ET 83-04

GEOLOGIE DE LA REGION DE CHANDLER - GASPESIE

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

MINISTÈRE
DE L'ÉNERGIE
ET DES RESSOURCES

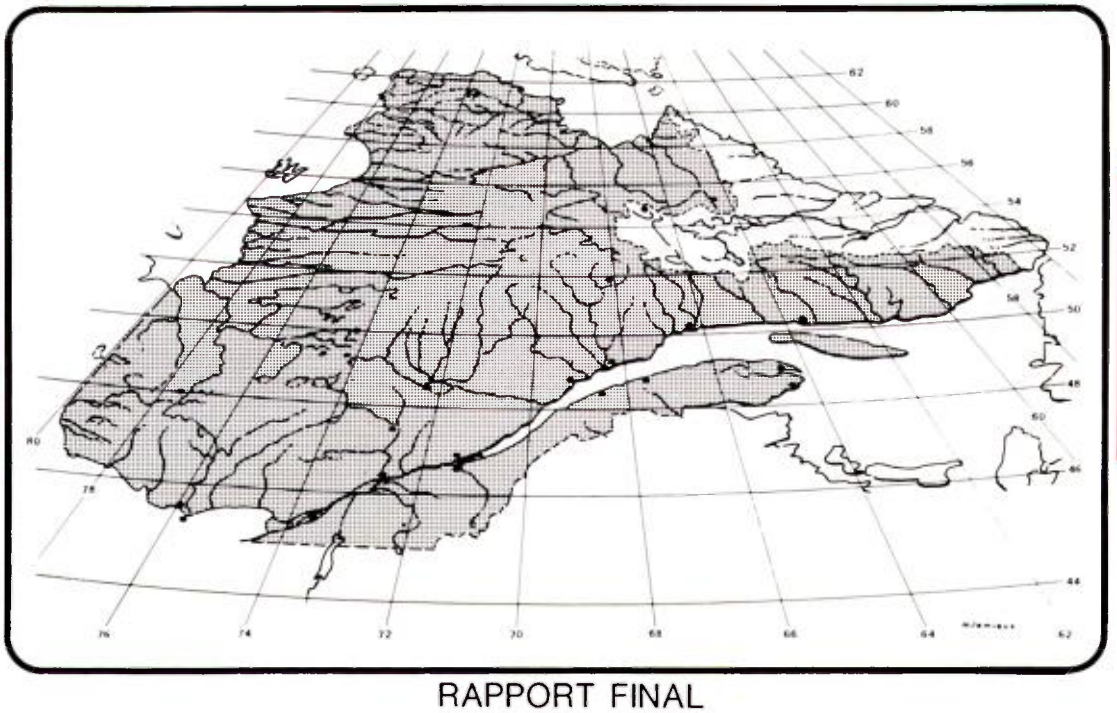
DIRECTION GÉNÉRALE
DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE
ET MINÉRALE

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE
Service de la Geologie

GÉOLOGIE DE LA RÉGION DE CHANDLER

— GASPÉSIE —

A. CARON



RAPPORT FINAL

1984

ET 83-04

MINISTÈRE
DE L'ÉNERGIE
ET DES RESSOURCES

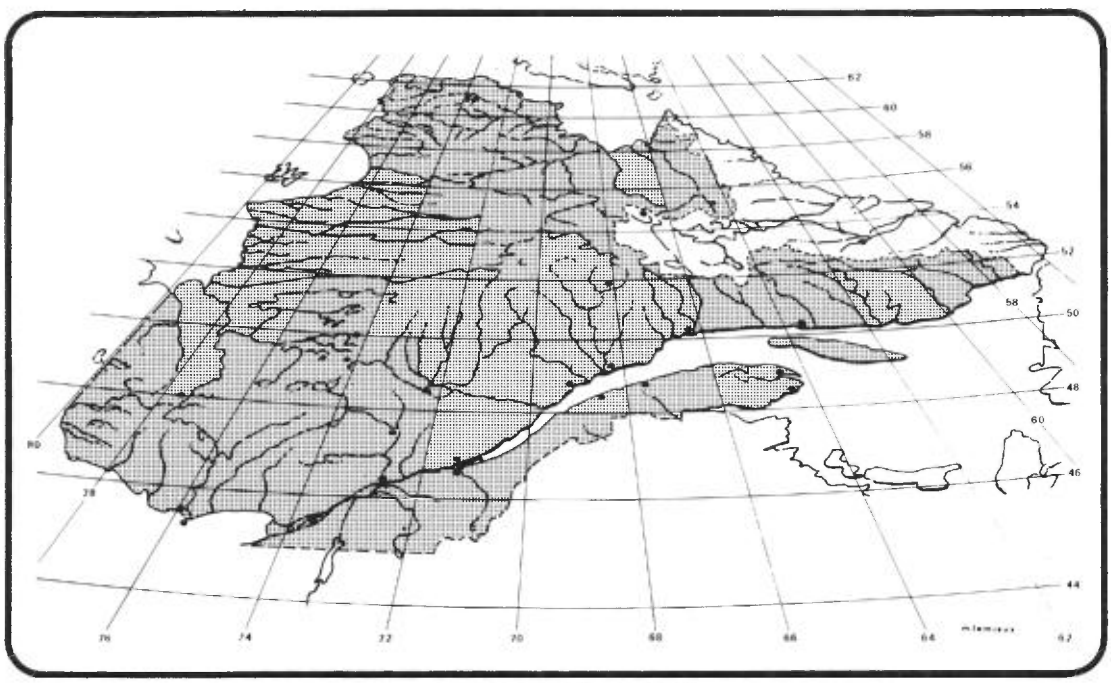
DIRECTION GÉNÉRALE
DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE
ET MINÉRALE

