Calcaires supérieurs de Gaspé dans le SW de la Gaspésie et le développement correspondant du Fortin a permis à McGerrigle (1950) de proposer que le Fortin remplace latéralement les Calcaires supérieurs de Gaspé. Cette interprétation a été confirmée depuis avec la découverte de nombreuses langues ou membres de roches typiques du Fortin intercalés dans les Calcaires supérieurs de Gaspé du centre de la péninsule (par exemple, le Membre de Oat Cake de Rheault, 1986). Cette relation entre les deux groupes est renforcée par l'observation que le Fortin de notre région et des régions situées plus à l'est contient de nombreux niveaux de calcaire plus ou moins siliceux ; ce calcaire étant la lithologie dominante des Calcaires supérieurs de Gaspé dans sa région type. Dans la région de la rivière Angers, nous avons aussi reconnu un niveau de mudstone vert, typique de plusieurs localités où affleure la Formation de Shiphead (unité médiane des calcaires supérieurs de Gaspé). Deux de ces localités sont Murdochville et Causapscal.

Très peu d'études sédimentologiques ont porté sur le Fortin. Dalton (1987) et Hesse et Dalton (1991 et 1995) à partir de travaux effectués sur les affleurements de la vallée de la Matapédia, à l'ouest de la région de la rivière Angers, décrivent très bien les principaux assemblages silicoclastiques qu'on y trouve. Les travaux de Mason (1971) dans l'est de la Gaspésie touchent également au Fortin.

Dans la région de la rivière Angers, le Fortin occupe une bande continue orientée NE-SW entre la Formation de Saint-Léon de la bande d'Angers-Dugal, au sud, et soit le Saint-Léon de l'anticlinal Josué soit le York River, au nord. Une seconde bande étroite sur le flanc nord de l'anticlinal Josué a déjà été assignée à la Formation de Cap Bon Ami (Skidmore et McGerrigle, 1967) même si les roches ne se distinguent en aucune façon du Fortin de l'autre bande. Pour notre part, nous incluons cette seconde bande dans le Fortin.

Les estimés de l'épaisseur du Groupe de Fortin dans d'autres secteurs de la Gaspésie varient entre deux et quatre kilomètres. Nous évaluons sa puissance dans la région levée à environ 1500 m mais cet estimé est imprécis à cause des complications structurales. Le contact inférieur

avec la Formation de Saint-Léon n'est jamais observé directement mais en quelques endroits des affleurements très rapprochés des deux unités suggèrent un passage graduel de l'une à l'autre. La zone de transition est constituée, comme nous l'avons écrit plus haut, de mudstone gris clair très calcareux qui ne sont pas sans rappeler la Formation de Roncelles de la région de Gaspé ou la Formation de Dalhousie du synclinorium de la baie des Chaleurs. Toutefois, autant sur la bande d'Angers-Dugal que sur le flanc sud de l'anticlinal Josué, on note à plusieurs endroits, de part et d'autre du contact, des variations importantes de l'attitude des strates d'une formation à l'autre. Ceci pourrait être dû à la présence de failles au contact entre les unités. Cette interprétation n'est cependant pas facile à démontrer puisque le Fortin est plissé, même à l'échelle métrique, et qu'il a subit les effets de nombreux glissements synsédimentaires qui ont perturbé l'orientation initiale des couches. Sur la carte, nous avons quand même le plus souvent tracé un contact stratigraphique entre les deux unités, même si à plusieurs endroits cela reste à démontrer. Le contact supérieur du Fortin avec la Formation de York River est un contact graduel marqué par la disparition progressive des mudstones gris foncé et du grès brunâtre du Fortin et leur remplacement par un mudstone gréseux et un grès, tous les deux de couleur verte.

Le Groupe de Fortin de la région cartographiée est constitué surtout de mudstone gris foncé, de mudstone calcareux et de grès feldspathique. On y observe en moindre proportion une calcilutite plus ou moins argileuse, un conglomérat polygénique, un mudstone vert, un clayshale vert ainsi que des coulées de basalte, d'andésite, de rhyolite et des lits de tuf felsique. Le mudstone est généralement transformé en mudslate.

Le mudstone est gris très foncé en surface fraîche, chamois ou orangé en surface altérée. Il se présente en lits de un millimètre à plus de deux mètres d'épaisseur. On y observe des lamines parallèles et des slumps. On observe également à l'occasion des granules et des cailloux dispersés de quartz ou de fragments de roches. Le mudstone calcareux est semblable au précédent sauf qu'il contient jusqu'à 50 % de boue calcaire. Dans la plupart des affleurements, le mudstone est en lits minces ou en lamines interstratifiés avec du grès feldspathique très fin. Le mudstone calcareux est souvent en lits de 5 à 10 cm d'épaisseur. Les contacts entre les lithologies peuvent être nets ou diffus.

La granulométrie du grès feldspathique varie de très fine à très grossière. Le grès feldspathique à grain très fin se présente en lamines ou en lits très minces interstratifiés avec le mudstone. Lorsqu'ils sont en contact net avec le mudstone, ces lits de grès contiennent généralement des lamines parallèles et des rides de courant ; quand les contacts sont diffus, ils sont le plus souvent massifs. Ils sont dolomitiques si l'on se fie à la couleur orangée de l'altération. Cette interstratification très fine de grès et de mudstone représente le lithofaciès le plus abondant du Fortin.

Le grès feldspathique à grain fin à moyen se présente en lits de 5 à 100 cm d'épaisseur. Il est gris pâle, parfois verdâtre ou brunâtre, altéré en gris brunâtre. On y observe à l'occasion des fragments de shale (*rip-up clasts*) disséminés sur tout le lit ou concentrés à la base des lits. Les lits sont le plus souvent massifs mais on note, par ordre décroissant d'importance, des lamines parallèles, des lamines obliques et des granoclassements. Ces grès fins ou moyens, interstratifiés de mudstone en lits de 1 à 100 cm d'épaisseur, apparaissent généralement en séquences de un à plusieurs mètres d'épaisseur dans le lithofacies des mudstones. Pour certaines de ces séquences, l'épaisseur des lits décroît de la base vers le sommet. Ils sont composés de quartz, de feldspaths (surtout du plagioclase), de fragments limonitiques et autres fragments de roches. La matrice est argileuse et le ciment est généralement de la calcite bien que l'on trouve fréquemment des excroissances de silice sur des grains de quartz. Les grains sont subanguleux à subarrondis et ils sont souvent corrodés par des processus diagénétiques.

On observe aussi des séquences de un à plus de 10 m d'épaisseur de wacke lithique ou feldspathique à grain grossier ou très grossier parfois accompagné de conglomérat polygénique (Dfo1). Le wacke est en bancs de 25 à 150 cm d'épaisseur. Il est généralement gris clair en surface fraîche et brunâtre en surface altérée. Il est constitué de quartz, de plagioclase et de fragments de chert, de volcanite et de mudstone. Les fragments intraformationnels de mudstone (*rip-up clasts*) sont très communs. Le conglomérat polygénique est en lits de 10 à 200 cm d'épaisseur. Il est composé de granules et de cailloux de quartz, de chert, de jaspe, de mudstone et de felsite. Les fragments sont généralement bien arrondis et leur sphéricité est élevée.

Sur la route située à l'est du ruisseau Ell, on observe deux séquences à granulométrie décroissante d'environ 50 m d'épaisseur. Elles sont constituées chacune de conglomérat polygénique, à la base, passant vers le haut à des wackes grossiers, puis à des mudstones interstratifiés de grès fin en lits minces, pour se terminer par du mudstone calcareux gris et du shale vert.

Le calcaire ne semble pas occuper une position stratigraphique unique mais il est impossible de distinguer les différentes bandes l'une de l'autre sans une cartographie détaillée. Le calcaire est surtout formé de calcilutite gris moyen à foncé, en lits réguliers de 5 à 15 centimètres d'épaisseur. On y observe à l'occasion des lamines parallèles mais, le plus souvent, les strates sont massives. Le calcaire est parfois siliceux ou dolomitique. On note aussi des wackestones contenant jusqu'à 25 % de spicules d'éponge. On observe une gradation complète entre les calcilutites relativement pures et les mudstones calcareux décrits plus haut. Les séquences de calcaire ont en général une dizaine de mètres d'épaisseur, mais on trouve aussi des lits isolés dans le mudstone ou le mudstone calcareux. Ce

calcaire est semblable aux calcilutites de la Formation de Forillon du NE de la Gaspésie

Une lithologie importante du Fortin est un niveau de mudstone vert d'épaisseur métrique à décamétrique (Dfo4). Sur la bande d'Angers-Dugal on trouve ce niveau immédiatement au-dessus des basaltes du Fortin tandis que dans le périclinal de l'anticlinal Josué il apparaît avec le mudstone gris du Fortin juste au-dessus des basaltes du Membre de Baldwin. Ce mudstone possède un débit en frites caractéristique et il est parsemé de petites taches gris foncé qui pourraient résulter de la bioturbation. On peut le confondre avec le mudstone de la Formation de Saint-Léon. L'importance de cette unité tient à ce qu'un mudstone identique est observé à plusieurs localités dans la Formation de Shiphead des Calcaires supérieurs de Gaspé. À Murdochville, ce mudstone est assigné à l'unité T2 selon la terminologie de Mines Gaspé. On le retrouve aussi, occupant la même position stratigraphique, dans la région de Gaspé, dans le centre-nord de la Gaspésie et dans la région de Causapscal. Si cette corrélation est exacte, alors la partie inférieure du Groupe de Fortin correspond approximativement à la partie supérieure de la Formation de Shiphead.

La partie inférieure du Groupe de Fortin comprend, en plus des mudstones et des grès décrits plus haut, des basaltes et des andésites (Dfo2), des tufs et des rhyolites (Dfo3). Ces volcanites, intercalées dans des mudstones gris foncé et des grès, affleurent dans le périclinal de l'anticlinal Josué et dans une bande discontinue au nord de la bande d'Angers-Dugal. Dans la demie est de la carte, cette bande correspond au coeur d'un anticlinal. Dans la partie ouest de la carte nous n'avons pu déchiffrer de façon définitive la structure de la bande que nous croyons être un anticlinal. À l'anticlinal Josué, les basaltes affleurent dans trois niveaux discontinus sur une épaisseur maximum approximative de 500 m, s'il n'y a pas de répétition par failles. Les basaltes de la bande sud ont au minimum une épaisseur de 200 m et aucun sédiment n'est intercalé dans la séquence volcanique.

Les basaltes comprennent: des coulées à grain fin et massives ; des laves vacuolaires et à amygdales de calcite, quartz et chlorite ; des laves à coussins, bien que les coussins ne soient pas toujours bien développés ; des basaltes en colonnes. En lames minces, on observe une texture subophitique ou fluidale mais les feldspaths sont généralement carbonatisés et saussuritisés alors que les ferromagnésiens sont chloritisés. Sur le flanc sud de l'anticlinal Josué, on note également la présence de roches felsiques, tufs ou rhyolites, complètement carbonatisées ou transformées en zéolites.

Le milieu de sédimentation du Groupe de Fortin est relativement mal connu. Pour Dalton (1987) et Hesse et Dalton (1991 et 1995), le Fortin et les unités équivalentes dans le Bas-Saint-Laurent et l'Estrie-Beauce (Formation de Témiscouata, Groupe de St. Francis, Formation de Seboomook) sont des turbidites de milieu marin profond. Leurs arguments reposent surtout sur l'absence d'une faune marine *in situ* abondante et sur la ressemblance entre le Fortin et les séquences de turbidites des cônes alluvionnaires sous-marins et des glacis continentaux. Cependant, dans la région de la rivière Angers et les régions plus à l'est, le Fortin contient des sédiments très grossiers, des calcaires et des mudstones de plate-forme. Il contient aussi des brachiopodes, rares, mais semblables à ceux des Calcaires de Gaspé de la région type. De plus, les laves sont très souvent vacuolaires et amygdalaires ce qui suggère de faibles pressions lors des épanchements. Certains niveaux contiennent effectivement des turbidites, mais pas nécessairement de milieu profond (Bourque *et al.*, 1995). Pour l'instant nous proposons que le Fortin de la région de la rivière Angers et des régions situées plus à l'est a été sédimenté dans un environnement deltaïque, sur une plate-forme marine. Nous retenons aussi l'hypothèse de Hesse et Dalton (1995) qu'une partie des sédiments accumulés dans cet environnement est la source des sédiments plus profonds du prolongement occidental du groupe.

Grès de Gaspé

Le terme Grès de Gaspé remonte à Logan (1863) qui l'utilisa pour désigner une séquence de roches silicoclastiques exposée dans les affleurements côtiers de la région de Gaspé. L'usage actuel (Bourque *et al.*, 1995 ; Brisebois, 1981) assigne aux Grès de Gaspé, dans l'ordre stratigraphique ascendant, les formations de York Lake (qui n'est pas partout présente et qui est la moins bien définie), de York River, de Battery Point et de Malbaie. Les deux premières sont composées essentiellement de sédiments marins, le Battery Point appartient à des environnements mixtes marins et continentaux, et la dernière est continentale (Bourque *et al.*, 1995 ; Cant et Walker, 1976 ; Desbiens, 1991 ; Lawrence et Rust,1988 ; Lawrence et Williams, 1987 ; ; Mason, 1971 ; Rust,1976 et 1981). Dans la région de la rivière Angers, la Formation de York River et la base de la Formation de Battery Point sont présentes.

Formation de York River (Dyr)

Bien que Logan (1863) et Williams (1910) aient déjà employé le terme «York River beds» pour désigner la partie inférieure des Grès de Gaspé la désignation formelle de la Formation de York River remonte à McGerrigle (1950). La région type se situe dans le synclinal de la rivière York, à l'ouest de Gaspé. La formation comprend là un wacke feldspathique à grain fin à grossier interstratifié avec un grès très fin argileux et un mudstone. Ailleurs, la formation comprend quelques couches de calcaire et de conglomérat ; elle englobe également, dans le centre-nord de la Gaspésie, des basaltes, des rhyolites et des volcanoclastites.

La Formation de York River est fossilifère et son âge Emsien est bien établi (Lespérance, 1980 et communications personnelles ; Desbiens, 1991).

Dans la région de la rivière Angers, la présence de la Formation de York River a été reconnue par Skidmore (inédit) et Skidmore et McGerrigle (1967) qui lui assignait cependant une étendue plus restreinte que nous le faisons. L'épaisseur approximative de l'unité est voisine de 3000 mètres. La limite inférieure de l'unité a été décrite plus haut mais nous soulignons à nouveau le caractère très graduel de ce contact. Le sommet de la formation est fixé à l'apparition du grès grossier conglomératique à feldspath rose de la Formation de Battery Point.

La Formation de York River est constituée à près de 80% de wacke feldspathique à grain moyen, gris-vert en cassure fraîche et gris-vert pâle à gris-brun en surface altérée. Les lits ont des épaisseurs qui varient de 5 à 400 cm, mais elles se situent en moyenne entre 10 et 50 cm. On y observe des lamines parallèles, des rides de courant et de rares lamines obliques de type fosse. La présence de galets intraformationnels de mudstone (*rip-up clasts*) gris foncé et de fragments de plantes est commune. L'unité comprend également du grès argileux à grain fin à moyen qui compte pour environ 10 % de la formation. On y observe des lamines parallèles et des rides de courant. Les lits ont des épaisseurs comprises entre 1 et 100 cm. Du grès très fin et très argileux et du mudstone gréseux verts à gris foncé forment également près de 10 % de l'unité. Ils sont en lamines entre les couches de grès moyen ou en lits de 5 à 100 cm d'épaisseur.

En plus de ces composantes principales, on note localement des lithologies limitées à quelques affleurements. Premièrement, un niveau de 10 m d'épaisseur environ de grès calcareux et siliceux, en lits de 50 à 200 cm d'épaisseur, apparaît dans deux affleurements ; l'un contient une importante faune à trilobites, brachiopodes, lamellibranches, bryozoaires et crinoïdes (localité DB-93-10008, annexe 1). Deuxièmement, certains bancs de grès grossier de la partie ouest de la région sont composés d'arénite quartzitique aux grains très bien arrondis ; l'arénite est de couleur presque blanche en surface altérée. Troisièmement, nous avons observé quelques lits d'un conglomérat polygénique à cailloux et galets. Ce conglomérat est semblable à celui du Groupe de Fortin décrit plus haut. Dans certains affleurements du ruisseau Grand Nord, les grès et les mudstones forment des séquences où l'épaisseur des lits décroît de la base vers le sommet.

Nous avons échantillonnés neuf sites fossilifères dans le York River de la région de la rivière Angers (ces sites sont identifiés par leur numéro d'affleurement sur la carte qui accompagne le rapport). Les collections sont composées presque exclusivement de brachiopodes, sauf la collection DB-93-10008 qui contient aussi une faune à trilobites importante. Les collections ont été examinées par M. Pierre Lespérance, du Département de Géologie de l'Université de Montréal. Nous reproduisons à l'annexe 1 les identifications et les commentaires de M. Lespérance. Toutes les identifications précises indiquent que le York River est Emsien, comme dans sa région type des environs de Gaspé.

Les observations paléontologiques suggèrent que la Formation de York River a été sédimentée en milieu marin. La présence de *Globithyris* dans une collection située non loin du Battery Point est une indication que, vers le sommet de l'unité, l'environnement de dépôt était un milieu marin restreint. Dans la région de Gaspé, *Globithyris* est associé aux eaux boueuses d'une plaine deltaïque (Desbiens, 1991 ; Lespérance, 1995, communication personnelle). Cette interprétation est probablement valable aussi pour la région de la rivière Angers.

Formation de Battery Point (Dbp)

La Formation de Battery Point a été définie par McGerrigle (1950). Sa section type est située à Gaspé, sur la rive sud du Bassin Nord-Ouest. Dans cette section, la puissance de la formation est de près de 3000 m. Elle est constituée de grès grossier à feldspaths roses, de conglomérats et de mudstones. Plusieurs séquences de lits rouges sont présentes.

La Formation de Battery Point occupe un secteur restreint du cadran NW de la région de la rivière Angers. Elle n'est représentée que par quelques petits affleurements de wacke et d'arénite lithiques ou feldspathiques à grain grossier ou très grossier. La roche est gris pâle verdâtre en cassure fraîche et gris clair légèrement brunâtre ou rougeâtre en surface altérée,. Certaines couches contiennent des granules disséminés de chert et de quartz. Les lits ont des épaisseurs comprises entre 10 et 100 cm. La structure sédimentaire la plus commune est la lamination oblique de type fosse mais on observe également des lamines parallèles et des rides de courant. Les fragments de plantes sont communs.