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE
Service de la Geologie

GÉOLOGIE DE LA RÉGION DE CHANDLER

— GASPÉSIE —

A. CARON



RAPPORT FINAL

1984

ET 83-04

Dépôt légal - 1er trimestre 1984
Bibliothèque nationale du Québec

ISBN: 2-550-100090-5

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
INTRODUCTION	1
Description de la région	2
Travaux sur le terrain	2
Travaux antérieurs	2
Remerciements	3
GÉOLOGIE GÉNÉRALE	4
DESCRIPTION DES UNITÉS	5
Groupe de Maquereau	5
Formation de Chandler (unité 1)	5
Formation de Port-Daniel (unité 2).	8
Formation de Newport (unité 3)	10
Groupe de Chaleurs (unité 4)	14
Roches carbonifères (unité 5)	14
Discussion	15
MÉTAMORPHISME	16
GÉOLOGIE STRUCUTRALE	16
Domaines structuraux	16
Failles	21
Failles normales	22
Failles de chevauchement	23
Conclusions	23
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	24
RÉFÉRENCES	24
CARTE (1:20 000)	hors-texte

INTRODUCTION

La région de Newport - Chandler se situe du côté sud de la péninsule gaspésienne. Le terrain étudié (figure 1) est compris entre les longitudes 64°38'00 W et 64°50'00" W et les latitudes 48°12'00" N et 48°22'30" N, le SE de la région étant occupé par la baie des Chaleurs. Cette étude couvre une superficie de 200 km^2 et correspond à certaines parties des cartes topographiques fédérales 22 A/7 (Chandler) et 22 A/2 (Port-Daniel).

L'accès de la région est assuré par la route provinciale 132, qui fait le tour de la Gaspésie, ainsi que par de nombreux chemins d'exploitation forestière qui découpent le centre de la région. La ville de Chandler, qui occupe le coin NE de la carte, et le village de Newport, plus au centre, sont les deux principales localités de la région.

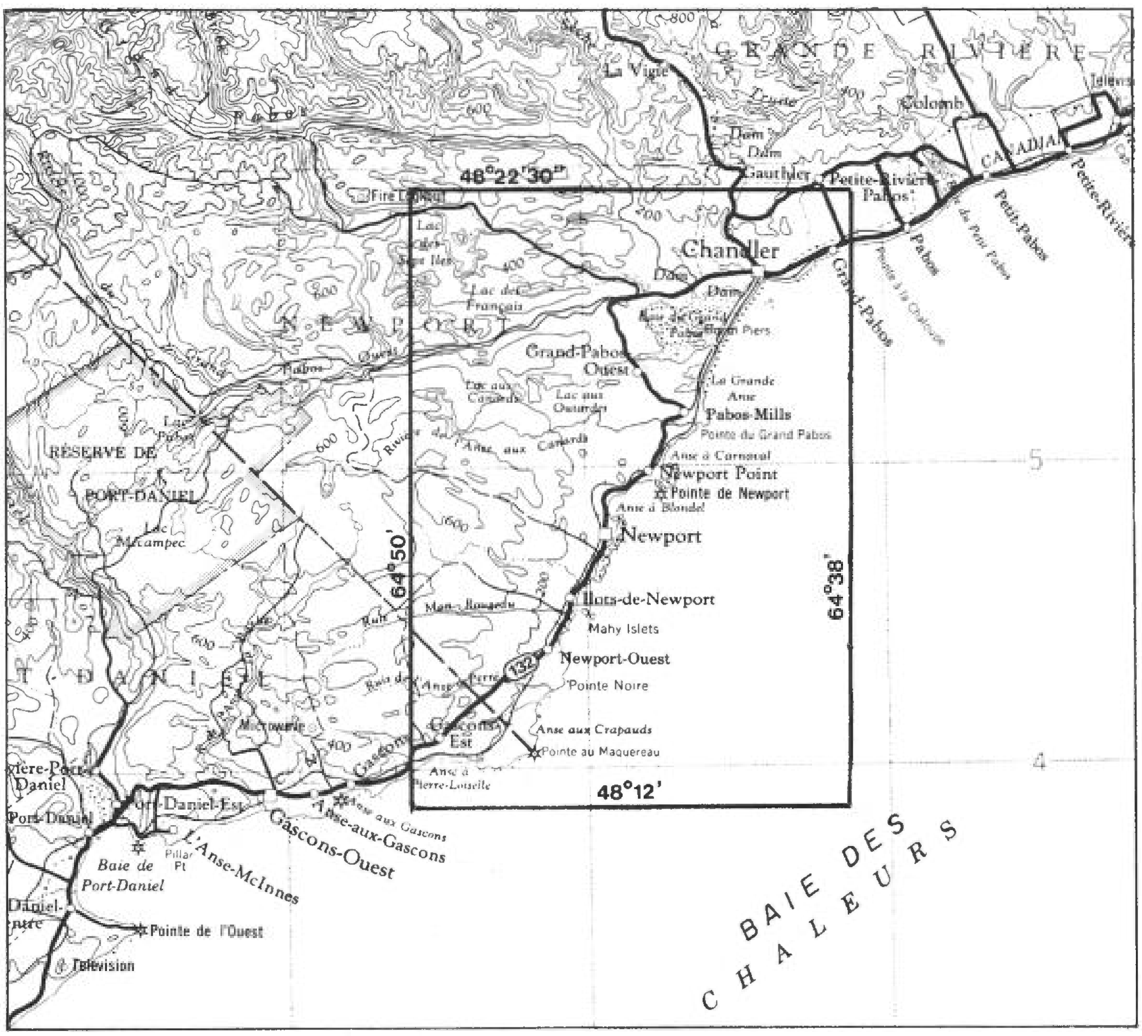


FIGURE 1 - Localisation de la région cartographiée.

DESCRIPTION DE LA RÉGION

Du point de vue géomorphologique, on peut diviser la région en deux parties: la plaine côtière de la baie des Chaleurs et le plateau. A Pabos-Mills et Chandler, la largeur de la plaine côtière est de l'ordre de 2 km ou plus, tandis que le plateau occupe le centre et l'ouest de la région. La côte est accidentée; les falaises qui la bordent ont en moyenne 4 m ou moins de hauteur, sauf à la pointe au Maquereau où elles peuvent atteindre près de 10 m. Le plateau a une altitude moyenne de 170 m et est drainé par 2 grandes rivières: celle du Grand Pabos (parfois dénommée Grand Pabos Nord) et celle du Grand Pabos Ouest. Elles se jettent toutes deux dans la baie du Grand Pabos, laquelle est isolée de la baie des Chaleurs par un cordon littoral de plus de 2 km de longueur. On trouve aussi d'autres rivières, à débit plus faible, qui s'écoulent vers la baie des Chaleurs. Le plateau est recouvert en plusieurs endroits de petits lacs ou de marécages. Le lac des Sept Iles est le plus grand, avec une longueur de 2 km environ. Dans la partie occidentale de la région, tout le plateau est recouvert par une forêt très dense de conifères.

La région est recouverte d'une mince couche de dépôts glaciaires provenant de l'érosion des roches sous-jacentes. Certains de ces dépôts fluvio-glaciaires ou deltaïques, localisés en bordure de la rivière du Grand Pabos, sont exploités comme gravière ou sablière.

TRAVAUX SUR LE TERRAIN

Ce rapport présente les résultats des travaux de terrain que nous avons effectués au cours de l'été 1981 pour le compte du ministère de l'Energie et des Ressources.

Nous avons utilisé des photos aériennes à l'échelle de 1:10 000 pour l'étude de la côte et au 1:15 000 pour le reste de la région. Les cartes de base qui ont servi pour nos levés géologiques sont des cartes topographiques à l'échelle de 1:20 000. Les affleurements, localisés sur photographies aériennes, ont été reportés sur la carte de base à l'aide d'une chambre claire de type "Sketchmaster". Au cours de la campagne de cartographie, nous avons visité le plus grand nombre possible d'affleurements en tenant compte des observations au stéréoscope. La côte, qui constitue près de 22 km d'affleurements presque continus, a fait l'objet d'une attention particulière.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

Le Groupe de Maquereau a été étudié par plusieurs géologues. Sa description se retrouve dans les études de Logan (1846, 1863); Ells (1883); Schubert & Dart (1926); Alcock (1927, 1935); Parks (1930, 1931); Northrop (1939); Dresser & Denis (1946); Hannah (1954); Sanschagrin (1962); Arbour (1962); et finalement Ayrton (1964 et 1967).

Selon Logan (1863), les roches du "Cap Maquereau" ont des affinités avec celles de la "Série de Sillery" (hors-carte). Pour sa part, Ells (1883) divise la "Série de Macquereau"* (sic) en deux unités: une cambro-silurienne et l'autre précambrienne. La première comprend une partie du Groupe de Mictaw actuel (plus à l'ouest; hors-carte) tandis que la seconde regroupe des roches plus métamorphisées de pointe au Maquereau.

Schubert & Dart (1926) ont étudié les roches siluriennes du Groupe de Chaleurs des régions de Port-Daniel et de Gascons. Ils sont en accord avec Logan (1863) pour attribuer un âge Cam-

* Macquereau: faute d'épellation perpétuée dans la littérature.

brien ou Ordovicien inférieur aux roches du "Cap Maquereau".

Alcock (1927) corrèle les roches du Groupe de Maquereau avec celles du Groupe de Shickshock, lesquelles affleurent à environ 150 km au NW de notre région. D'après lui, ces roches sont lithologiquement et structuralement similaires et le Groupe de Maquereau daterait du Paléozoïque inférieur.

A une dizaine de kilomètres à l'ouest de notre région, Parks (1930) a étudié les roches du contact Maquereau - Mictaw. Pour des raisons de similitude lithologiques, il a conclu que la "Série de Macquereau" (sic) était équivalente à la coupe du lac Matapédia, plus à l'ouest, et qu'elle était probablement d'âge Ordovicien inférieur.

Alcock (1935) a localisé avec précision l'aire d'affleurements du Groupe de Maquereau. Il a aussi décrit les lithologies les plus courantes ainsi que les relations stratigraphiques avec les roches environnantes. Il a proposé qu'un âge Cambrien inférieur ou moyen soit attribué provisoirement à ce groupe.

Kindle (1936) ne donne qu'une brève description des lithologies du Groupe de Maquereau et des roches environnantes. Northrop (1939) et Dresser & Denis (1946) n'ajoutent rien de nouveau à ce qui était déjà connu.

Hannah (1954) a réalisé une thèse de doctorat sur la pétrologie de la "Série de Macquereau". Il y présente une description détaillée de la pétrographie des roches. Cependant, ses unités, basées sur la couleur, ont été contredites par Ayrton (1964 et 1967).

Arbour (1962) a réalisé une thèse de maîtrise sur le contact Maquereau - Mictaw. Elle comprend la pétrographie détaillée des unités du Groupe de Maquereau de ce secteur.