Dans la région de Gaspé, la Formation de Battery Point est en partie d'âge Emsien (Dévonien inférieur) et elle se termine dans l'Eifélien (Dévonien moyen). Elle est du même âge dans la région au nord (22B/09, monts Berry). Aucun fossile n'a été récolté dans la région de la rivière Angers mais, puisque les strates de la Formation de York River sous le Battery Point sont assignées à l'Emsien, cet âge est probablement aussi celui de la partie du Battery Point qui affleure dans la région.

Suite intrusive de Lemieux (SDlem)

La Suite intrusive de Lemieux (Doyon, en préparation) désigne l'ensemble des roches intrusives mafiques à felsiques, siluriennes et dévoniennes,injectées dans les roches cambro-ordoviciennes et siluro-dévoniennes de la Gaspésie. Cette suite pourrait être intégrée éventuellement dans une supersuite (*e.g.*Supersuite de Notre-Dame) qui regrouperait toutes les intrusions comparables des Appalaches du Québec. La Suite intrusive de Lemieux est une unité

lithodémique qui comprend tous les dykes et filons-couches associés au volcanisme de la Ceinture de Gaspé, de même que les plutons granitiques dévoniens et les stocks de roches mafiques ou intermédiaires mis en place dans la Ceinture de Gaspé et les roches cambro-ordoviciennes. Le développement paroxismal de ce magmatisme correspond aux épanchements volcaniques du Dévonien inférieur dans le centre-nord de la Gaspésie. Il est aussi responsable du batholithe des monts McGerrigle. Il s'étend à presque toute la Ceinture de Gaspé de la péninsule.

Dans la région de la rivière Angers, la suite n'a pas été subdivisée. Nous lui assignons tous les dykes et filons-couches de diabase et de felsite, qui sont concentrés en grande partie dans les roches de la Formation de White Head et du Groupe de Chaleurs de la bande d'Angers-Dugal, à proximité de la faille de Grand Pabos. Selon Simard (1986) et Gosselin (1988), les roches intrusives sont rares au sud de la faille de Grand Pabos. On trouve également quelques dykes mafiques dans le Groupe de Fortin, surtout dans la partie ouest de la région. Des dykes mafiques et felsiques, certains déformés d'autres non, sont présents dans la zone de failles de Grand Pabos. Finalement, quelques dykes mafiques et felsiques traversent les groupes de Chaleur et de Fortin sur le flanc sud de l'anticlinal Josué. Certaine masses de ces roches mafiques ont des géométries qui s'approchent plus des stocks que des dykes mais le manque d'information ne permet pas de les délimiter avec précision. Dans l'ensemble, les dykes situés près de la zone de failles de Grand Pabos sont parallèles ou subparallèles à la zone de failles. Leur orientation semble donc contrôlée par la zone de failles.

Deux de ces dykes ont été analysés par Bédard (1986). Il interprète les intrusions injectées dans les roches infra-Saint-Léon comme les conduits nourriciers des volcanites du sommet du Saint-Léon. Par contre les dykes mafiques du Fortin et certaines diabases intactes de la zone de failles de Grand Pabos pourraient être plus récents que les volcanites du Fortin, bien qu'ils ressemblent aux diabases des intrusions plus anciennes. Des travaux détaillés seront nécessaires dans ce secteur afin d'établir une distinction entre les différents éléments de la suite.

Les dykes et filons-couches ont des épaisseurs qui varient entre 50 cm et plus de 20 m d'épaisseur. Un des stocks, situé à l'ouest du ruisseau Petit Nord, fait environ 1 km sur 300 m. Un second, dans l'anticlinal Josué a des dimensions de 600 m sur 450 m environ. Dans la plupart des cas, il est difficile de prolonger les dykes sur plus d'un affleurement. Nous l'avons fait pour quelques-uns, mais ces prolongements sont des suggestions. La plupart des intrusions ont des zones de trempe réduites. Seuls quelques-uns ont produit des zones de cornéenne de plus d'un mètre d'épaisseur dans les roches sédimentaires encaissantes. La plupart des dykes et des cornéennes sont pyritisés.

Les diabases et les gabbros sont gris très foncé ou verts en cassure fraîche et brunâtres en surface altérée. Ils sont généralement à grain fin, mais les stocks et certains des dykes plus épais sont à grain grossier. Ils sont le plus souvent à texture intergranulaire ou subophitique mais on observe à l'occasion des textures fluidales ou porphyriques. Plusieurs dykes sont également vacuolaires ou à amygdales de calcite et chlorite, ce qui les rend très semblables aux basaltes. Selon Bédard (1986) qui a analysé deux de ces dykes, ce sont des «...hawaïtes ou des mugéarites alcalines à subalcalines...Beaucoup de ces roches contiennent des xénocristaux felsiques indiquant qu'ils sont également contaminés... L'association spatiale suggère que le magma parent appartenaitt à la suite volcanique de Ristigouche.»

Les intrusions felsiques sont gris beige ou gris-vert en surface fraîche et gris pâle en surface altérée. Elles ont des textures microporphyriques ou fluidales.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

La région de la rivière Angers chevauche les trois éléments tectoniques de la Ceinture de Gaspé : le synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé (SCVG), l'anticlinorium d'Aroostook- Percé (AAP) et le synclinorium de la baie des Chaleurs (SBC) ; ce dernier n'est toutefois représenté que par quelques affleurements dans le coin SE de la carte. L'AAP est également découpé longitudinalement par une des failles majeures de la Gaspésie, la faille de Grand Pabos, dont l'importance dans la mise en place des indices minéralisés du sud de la Gaspésie est considérable (Malo *et al.*, 1993). L'essentiel de la déformation de la ceinture est attribué à l'orogénèse acadienne au Dévonien moyen. Les effets de la déformation alléghanienne, au Carbonifère, ne peuvent souvent être distingués de ceux de l'orogénie antérieure.

Anticlinorium d'Aroostook-Percé (AAP)

L'AAP est une structure allongée dans une direction approximativement EW sur toute la longueur de la Gaspésie. Dans l'ouest de la péninsule, elle s'incurve vers le SW jusqu'à la frontière entre le Nouveau-Brunswick et le Maine. Elle occupe une position centrale dans la Ceinture de Gaspé entre le SCVG, au nord, et le SBC, au sud. La nature du contact entre l'anticlinorium et les synclinoria varie latéralement de failles majeures ou mineures à des contacts stratigraphiques concordants. Là où le contact est stratigraphique, la limite de l'AAP est fixée au passage de la Formation de White Head au Groupe de Chaleurs. Deux phases de plissement ont été reconnues dans l'AAP : une phase précoce de plis sans clivage dont les axes sont orientés NW-SE et une phase plus tardive, à clivage pénétratif,

orientée NE-SW. Les plans axiaux et le clivage de cette dernière phase sont déviés vers l'est dans la zone de failles de Grand Pabos.

Dans la région de la rivière Angers et les régions adjacentes au sud, Simard (1986) et Gosselin (1988) ont reconnu les deux phases de plissement au sud de la faille de Grand Pabos, et ils présentent les diagrammes d'analyse structurale pertinents à cette région. Cette partie de l'anticlinorium est caractérisée par des plis ouverts d'une longueur d'onde de 5 km ou plus et d'une amplitude de quelques centaines de mètres à plus d'un kilomètre. Ces plis appartiennent à la seconde phase de plissement. Les traces axiales des plis ont des directions qui varient entre 030° et 050° environ. Selon Gosselin (1988), le clivage n'est pas orienté parallèlement aux plans axiaux et ces plis seraient des *transected folds*. Près de la faille de Grand Pabos, le clivage devient subparallèle à cette zone de déformation.

Au nord de la faille de Grand Pabos, les calcaires et les mudstones de la Formation de White Head, qui appartiennent par définition à l'AAP, possèdent par contre les caractéristiques structurales du SCVG. Les plis sont serrés, droits ou déjetés vers le NW. Par endroits, il apparaît même que des failles inverses à vergence NW répètent la séquence stratigraphique (figures 4 et 5). Les plis et les failles inverses ont une direction ENE-WSW, subparallèle à la faille de Grand Pabos. Les plis possèdent un clivage de plan axial dont l'orientation est généralement comprise entre N50°E et N70°E pour des pendages de 70°N à 70°S.

Plusieurs failles coupent l'anticlinorium. La plus importante est la zone de failles de Grand Pabos. Dans le secteur de la rivière Angers, elle passe d'une direction pratiquement E-W, à l'est, à une direction ENE-WSW, à l'ouest (figure 4). Malo et Béland (1989) ont démontré que le mouvement acadien de la faille est un décrochement dextre. Dans la région à l'étude, la zone de déformation intense a une largeur de quelque 300 à 500 m. De part et d'autre de cette zone, les roches sont cisaillées et le litage est partiellement transposé sur environ 200 m, mais les unités stratigraphiques demeurent identifiables. La zone très déformée n'affleure que dans les lits de la rivière Angers et du ruisseau Contentieux, dans la partie est de la région ; ailleurs les affleurements de la zone de failles sont mal exposés et seule la présence d'une grande abondance de veines de calcites témoigne de la présence de la faille. On note aussi la présence de plusieurs dykes mafiques et de quelques dykes felsiques qui montrent des degrés variables de déformation. Certains sont intensément cisaillés alors que d'autres sont intacts. Ceci nous a amenés à conclure plus haut que plusieurs générations de dykes sont présentes dans la zone de failles.

L'autre faille importante qui recoupe l'anticlinorium est la faille du mont Saint-Joseph localisée dans le coin SE de la région. Gosselin (1988) l'interprète comme une faille inverse à pendage vers le NW. La faille a une direction de 020°.

Au nord de la faille de Grand Pabos, les failles observées dans l'AAP affectent aussi bien le SCVG. Dans le coin SWde la région, une de ces failles met en contact le White Head et le Saint-Léon ; cette faille est interprétée comme une faille inverse, mais Bourque *et al.* (1993) l'interprètent comme un segment de la faille de Grand Pabos.

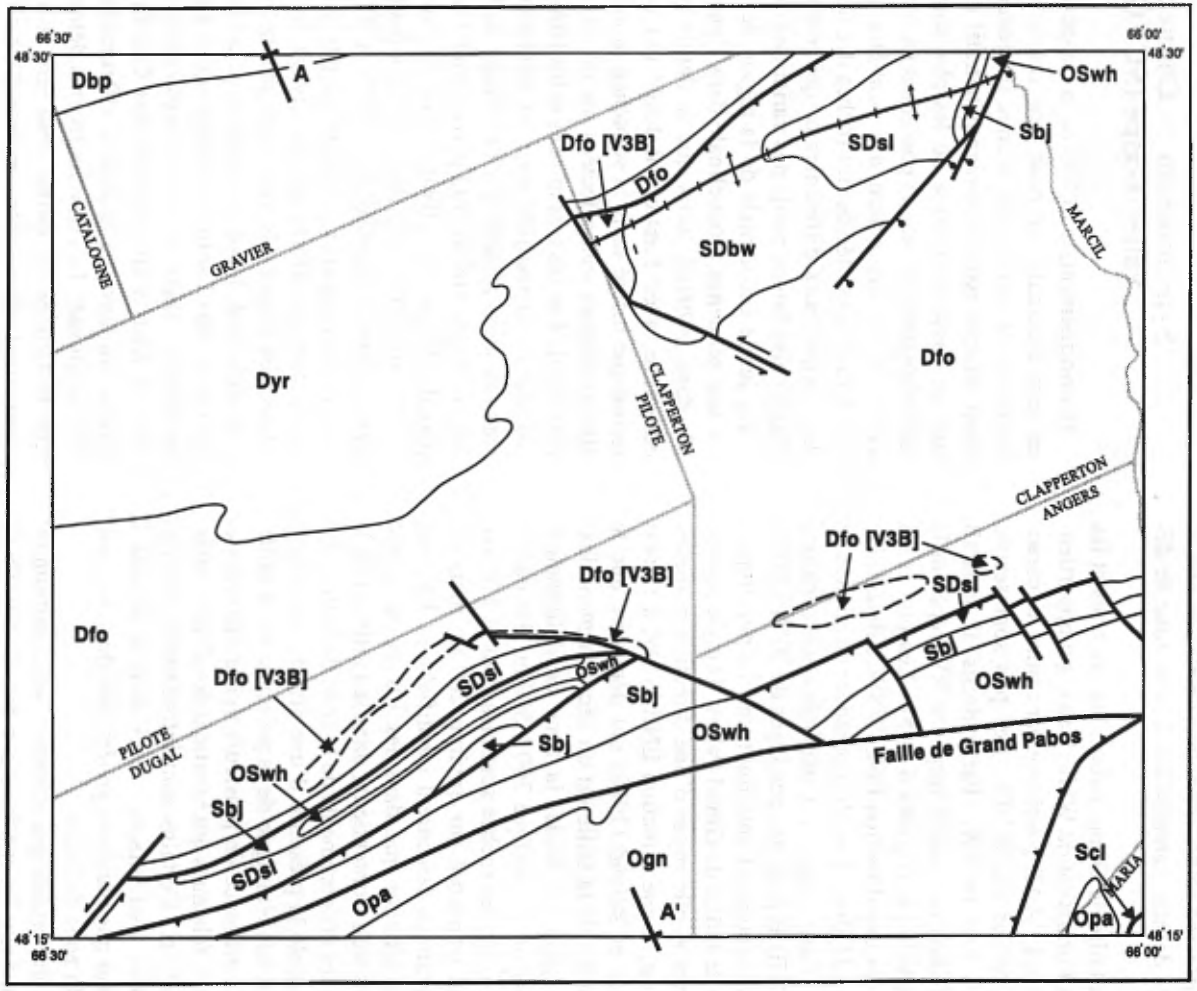
Des failles, au mouvement apparent de décrochement, tronquent aussi l'AAP au nord de la faille de Grand Pabos et se poursuivent dans le SCVG. Elles ont des rejets apparents atteignant six kilomètres. Les failles de la partie orientale ont des directions se situant entre 110° et 150° et leur mouvement est dextre. Dans la partie occidentale, une de ces failles a une direction d'environ 220° avec un mouvement senestre. Toutes ces failles se butent sur la faille de Grand Pabos au sud.

Synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé (SCVG)

Historiquement, le SCVG de la Gaspésie a été subdivisé en deux éléments : au nord, une ceinture plissée,aux plis relativement ouverts, de grande longueur d'onde et rarement affectés par un clivage pénétratif de plan axial ; au sud, un fossé tectonique où les plis sont serrés, de plus faible longueur d'onde et possédant un bon clivage de plan axial. Cette distinction n'a peut-être pas l'importance qu'on lui a accordée car les roches des deux domaines ont des compétences différentes ce qui pourrait peut-être expliquer une bonne partie des variations de style structural.

La demie occidentale de la région de la rivière Angers est une séquence monoclinale dans l'ensemble mais plissée dans le détail, alors que la demie orientale est plus complexe, avec l'anticlinal Josué qui constitue un coin tectonique inséré dans la séquence monoclinale. Les roches pélitiques sont affectées par un clivage pénétratif de plan axial. Les lits très minces et les lamines de grès ou de calcaire, interstratifiés avec les mudstones et les shales, sont eux aussi affectés par un clivage de fracture et les lits aux pendages abupts sont partiellement transposés dans le plan du clivage. Ce clivage a une direction qui varie entre N45°E et N90°E avec des pendages dont les valeurs sont généralement comprises entre 60°N et 60°S. Le grès en lits minces à très épais est peu affecté par le clivage alors que le calcaire est affecté par un clivage de fracture dont les plans sont espacés de un à cinq centimètres.

L'anticlinal Josué est une structure complexe qui se prolonge dans l'anticlinal Gastonguay à l'extérieur de notre région. Dans les travaux antérieurs, cet anticlinal sépare la zone d'affleurement des Calcaires supérieurs de Gaspé, au nord, de la zone d'affleurement du Groupe de Fortin, au sud. Les travaux récents démontrent cependant que le Groupe de Fortin peut être reconnu au nord de l'anticlinal. Dans notre secteur, l'anticlinal majeur a une orientation comprise entre N60E et N80E. L'anticlinal est limité au NW par une faille que nous interprétons comme étant une faille inverse mais que Bourque *et al.* (1993)



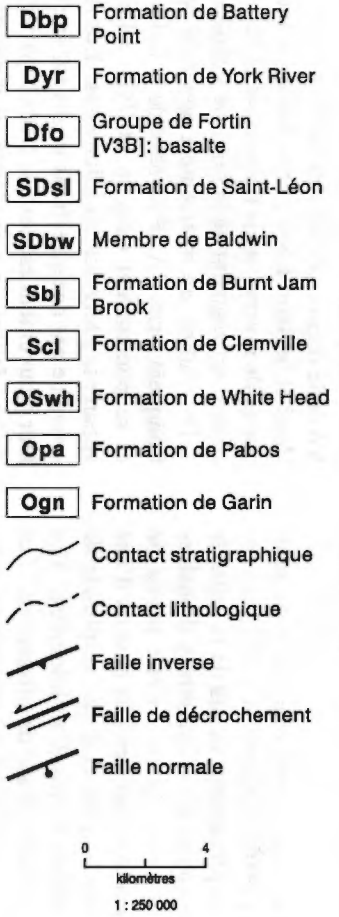


FIGURE 4 - Carte géologique simplifiée de la région de la rivière Angers.