Sanschagrin (1962) n'a cartographié que la limite extrême-est du Groupe de Maquereau, là où il est recouvert en discordance angulaire par les roches de la Formation de Bonaventure (voir carte hors texte).

Ayrton (1964 et 1967) a été le dernier à étudier ce groupe en détail. Il l'a divisé en 3 formations qui sont, de la plus ancienne à la plus récente: la Formation de Chandler, la Formation de Port-Daniel et la Formation de Newport. Sa thèse de doctorat (1964) porte sur l'analyse structurale des roches du Maquereau. Pour expliquer les déformations observées dans ces roches, il postule l'existence d'une déformation pré-taconique qu'il nomme orogenèse gaspésienne. Toujours selon cet auteur la région de Chandler - Port-Daniel a subie l'orogenèse taconique à la fin de l'Ordovicien moyen ou au début de l'Ordovicien supérieur. Le Groupe de Mictaw, daté de l'Ordovicien moyen, est plissé par les orogenèses taconique et acadienne, cette dernière déformant du même coup l'ensemble des roches siluro-dévoniennes du Synclinorium de la baie des Chaleurs.

Notons enfin les travaux de Bourque & Lachambre (1980) au sud-ouest de notre région; ceux-ci ont étudié les roches du Synclinorium de la baie des Chaleurs dans le but d'en faire la stratigraphie détaillée.

REMERCIEMENTS

Nous tenons à remercier Pierre St-Julien professeur à l'université Laval, pour ses visites sur le terrain et pour les suggestions qu'il a apportées lors de cette étude. Nous remercions aussi Serge Biron, du ministère de l'Energie et des Ressources, pour l'intérêt qu'il a porté à nos travaux et pour ses nombreux commentaires qui ont facilité la rédaction du texte final.

GÉOLOGIE GÉNÉRALE

La Gaspésie fait partie de la chaîne des Appalaches. On peut la subdiviser, du nord au sud, en quatre grandes unités structurales: le Super-Groupe de Québec, le Synclinorium de Gaspé-Connecticut Valley, l'Anticlinorium Aroostook-Percé et le Synclinorium de la baie des Chaleurs (voir figure 2).

Le Super-Groupe de Québec, représente la bande la plus septentrionale et est constitué de roches cambro-ordoviciennes appartenant à la Formation de Cloridorme et aux groupes de rivière Matane et de Shickshock (Ollerenshaw, 1967). Au sud, cette bande est recouverte en discordance angulaire par les roches siluro-dévoniennes du Synclinorium de Gaspé - Connecticut Valley. Plus au sud, on trouve les roches de l'Anticlinorium Aroostook - Percé (Béland et al., 1979) qui sont d'âge Ordovicien supérieur. Cette bande est elle-même limitée par celle du Synclinorium de la Baie des Chaleurs qui occupe la partie méridionale de la Gaspésie. On y retrouve des roches siluriennes et dévoniennes basales recouvertes localement par la Formation de Bonaventure, d'âge Carbonifère.