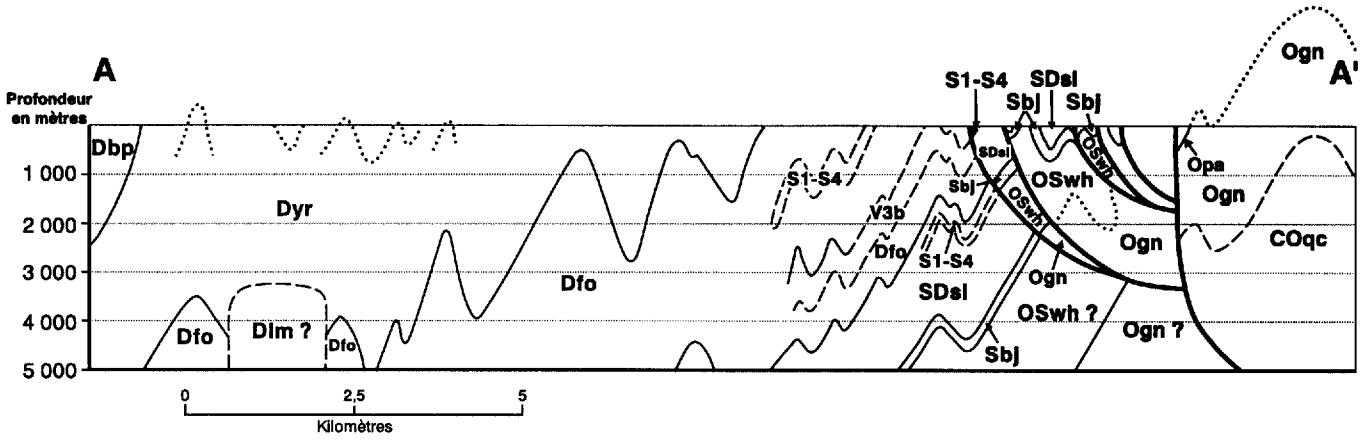


FIGURE 5 - Profil structural de la région de la rivière Angers (COqc, Supergroupe de Québec; Ogn, Formation de Garin; Opa, formation de Pabos; OSwh, Formation de White Head; Sbj, Formation de Burnt Jam Brook; SDsl, Formation de Saint-Léon; Dfo, Groupe de Fortin; Dyr, Formation de York River; Dbp, Formation de Battery Point; Dlm, Suite intrusive de Lemieux; S1-S4, assemblage de conglomérat et de grès; V3B, basaltes).

considèrent comme étant un décrochement. Cette faille permet au Membre de Baldwin de chevaucher le Groupe de Fortin. Cette interprétation explique l'amincissement considérable du Baldwin et du Fortin dans ce secteur. L'anticlinal est également limité au SE par une faille, au moins sur une partie de son tracé. Bourque *et al.* (1993.) l'interprètent également comme une faille de décrochement mais, dans la région de la rivière Angers, il pourrait tout aussi bien s'agir d'une faille normale dont le bloc SE s'est affaissé. Une troisième faille, au mouvement apparent de décrochement, recoupe le périanticlinal et limite la structure vers l'ouest.

GÉOPHYSIQUE

La carte du champ magnétique résiduel total de la région (figure 6) fait ressortir des secteurs dont les assises sont composées de basalte et des intrusions probables. Dans la partie sud de la carte, des anomalies de faible intensité correspondent aux basaltes du Groupe de Fortin. Les anomalies étant de plus grandes dimensions que les zones d'affleurements des basaltes, nous en déduisons que ceux-ci se prolongent probablement en profondeur sur les flancs d'anticlinaux. Les basaltes du Membre de Lac McKay, par contre, n'ont aucune signature magnétique.

Dans la partie nord de la carte, les roches volcaniques du Membre de Baldwin sont délimitées par une anomalie de faible intensité. Par contre, deux anomalies plus intenses ne correspondent pas à des observations de terrain. La première dans le périclinal de l'anticlinal Josué est située sous les basaltes du Groupe de Fortin mais ceux-ci ne justifient probablement pas toute l'anomalie. La présence d'une intrusion en profondeur est proposée pour expliquer ces valeurs plus élevées du champ magnétique. Une intrusion profonde est également invoquée pour expliquer l'anomalie étendue de la partie nord-ouest de la région (figures 5 et 6) car les grès de la Formation de York River ne peuvent être la cause de ces valeurs élevées du champ magnétique. Cette intrusion pourrait être un gabbro ou un pluton felsique. La présence d'intrusions profondes a été proposée pour les régions au nord de notre carte (CGC,1990).

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Travaux d'exploration

La région de la rivière Angers recèle deux indices aurifères répertoriés et situés à proximité l'un de l'autre. Nos travaux de cartographie n'ont révélé aucun nouvel indice minéralisé. La pyrite est commune dans les intrusions felsiques et mafiques et, pour certaines d'entre elles, dans les cornéennes de leurs épontes. La région ne contient en surface aucune de ces intrusions granitiques qui, dans le centre-nord de la Gaspésie, ont produit des zones de skarn ou des porphyres minéralisés. Ces dernières sont les cibles d'exploration les plus recherchées en Gaspésie. De telles intrusions pourraient toutefois exister en profondeur. D'autre part, la région contient peu d'unités calcaires pouvant servir d'encaissant à ce type de minéralisation. Seules les calcilutites de la Formation de White Head, près de la zone de failles de Grand Pabos et dans l'anticlinal Josué, pourraient jouer ce rôle.

Les deux indices aurifères connus sont situés sur le ruisseau Contentieux dans le SE de la région. L'indice initial est contenu dans des veines de quartz injectées dans les roches de la Formation de Garin, près de la faille du mont Saint-Joseph. L'indice a été découvert en 1988 par M. Ross, un prospecteur travaillant dans le cadre du programme d'assistance financière à la prospection du Bas-

Saint-Laurent et de la Gaspésie. L'indice fut par la suite exploré par la SOQUEM qui y effectua une campagne de géochimie, de géologie et des forages (Landry, 1989 ; Dupuis, 1989 a et b). L'indice n'étant pas suffisamment intéressant, il fut abandonné par la SOQUEM mais repris par des prospecteurs qui y ont effectué d'autres travaux (Frédéric, 1992).

L'indice initial était constitué, selon les termes de Landry (1989), d'un «stockwerk à quartz dont une veine de 15 cm de large retourna une valeur de 6,1 g/t Au. Les veines de quartz observées sur le site de l'indice aurifère sont caractérisées par l'absence de sulfures». Les travaux subséquents de la SOQUEM confirmèrent et améliorèrent les valeurs de Ross. Toujours selon Landry, «Les analyses effectuées par SOQUEM démontrent que l'or est grossier ; la fraction de granulométrie supérieure à 150 mailles (...) a retourné une valeur de 47,87 g/t Au». Le second indice, découvert par la SOQUEM, est situé à 200 m à l'est de l'indice initial. Il est logé dans un conglomérat pyriteux titrant à 120 ppb d'or. D'autres veines de quartz aurifère sur la propriété contiennent de la galène et montrent des teneurs anomales en zinc et argent. Les trois forages implantés par la SOQUEM (Dupuis, 1989 b) n'ont pas permis de trouver d'extensions intéressantes à ces indices et les travaux furent arrêtés.

Ces indices confirment toutefois que les veines de quartz injectées dans des roches compétentes des zones de fracture associées aux failles subsidiaires de la faille de Grand Pabos constituent un métallotecte pour l'or. C'est aussi le cas dans d'autres secteurs de la faille de Grand Pabos (Malo *et al.*, 1993 ; Malo et Pelchat,1994), l'indice le plus connu étant celui du lac Arsenault.

Dans la région immédiate des deux indices aurifères, les sédiments de la Formation de Garin ne sont pas aurifères. Toutefois les analyses de la SOQUEM ne s'appliquent qu'à une petite superficie du Garin. Une campagne de lithochimie des roches sédimentaires de l'AAP axée sur l'or et ses traceurs permettrait peut-être de découvrir des zones potentielles pour des gisements dans les roches sédimentaires (par exemple pour des gisements de type Carlin).

Quelques dykes felsiques qui coupent les volcanites du Membre de Baldwin ou les calcaires de la Formation de White Head de l'anticlinal Josué ont été l'objet de travaux de prospection de base. Une felsite et des pyroclastites carbonatisées du Groupe de Fortin, au sud de l'anticlinal Josué et à l'est de la route des lacs Josué, pourraient présenter un intérêt. Elles sont situées près d' anomalies géochimiques dont nous discuterons un peu plus loin, et elles affleurent à proximité d'une faille importante, la faille de Marcil Sud. De la même façon, de nombreuses veines de quartz, certaines de plus d'un mètre d'épaisseur, sont injectées dans le Groupe de Fortin et pourraient être prospectées pour l'or puisque des veines semblables sont aurifères dans la vallée de la Matapédia, à l'ouest. Le secteur du ruisseau Grand Nord, à environ 5 km au nord des volcanites, serait le plus propice à ce genre d'exploration.

Aucune roche ni aucun minéral ne présente un intérêt immédiat pour les secteurs des minéraux industriels ou des matériaux de construction. Le Groupe de Fortin contient cependant des niveaux de mudslate noir ou gris foncé qui pourraient être une source potentielle d'ardoises commerciales.

Géochimie

Le territoire délimité par le feuillet 22B/08 a été couvert par des levés de sédiments de ruisseau à la densité moyenne de 2,5 échantillons par km^2. Le MRN et la SOQUEM y ont prélevé un total de 2 650 échantillons dont les résultats d'analyse ont déjà été publiés (Choinière 1984, 1996). La figure 7 localise les principaux signaux multi-élémentaires identifiés sur ce territoire.

Les échantillons prélevés au-dessus des roches du Groupe d'Honorat, au sud de la faille de Grand Pabos, contiennent des concentrations relativement élevées en Ni et, de façon moindre, en Cu et Co. Ces teneurs élevées obtenues au-dessus de cette unité pourraient être qualifiées d'anomalies formationnelles ; elles ne sont pas reliées à des minéralisations sous-jacentes. D'autre part, au-dessus de ces mêmes roches, on trouve aussi plusieurs anomalies ponctuelles en As, Au et Sb. Celles-ci peuvent être le reflet de minéralisations en Au et en Sb. Des anomalies monélémentaires soit en As, soit en Au ou multiélémentaires en As et en Au sont observées à proximité des deux indices d'or déjà connus dans ce secteur (indices de la faille du Mont St-Joseph et du ruisseau Contentieux). Une attention particulière devra donc être portée aux autres anomalies en ces deux éléments. La plus prometteuse d'entre elles se situe cependant à l'extérieur du feuillet 22B/08, sur le feuillet 22A/05, à 4 km au nord du lac Gagné. Cette anomalie est constituée de 5 échantillons fortement anomaux en As, Au et Sb, et elle se situe en bordure de la faille de Harriman, une faille comparable à celle du mont Saint-Joseph. Ailleurs sur le feuillet 22B/08, au nord de la faille de Grand Pabos, on retrouve aussi quelques anomalies ponctuelles en As, Au et Sb, mais en moins grand nombre qu'au sud de la faille. On note aussi la présence de quelques anomalies en métaux usuels. La plus intéressante est située dans la partie nord-est du canton de Clapperton. Les éléments suivants y sont anomaux : Cu, Co, Zn, Mo, As, Au.

La faille de Grand Pabos est une importante cible d'exploration dans la partie sud de la Gaspésie. Au début des années 80, le MRN y a prélevé près de 15 000 échantillons de sols. Ceux-ci ont été prélevés de part et d'autre de la faille à intervalles de 50 mètres, sur des lignes d'une longueur de 2 000 mètres espacées entre-elles de 300 mètres. Les résultats d'analyse de ces sols pour le feuillet 22B/08 sont présentés dans les rapports de Choinière *et al.* (1988) et Choinière (1991). Le potentiel minéral des secteurs

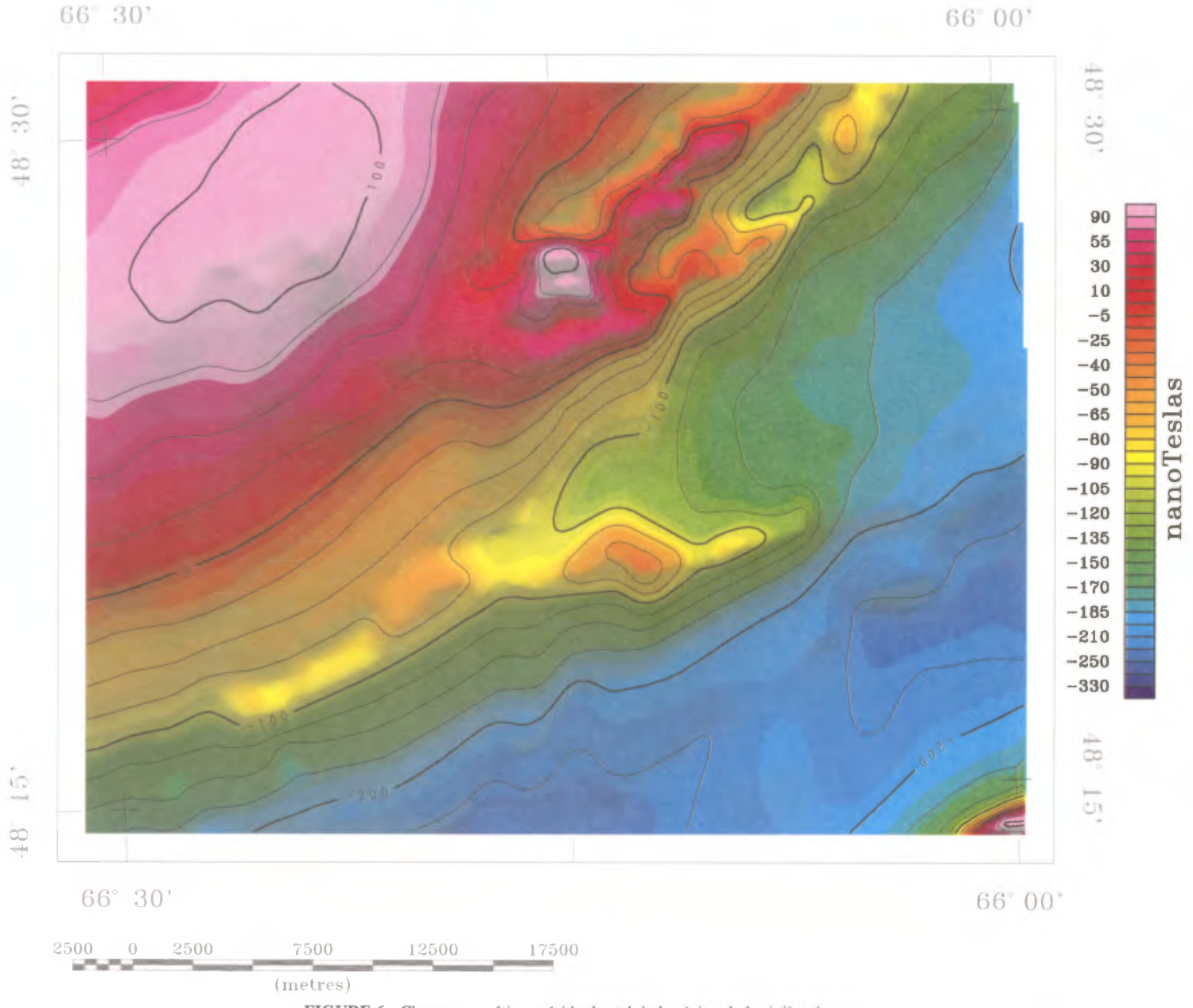


FIGURE 6 - Champ magnétique résiduel total de la région de la rivière Angers.

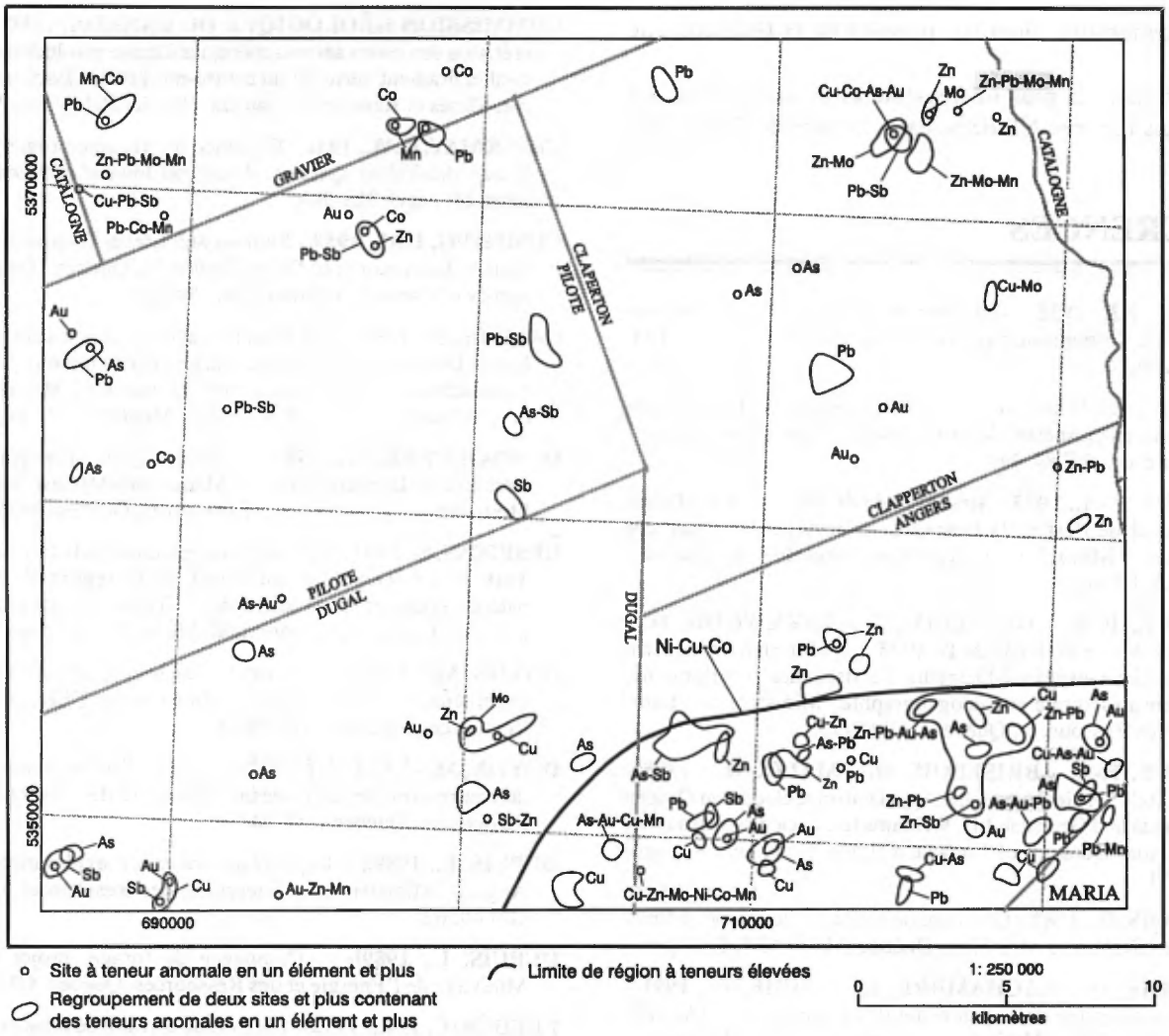


FIGURE 7 - Anomalies géochimiques dans les sédiments de ruisseaux de la région de la rivière Angers.

situés à l'est et à l'ouest de la région de la rivière Angers a été l'objet de rapports par Malo *et al.* (1993) et Malo et Pelchat (1994).