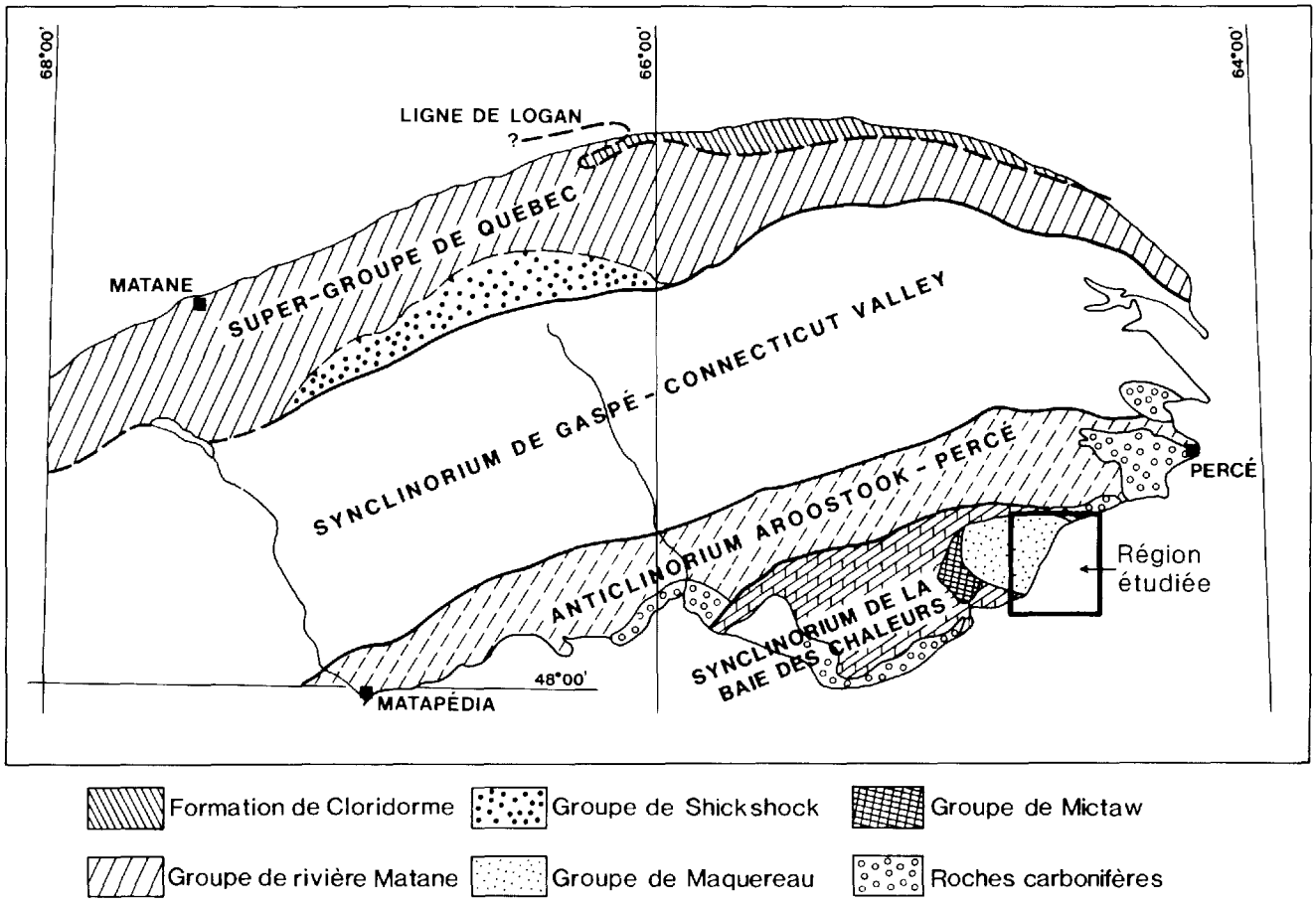


FIGURE 2 - Carte géologique schématique de la péninsule gaspésienne (modifiée d'après St-Julien & Hubert, 1975).

Le Groupe de Maquereau, qui englobe la majorité des roches de la présente étude, constitue un bloc d'âge Cambrien inférieur (Hannah, 1954) ou pré-Ordovicien moyen (Ayrton, 1964 et 1967); il limite le Synclinorium de la Baie des Chaleurs dans son extension orientale. De forme grossièrement arrondie, ce bloc est délimité principalement par des failles (voir Ayrton 1967 et Bourque & Lachambre, 1980). Au nord, il est en contact de faille normale avec la Formation de West Point (Bourque & Lachambre 1980); cette dernière formation est équivalente au Groupe de Raudin d'Ayrton (1964 et 1967). A l'ouest, il est également en contact de faille avec les roches du Groupe de Mictaw. Dans la partie sud de la carte, le Groupe de Maquereau est recouvert, en discordance angulaire, par la Formation de l'Anse Cascon (Bourque & Lachambre, 1980) tandis que dans le coin nord-est il est recouvert par la Formation de Bonaventure.

Ayrton (1964 et 1967) a défini trois formations dans le Groupe de Maquereau. Ce sont, de la base au sommet, les formations de Chandler, de Port-Daniel et de Newport. Nous les avons reconnues dans notre région tout en proposant quelques modifications (tableau 1). D'après nous, le contact entre les formations de Newport et de Port-Daniel est marqué par des failles de chevauchement et non par une discordance angulaire. Toutefois, l'absence de fossiles nous empêche de dater les deux formations et de savoir si elles sont stratigraphiquement équivalentes.

Notre interprétation structurale de la région montre des plis, des failles normales et des chevauchements (voir carte hors texte). Ces derniers correspondent à trois nappes de charriage qui englobent la Formation de Newport. Nous les avons appelées, de façon informelle: nappe de Grand-Pabos-Ouest, nappe de la route des Hardy et nappe du ruisseau à la Jaunisse. La première se trouve immédiatement à l'ouest du village de Grand-Pabos-Ouest; la seconde a été cartographiée partiellement le long de la route des Hardy; et la dernière, traversée par le ruisseau du même nom, affleure à moins de 1 km au NW de Newport.

DESCRIPTION DES UNITÉS

GROUPE DE MAQUEREAU

Ce groupe englobe la majorité des roches de notre région. On y retrouve les trois formations définies par Ayrton (1964 et 1967): le Chandler, le Port-Daniel et le Newport.

FORMATION DE CHANDLER (unité 1)

La coupe type de cette formation est située entre les deux quais de Chandler, le long du rivage de la baie des Chaleurs. A cet endroit, l'affleurement représentatif est composé de grauwackes vertes et rouges, à grain moyen, formant des lits de 3 mm à 40 cm d'épaisseur dans lesquels viennent s'intercaler des bandes et des lamines ferrugineuses, mauves ou violacées et riches en hématite. Ces grauwackes montrent des stratifications entrecroisées dans des lits de 10 à 40 cm d'épaisseur à polarité sédimentaire normale. Les bandes ferrugineuses, souvent discontinues, sont distribuées régulièrement dans la séquence. Elles ont des épaisseurs qui varient de quelques millimètres à 1 cm et se composent presque essentiellement d'hématite et de quartz. Ces bandes représentent environ 1% de l'épaisseur stratigraphique totale de l'affleurement.

Dans cette coupe type, les

TABLEAU 1 - Sommaire des formations.

Pléistocène		Till, sable, gravier	
Discordance angulaire			
Carbonifère		Formation de Bonaventure (unité 5)	Conglomérats, grès, shales
Discordance angulaire			
Siluro-Dévonien		Groupe de Chaleurs (unité 4)	Grès, calcaires, shale, mudstones
Discordance angulaire			
Cambro-Ordovicien	GROUPE DE MAQUEREAU	Formation de Newport (unité 3)	Roches vertes (dykes ?) Grès arkosiques rouges et verts avec des niveaux à hématite Arkoses vert moyen ou vert foncé Arkoses gris-rosé Ardoises rouges
		- - - - - FAILLE DE CHEVAUCHEMENT - - - - - -	
		Formation de Port-Daniel (unité 2)	Roches vertes (dykes ?) Grès arkosiques verts; grès gris; grauwacke à quartz bleu; ardoises rouges, vertes et mauves. Quartzites gris clair à blancs avec des grès brun-rouge; un peu d'ardoises rouges et vertes Quartzites gris moyen; ardoises rouges, vertes et gris foncé Quartzites gris moyen et ardoises rouges
		Formation de Chandler (unité 1)	Grauwackes vertes et rouges avec de minces lits ferrugineux mauves ou violacés