CONCLUSION

La cartographie de la région de la rivière Angers a permis de reconstituer l'histoire géologique d'une partie centrale de la Ceinture de Gaspé et d'évaluer sommairement son potentiel minéral. Les principales conclusions auxquelles nous sommes arrivées sont les suivantes:

. Toutes les roches de la région de la rivière Angers appartiennent à la Ceinture de Gaspé des Appalaches.

. Les roches de la partie inférieure de la séquence sédimentaire (formations de Garin et de Pabos) appartiennent à une sédimentation flyschique dans un bassin marin profond (océanique?). Les roches de la Formation de White Head et du Groupe de Chaleurs ont été sédimentées dans un environnement de plate-forme marine profonde.

. Le Groupe de Fortin et les Grès de Gaspé représentent une sédimentation régressive dominée par l'influence de deltas progradant à partir d'une source localisée au sud du bassin de sédimentation.

. La Ceinture de Gaspé a subi sa déformation principale lors de l'orogénèse acadienne au Dévonien moyen.

. La faille de Grand Pabos est un décrochement dextre auquel sont associés des failles inverses et des plis.

. La carte du champ magnétique résiduel suggère la présence d'intrusions profondes dans le nord de la région.

. Les deux indices aurifères de la région sont logés dans des veines de quartz injectées dans des roches compétentes de la Formation de Garin.

. La plupart des anomalies géochimiques dans les sédiments de ruisseaux sont des anomalies en Au ou en Au et As, et la plus grande partie de ces anomalies est située au-

dessus des terrains dont les assises sont la Formation de Garin.

. L'anomalie la plus intéressante en métaux usuels est située dans la partie NE de la carte (canton de Claperton).

RÉFÉRENCES

ALCOCK, F.J., 1935 - Géologie de la région de la Baie des Chaleurs. Commission géologique du Canada, Mémoire 183, 165 pages.

BÉDARD, J.H., 1986 - Les suites magmatiques du Paléozoique supérieur en Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. ET 84-09.

BOURQUE, P.-A., 1975 - Stratigraphie du Silurien et du Dévonien basal de l'est de la Gaspésie : Complexe de la baie des Chaleurs. Ministère des Richesses naturelles du Québec ; DP-315, 10 pages.

BOURQUE, P.-A. - GOSSELIN, C. - KIRKWOOD, D. - MALO, M. - ST-JULIEN, P., 1993 - Le Silurien du segment appalachien Gaspésie-Matapédia-Témiscouata : stratigraphie, géologie structurale et paléogéographie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. MB 93-25.

BOURQUE, P.-A. - BRISEBOIS, D. - MALO, M., 1995 - Gaspé Belt ; *in* Geology of the Appalachian-Caledonian Orogen in Canada and Greenland,H. Williams (éd.). Geological survey of Canada, Geology of Canada, volume 6, chapitre 4, pages 316-351.

BRISEBOIS, D., 1981 - Géologie de la région de Gaspé. Ministère des Richesses naturelles, Québec ; DPV-824, 19 pages.

BRISEBOIS, D. - LACHAMBRE, G. - PICHÉ, G., 1991 - Carte géologique de la péninsule de la Gaspésie : 22A, 22B, 22G, 22H, 21O. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; DV 91-21, carte 2146.

BURK, C.K. Jr., 1964 - Silurian stratigraphy of Gaspé Peninsula, Québec. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists ; volume. 48, pages 437-464.

CANT, D.J. - WALKER, R.G., 1976 - Development of a braided-fluvial facies model for the Devonian Battery Point Sandstone, Québec. Journal canadien des Sciences de la Terre ; volume 13, pages 102-119.

CHOINIERE, J., 1984 - Atlas géochimique des sédiments de ruisseau dans la région de Murdochville – Gaspé. Ministère des Ressources naturelles, Québec ; DV 84-04.

CHOINIERE, J., 1991 - Analyse de Au, As, Sb et W dans les sols le long de la faille du Grand Pabos entre les longitudes 66°00' et 66°15'. Ministère des Ressources naturelles, Québec ; MB 91-04.

CHOINIERE, J., 1996 - Analyse de l'arsenic, de l'or et de l'antimoine dans les sédiments de ruisseau du centre de la Gaspésie. Ministère des Ressources naturelles, Québec ; MB 96-07.

CHOINIERE, J. - LEDUC, M. - GOYER, M., 1988 - Géochimie des sols le long de la faille du Grand Pabos – Secteur Cascapédia et Nouvelle. Ministère des Ressources naturelles, Québec ; MB 88-09.

COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA, 1990 - Interprétation des cartes aéromagnétiques à haute résolution (champ total et gradient vertical) du centre-nord de la Gaspésie. Énergie, Mines et Ressources Canada, Dossier Public 2202.

CRICKMAY, G.W., 1932 - Evidence for Taconic orogeny in the Matapedia-Valley, Québec. American Journal of Science, volume 24, pages 368-386.

CUMMING, L.M., 1959 - Silurian and Lower Devonian formations in Eastern part of Gaspé Peninsula, Québec. Geological survey of Canada ; mémoir 304, 45pages.

DALTON, E., 1987 - Sedimentary facies and diagenesis of the Lower Devonian Temiscouata and Fortin Formations, Northern Appalachians, Québec and New Brunswick. Master thesis (unpublished) ; McGill University, Montréal, 228 pages.

De BROUCKER, G., 1987 - Stratigraphie, pétrographie et structure de la boutonnière de Maquereau-Mictaw, Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. MM 86-03.

DESBIENS, S., 1991 - Le complexe deltaique de la Formation de York River (Dévonien inférieur) de la région de Gaspé : paléoécologie et biostratigraphie. Thèse de doctorat (non publiée), Université de Montréal, Montréal, 281 pages.

DOYON, M. - DALPÉ, C., 1993 - Roches magmatiques silurodévoniennes de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. MB 93-16

DOYON, M. - VALIQUETTE, G., 1991 - Roches magmatiques du centre-nord de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; ET 90-03.

DUPUIS, L., 1989a - Rapport des travaux d'exploration, projet Angers. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. GM 49363.

DUPUIS, L., 1989b - Campagne de forage, projet Angers. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. GM 49309.

FRÉDÉRIC, J.-R., 1992 - Rapport de travaux de mise en valeur, propriété minière de M. Jean-Claude Therrien et succession Léonard Ross, projet Angers II cantons d'Angers et de Maria, comté de Bonaventure, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. GM 051199.

GOSSELIN, C., 1988 - Géologie de la région de Maria. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. ET 87-01.

HESSE, R. - DALTON, E., 1991 - Diagenetic and low-grade metamorphic terrains of Gaspé Peninsula related to geologic structure of the Taconian and Acadian orogenic belts, Québec Appalachians. Journal of Metamorphic Geology ; volume 9, pages 775-790.

HESSE, R. - DALTON, E., 1995 - Turbidite channel/overbank deposition in a Lower Devonian orogenic shale basin, Fortin Group of Gaspé Peninsula, Northern Appalachians, Canada. Journal of Sedimentary Research ; volume B65, number 1, pages 44-60.

KESSLER, L.G. II - PRAVE, A.R. - MALO, M. - BLOECHL, W.V., 1995 - Mid-Upper Ordovician flysch deposition, Northern Gaspé Peninsula, Québec : a synthesis with implications for foreland and successor basin evolution in the Northern Appalachian Orogen. *in* Ordovician Odyssey, Cooper, J.D, Droser, M.L.,and Finney, S.C. (éditors) ; Short Papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System ; Society for Sedimentary Geology (SEPM), Pacific Section, volume 77, pages. 251-255.

KIRKWOOD, D., 1993 - Étude qualitative et quantitative de la déformation acadienne du bassin siluro-dévonien de la péninsule gaspésienne, Appalaches du Nord. Thèse de doctorat (non publiée), Université Laval.

LAJOIE, J. - LESPÉRANCE, P.J. - PAGES, J., 1971 - Geological report on the Gaspé acreage of Tenneco Oil Ltd. Ministère des Richesses naturelles, Québec. GM 27077.

LANDRY, D., 1989 - Levé géochimique de sols, projet Angers. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. GM 49105.

LAWRENCE, D.A. - RUST, B.R., 1988 - The Devonian clastic wedge of Eastern Gaspé and the acadian orogeny. *in* McMillan, N.J., Embry, A.F. et Glass, D.J. (Éd.) ; Devonian of the World, volume II : Sedimentation ; Proceedings of the Second International Symposium on the Devonian System, Calgary, Canada. Canadian Society of Petroleum Geologists, pages 53-64.

LAWRENCE, D.A. - WILLIAMS, B.P.J., 1987 - Evolution of drainage systems in response to acadian deformation : The Devonian Battery Point Formation, eastern Gaspé. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists ; Special Publication number 39, pages 287-300.

LESPÉRANCE, P.J., 1980 - Calcaires supérieurs de Gaspé, les aires types et le prolongement ouest. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; DPV-595, 79 pages.

LESPÉRANCE, J. - MALO, M. - SHEEHAN, P.M. - SKIDMORE, W.B., 1987 - A stratigraphical and faunal revision of the Silurian-Devonian strata of the Percé area, Québec. Journal canadien des Sciences de la Terre ; volume 24, pages.117-134.

LOGAN, W.E., 1863 - Report on the geology of Canada. Commission géologique du Canada ; rapp. de prog. depuis son commencement jusqu'à 1863, 983pages.

MALO, M., 1986 - Stratigraphie et structure de l'anticlinorium d'Aroostook-Percé en Gaspésie, Québec. Thèse de doctorat (non publiée), Université de Montréal, Montréal, 280 pages.

MALO, M., 1986 - L'anticlinorium d'Aroostok-Percé au nord de New-Richmond. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; MB 86-33, 39 pages.

MALO, M., 1988 - Stratigraphy of the Aroostook-Percé anticlinorium in the Gaspé Peninsula, Québec. Journal canadien des Sciences de la Terre ; volume 25, pages 893-908.

MALO, M. - BÉLAND, J., 1989 - Acadian strike-slip tectonics in the Gaspé region, Québec Appalachians. Journal canadien des Sciences de la Terre ; volume 26, pages 1764-1777.

MALO, M. - BOURQUE, P.-A., 1993 - Timing of the deformation events from Late Ordovician to Mid-Devonian in the Gaspé Peninsula, *in* The Acadian Orogeny : recent studies in New England, Maritime Canada, and the autochtonous foreland (éd.) Roy, D.C. et Skehan, J.W. Geological Society of America Special Paper 275. 171 pages

MALO, M. - PELCHAT, C., 1994 - Géologie et gîtologie de l'indice Patapédia no. 1 (gîte mid-Patapédia) canton de Patapédia, Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; MB 94-35, 45 pages.

MALO, M. -KIRKWOOD, D. - deBROUCKER, G. - ST-JULIEN, P., 1992 - A reevaluation of the position of the Baie Verte-Brompton Line in the Québec Appalachians - the influence of Middle Devonian strike-slip faulting in Gaspé Peninsula. Journal Canadien des Sciences de la Terre ; volume 29, pages 1265-1273.

MALO, M. - CHAGNON, A. - MORITZ, R. - ROY, F., 1993 - Géologie et métallogénie du segment oriental de la faille du Grand Pabos, Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; MB 93-55, 114pages.

MASON, D.M., 1971 - A stratigraphic and paleoenvironmental study of the Upper Gaspé Limestone and Lower Gaspé Sandstone Groups (Lower Devonian) of Eastern Gaspé Peninsula, Québec. unpublished PhD thesis ; Carleton University, Ottawa, 194 pages.

MAURICE, Y. - GAGNÉ, B., 1996 - Données numériques : analyses lithogéochimiques en Gaspésie. Ministère des Ressources naturelles, Québec. MB 96-26X.

McGERRIGLE, H.W., 1946 - A revision of the Gaspé Devonian. Transaction of the Royal Society of Canada ; third séries, section IV, volume XL, pages. 41-54.

McGERRIGLE, H.W., 1950 - La géologie de l'est de Gaspé. Ministère des mines, Québec ; RG 35, 174 pages.

NORTHROP, S.A., 1939 - Paleontology and stratigraphy of the Silurian rocks of the Port-Daniel-Black Cape region, Gaspé. Geological Society of America, Special Publication, number 21, 302 pages.

PARIS, A. - VALLIÈRES, A., 1972 - Centre-est-Gaspésie (anticlinal Josué). Ministère des Richesses naturelles , Québec ; GM 28435.

RHEAULT, M., 1986 - Géologie de la région de Murdochville. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; ET 85-06, 24 pages.

RUST, B.R.,1976 - Stratigraphic relationships of the Malbaie Formation (Devonian) Gaspé, Québec. Journal canadien des Sciences de la Terre ; volume 13, pages 1556-1559.

RUST, B.R., 1981 - Alluvial deposits and tectonic style : Devonian and Carboniferous successions in Eastern Gaspé. *in* Sedimentology and Tectonics in alluvial Basins, Miall, A.D., (éditor) ; Geological Association of Canada, Special Paper 23, pages 49-76.

SCHUCHERT, C. - COOPER G.A., 1930 - Upper Ordovician and Lower Devonian stratigraphy and paleontology of Percé, Québec. American Journal of Sciences ; volume 20, pages 161-176, 265-288, 365-392.

SCHUCHERT, C. - DART, J.D., 1926 - Stratigraphy of the Port-Daniel-Gascons area of southeastern Quebec. Geological survey of Canada ; Bulletin 44, Geological Series, pages. 35-38 et 116-121.

SIKANDER, A.H., 1975 - Geology and hydrocarbon potential of the Berry Mountain syncline, Cental Gaspé (Matane, Matapédia, Gaspé W and Bonaventure counties), Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec. DP 376.

SIMARD, M., 1986 - Géologie et évaluation du potentiel minéral de la région de Carleton. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. ET 84-11.

SKIDMORE, W.B., 1960 - Rapport inédit - Rivière Angers-east area. Ministère des Mines, Québec.

SKIDMORE, W.B., 1965 - Région d'Honorat-Reboul, comté de Bonaventure. Ministère des Richesses naturelles, Québec ; RG-107, 30pages.

SKIDMORE, W.B. - McGERRIGLE, H.W., 1967 - Carte géologique de la péninsule de la Gaspésie. Ministère des Richesses naturelles, Québec. Carte 1642.

SLIVITZKY, A. - LACHAMBRE, G. - ST-JULIEN, P., 1991 - Synthèse géologique du Cambro-Ordovicien du Nord de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. ET 88-14.

TREMBLAY, A. - MALO, M. - ST-JULIEN, P., 1995 - Dunnage Zone -Québec. *in* Chap. 3, Geology of the Appalachian-Caledonian Orogen in Canada and Greenland, H. Williams (éditeur) ; Commission géologique du Canada,Géologie du Canada, numéro. 6, pages. 179-197.

WILLIAMS, H., 1979 - Appalachian Orogen in Canada. Journal canadien des Sciences de la Terre, volume 16, pages. 792-807.

WILLIAMS, H.S., 1910 - Age of the Gaspé Sandstone. Geological Society of America Bulletin ; volume 20, pages. 688-693.

ANNNEXE

Au cours des travaux de terrain, neuf localités fossilifères ont été échantillonnées dans les roches assignées à la Formation de York River. Les autres formations n'ont pas livré de fossiles identifiables, à l'exception de quelques affleurements de la Formation de Saint-Léon dont les identifications se retrouvent dans Bourque *et al.* (1993) et Lespérance (1980). Nos collections ont été soumises à M. Pierre Lespérance du Département de Géologie de l'Université de Montréal qui a identifié les brachiopodes et les trilobites. Dans certains cas, les localités ont été revisitées par M. Lespérance et l'auteur, et rééchantillonnées dans le but d'obtenir des spécimens plus représentatifs. Les identifications de M. Lespérance sont rapportées ci-dessous avec ses commentaires concernant l'âge et les milieux de dépôts des roches dans lesquelles ont été prélevés les fossiles.

Localité 93-DB-10001

Chonostrophia sp.
Costellispirifer gaspensis
Costellispirifer sp. aff. C. *gaspensis*
?Costellispirifer sp.
Eodevonaria sp.
Plicanoplia sp.
Cette faune est typique de la Formation de York River (Zone à *Ethymothyris* moyenne et/ou supérieure).

Localité DB-93-10008A

Beachia sp.
Brachyspirifer sp.
Discomyorthis sp.
Eodevonaria sp.
Howella cycloptera
Pleiopleura pleiopleurina (Conrad)
?*Platyorthis* sp.
Prionothyris sp.
Leptostrophide
Orthidé
Spiriféride lisse (valve brachiale)
Bivalve (gros)
?*Echinolichas bellamicus* (Clarke, 1907)
Phacops sp.
Trypaulites n. Sp.
Pygidiums de proétide, phacopide, synphoriide et ? synphoriide
Cette faune peut être corrélée avec la partie supérieure de la Formation d'Indian Cove (Zone à *Etymothyris* inférieure).

Localité DB-93-10008B

? *Patriaspirifer* sp.
Howellella cycloptera
La présence de *Howellella cycloptera* suggère une corrélation avec la Formation d'Indian Cove.

Localité DB-93-10025

Brachyspirifer sp. (rare)
Costellispirifer gaspensis (abondants)
Costellispirifer sp. aff. C. gaspensis (abondants)
Globithyris sp. (rare)
Leptostrophia sp. (rare)
bivalves abondants
Zone à *Etymothyris* moyenne ou supérieure. La présence de Globithyris suggère des conditions écologiques se rapprochant de celles de la Formation de Battery Point.

Localité DB-93-10321

Brachyspirifer sp. (rare)
Leptocoelia flabellites (abondant)
Platyorthis sp.
Cette faune est peu diagnostique d'un niveau quelconque du Dévonien.

Localité DB-93-20560

Costellispirifer sp. aff. *C. gaspensis*
Etymothyris gaspensis (très abondant)
? *Leptocoelia* sp.
Spiriféride indéterminé
Cette faune appartient à la Zone à *Etymothiris* moyenne ou supérieure.

Localité DB-93-40001

Brachyspirifer sp. (rare)
Costellispirifer sp. aff. *C. gaspensis*
Rhenorennselaeria sp. (abondant)
Chonétidé
Cette faune est typique de la Formation de York River.

Localité DB-95-11375

Spirifer gaspensis (Billings) [=n. gen. *gaspensis*]
Costellispirfer n. sp.
? *Etymothiris gaspensis* (Clarke) [valves ventrales seulement]
Zone à *Etymothyris*

Localité DB-95-11401

Globithyris sp.
Spirifer gaspensis (Billings) [=n. gen. *gaspensis*]
Zone à *Etymothyris*

Gouvernement du Québec
Ministère des Ressources naturelles
Secteur des mines