grauwackes sont chenalisées à trois endroits. Ces chenaux, d'une largeur pouvant atteindre 2 m, sont remplis de paraconglomérats (voir figure 3). Les fragments conglomératiques sont à prédominance de shale rouge ou de blocs hématitiques. Les fragments de shale rouge (figure 4A) sont anguleux ou elliptiques et mesurent 3 à 10 cm de longueur et 5 mm à 2 cm d'épaisseur. La matrice est vert pâle et montre des cristaux de quartz en relief dans une pâte fine vert moyen. Les conglomérats à blocs hématitiques (figure 4B) présentent des fragments arrondis qui mesurent 3 à 5 cm de diamètre; ils peuvent aussi renfermer des blocs de 20 cm de diamètre composés d'hématite et de quartz et des blocs anguleux d'ardoise rouge (30 cm x 10 cm). La matrice est riche en cristaux de quartz de 1 à 3 mm de diamètre.



FIGURE 3 - Chenal de paraconglomérat (à droite) dans des grauwackes de la Formation de Chandler.

En lame mince les grauwackes de la Formation de Chandler contiennent environ 90% de quartz dont 10% se pré-

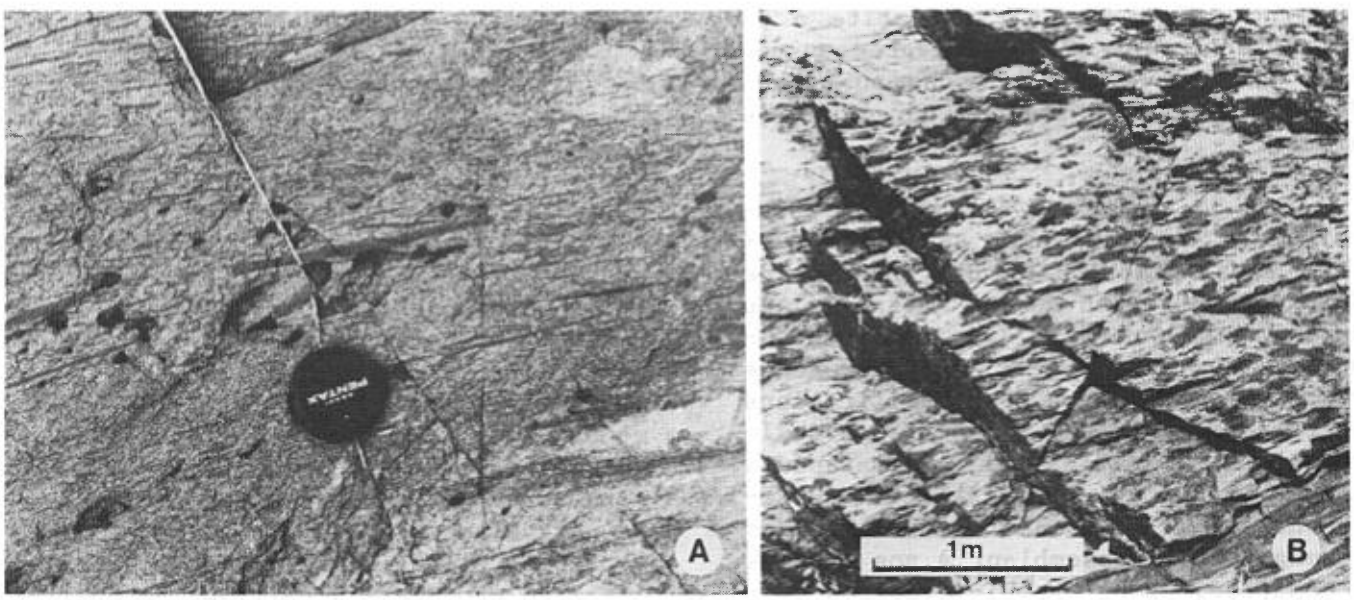


FIGURE 4 - Fragments et blocs dans des paraconglomérats de la Formation de Chandler.
A - Fragments de shale rouge dans une matrice quartzeuse; lits tronqués dans le coin inférieur droit de la photographie. Vue rapprochée de la figure 3.
B - Paraconglomérat à blocs hématitiques.

sentent en gros cristaux (0,5 à 1,4 mm) qui baignent dans une matrice quartzeuse à grain fin (0,1 à 3 mm). La séricite peut représenter 5 à 35% de la matrice. La foliation principale, évidente sur le terrain, n'apparaît presque pas en lame mince.

L'aspect de la Formation de Chandler est variable. Ainsi, au NE de la coupe type, nous retrouvons des grauwackes vertes, massives, qui présentent localement des lamines rouges ou violacées composées surtout d'hématite. Dans ce secteur les roches hématitiques sont moins abondantes et représentent moins de 1% de la séquence. Là encore, la présence d'hématite dans les lits de grauwacke a servi de critère pour correler ces roches à la Formation de Chandler.

L'origine de cette formation est encore mal connue. La présence, dans un conglomérat, de fragments contenant jusqu'à 30% d'hématite suggère un milieu de formation particulier, de type continental, où cet oxyde de fer pouvait sédimenter (Friedman & Sanders, 1978). Par la suite, l'hématite a pu être transportée et résédimentée en eau plus profonde. Nous n'avons pu cependant localiser la région source de ces blocs.

La Formation de Chandler pourrait être corrélée avec certaines unités stratigraphiques du Groupe de Shickshock (région du lac Matapédia) ou du Groupe d'Oak Hill (région de Drummondville). En effet, des grauwackes vertes montrant des stratifications entrecroisées et des fragments de shale rouge sont visibles au lac Matapédia dans le Groupe de Shickshock (Ollerenshaw, 1967). Des roches à lamines de magnétite, ressemblant à nos lamines d'hématite, sont aussi décrites par Globensky (1978) dans la Formation de Pinnacle du Groupe d'Oak Hill, laquelle affleure dans la région de Drummondville. D'après St.-Julien & Hubert (1975), ces unités sont d'âge Cambrien inférieur.

Ayrton (1967) a placé la Formation de Chandler à la base de la stratigraphie en raison de son "aspect plus ancien" et faute d'évidences sur l'âge relatif des formations qui composent le Groupe de Maquereau.

FORMATION DE PORT-DANIEL (unité 2)

La Formation de Port-Daniel définie par Ayrton (1964 et 1967) doit son nom au canton du même nom. La zone principale d'affleurements, également la mieux exposée, est située à la pointe au Maquereau, où Ayrton a placé la localité type. Pour lui, cette formation regroupe "toutes les roches qui n'appartiennent pas nettement au Chandler ou au Newport" (Ayrton 1967).

Notre cartographie nous a permis de subdiviser cette formation en six unités qui sont surtout composées de quartzites gris, de grès, de grauwackes et de niveaux d'ardoises rouges.

Unité 2a

L'unité 2a affleure à Grand-Pabos-Ouest, à moins de 1 km au nord de la baie Saint-Hubert. Son épaisseur est de l'ordre de 400 m en supposant un pendage constant des strates.

Cette unité comprend des quartzites gris moyen, en lits de 40 cm ou plus, interlités d'ardoises rouges, en bancs de 8 à 30 cm d'épaisseur. Les quartzites sont plutôt massifs et traversés par de petites veines de quartz. La granulométrie de ces roches est variable; elle peut atteindre 1 cm dans des grès grossiers à cailloux de quartz laiteux et 0,3 mm pour des grains de moindre diamètre. La proportion d'ardoise rouge entre les lits de quartzites est faible et non quantifiable.

Unité 2b

Les affleurements de cette unité sont situés au sud de la baie Saint-Hubert, au NE de Grand-Pabos-Ouest. L'unité est en contact, au nord comme au sud, avec l'unité 2d. En supposant un pendage constant des couches, son épaisseur serait d'environ 400 m.

L'unité 2b comprend des quartzites gris pâle à gris moyen, en lits de 30 à 50 cm et des niveaux d'ardoises gris foncé, rouges et vertes. La proportion d'ardoises (30% de l'épaisseur totale de l'unité) est supérieure à ce que l'on trouve dans l'unité 2a. La granulométrie des quartzites varie de 0,5 à 0,25 mm de diamètre. Elles montrent localement une teinte verte qui est probablement attribuable à une certaine proportion de séricite entre les particules clastiques.

Unité 2c

L'unité 2c affleure au NW de Pabos Mills, en contact concordant avec des roches de l'unité 2e. Son extension vers l'ouest est limitée par la nappe de Grand-Pabos-Ouest, qui appartient à la Formation de Newport. Elle a une épaisseur de l'ordre de 400 à 500 m.

Cette unité est composée de quantités égales de quartzites gris clair à blancs, localement rosâtres, et de grès brun-rouge très altérés; elle comprend aussi un peu d'ardoises rouges et vertes.

Les quartzites se présentent localement en lits de 30 à 40 cm d'épaisseur, mais le litage n'est généralement pas observable, beaucoup d'affleurements étant recouverts de blocs soulevés et désagrégés par le gel. La roche, à grain fin (1 mm ou moins), est souvent recoupée par des veines de quartz de moins de 1 cm d'épaisseur.

Les grès brun-rouge sont fortement limonitisés, ce qui masque la couleur originelle de la roche. La principale caractéristique de ces grès est la présence de cristaux de quartz de 1 à 2 mm de diamètre dans une matrice plus fine. Ces phénoclastes forment environ 5% de la roche.

Unité 2d

L'unité 2d regroupe la plus grande partie des roches de la Formation de Port-Daniel. Elle affleure entre les localités de Grand-Pabos-Ouest et de Gascons-Est et comprend les lithologies suivantes: grès arkosiques verts, grès gris, grauwacke à quartz bleu et ardoises rouges, vertes et mauves.

La plupart des lits de grès ou de grauwacke ont des épaisseurs qui varient entre 10 cm et 1 m. Quelques lits ont des épaisseurs supérieures; ils atteignent 2 ou 3 m, mais ne comptent que pour 1% ou moins de l'épaisseur totale de la séquence. Les lits d'ardoise représentent moins de 10% de l'unité. Bien que rares dans le secteur de la pointe au Maquereau, ces lits d'ardoise montrent généralement des épaisseurs qui varient de 1 à 20 cm et peuvent atteindre un maximum de 2 m.

Un lit de grès typique de cette unité est caractérisé par 5 à 10% de phénoclastes de quartz (1 à 3 mm de diamètre) baignant dans une matrice grise ou verte, à grain fin. La couleur de la matrice dépend de la proportion de chlorite et de muscovite.

Les roches de cette unité sont recoupées par une ou deux foliations dont une est parallèle à la stratification. A la pointe au Maquereau, parallèlement à la foliation et à la stratification, on trouve des bandes de roches granitoïdes qui viennent s'injecter entre les lits de roches clastiques. Ces niveaux sont surtout composés

de quartz et de feldspath potassique rose et montrent des taches de biotite; leur granulométrie est moyenne à grossière. Ils affleurent à l'extrémité sud-ouest de la carte, près du contact entre la Formation de l'Anse-Cascon (Bourque & Lachambre, 1980) et celle de Port-Daniel.

En lame mince, la proportion des grains de quartz dans les lits de grès verts varie généralement de 60 à 95%, une bonne partie de ceux-ci se retrouvant dans la matrice. Cependant, les échantillons provenant de la pointe au Maquereau montrent une recristallisation plus avancée du quartz, ce qui complique la distinction entre les phénoclastes broyés et recristallisés et les grains de la matrice. Ces clastes grossiers sont souvent bien arrondis et se présentent dans une matrice plus fine et recristallisée qui montre un alignement des phyllosilicates.

Unité 2e

L'unité 2e affleure surtout au sud de la pointe de Pabos-Mills. Les roches présentent les mêmes caractéristiques lithologiques que celles de l'unité 2d. Elles s'en distinguent cependant par une limonitisation très poussée qui ne permet pas d'identifier leur couleur originelle.

Unité 2v

L'unité 2v comprend des roches vertes (dykes ?) qui affleurent dans la Formation de Port-Daniel. Les principaux affleurements sont localisés dans le secteur de l'anse à Blondel.

La roche, généralement massive, est localement recoupée par de petites veines de quartz-épidote, de quartz ou de carbonate. En bordure de l'anse à Blondel elle montre une texture porphyrique. Près de la pointe au Maquereau, ce faciès présente une faible foliation qui est visible au microscope.

En lames minces, les roches porphyriques de l'anse à Blondel présentent une saussuritisation poussée des phénocristaux de plagioclase. Sur l'échantillon, les phénocristaux (0,5 à 1 cm de diamètre) sont de teinte blanc rougeâtre et montrent une texture idioblastique à subidioblastique. La matrice est aussi constituée de cristaux de plagioclase qui sont cependant trop altérés pour en déterminer la composition. Par contre, les lames minces provenant des échantillons de la pointe au Maquereau montrent une recristallisation plus forte où la texture primaire n'est pas conservée et où la chlorite et la trémolite sont orientées pour donner une foliation.

A notre avis, la position stratigraphique de cette unité reste incertaine, mais nous croyons que ces bandes de roches vertes pourraient représenter des dykes basiques ou intermédiaires qui se sont introduits dans l'unité 2d. A ce sujet, Ayrton (1967) mentionne des forages implantés sur certains affleurements de l'anse à Blondel, qui ont traversé entre 10 à 20 cm de roches vertes. Cependant, au niveau actuel de l'érosion, ces bandes sont très difficiles à suivre en affleurement et semblent discontinues. De plus, elles ne donnent pas de patrons anomaliques caractéristiques nous permettant de les repérer sur la carte aéromagnétique (M.R.N., 1974).

FORMATION DE NEWPORT (unité 3)

La Formation de Newport, définie par Ayrton (1964 et 1967), tire son nom du canton de Newport. La localité type se situe à environ 350 m à l'ouest de la route 132, à proximité du lac Blanc (voir carte hors texte). D'après cet auteur, le Newport recouvre en dis-

cordance angulaire la Formation de Port-Daniel. Ayrton décrit la coupe type comme ayant un membre basal d'ardoise phylladique et un membre supérieur de grauwacke massive et quartzeuse, ce dernier faciès constituant l'élément lithologique dominant de la formation.

Nous croyons plutôt que le Newport est en contact de faille de chevauchement avec le Port-Daniel qu'il surplombe (voir la rubrique sur la géologie structurale). Les unités que nous avons cartographiées comprennent les lithologies suivantes: ardoises rouges; arkoses gris rosé; arkoses vertes; interstratification de grès arkosiques verts et rouges avec des niveaux à hématite; arkoses déformées; roches vertes (dykes ?).

Unité 3a

Cette unité est constituée d'ardoises rouge-sang, généralement très foliées et montre localement des bandes noires plus riches en hématite. Elle se trouve à la base des nappes de charriage du Newport et affleure à Grand-Pabos-Ouest en bordure de la route 132 et à 400 m au nord de Chandler-Ouest dans une zone de faille. A 3 km à l'ouest de Newport, sa présence est signalée par de nombreux blocs de shale rouge que l'on trouve en bordure de la route des Hardy.

L'épaisseur de cette unité est mal connue, puisqu'elle semble avoir servi de niveau de décollement pour des failles de chevauchement. Cependant, dans les parties non érodées, son épaisseur peut atteindre plus de 10 m.

En lame mince, un échantillon d'ardoise rouge montre environ 30% d'hématite sous forme de poussière (<0,01 mm), le reste étant constitué de cristaux de quartz, de chlorite et de séricite. Les phyllosilicates d'origine métamorphique sont très peu développés et certains micas (muscovite) montrent une texture oeillée. On remarque que les clivages de la muscovite sont courbés par la foliation principale de la roche. Ce minéral n'a donc pas été formé au cours d'une phase de déformation accompagnant le métamorphisme et est d'origine détritique.

Unité 3b

L'unité 3b est composée principalement d'arkose gris rosé et correspond au membre supérieur de grauwacke massive quartzeuse défini par Ayrton (1967). Elle affleure bien à l'ouest de Pabos-Mills, dans la coupe type du Newport où son épaisseur est d'environ 100 m et à 3 km à l'ouest de l'anse à Blondel, dans la nappe de la route des Hardy. Au nord de la rivière du Grand Pabos Ouest, trois autres bandes, intercalées dans les roches de l'unité 3c nous suggèrent que ce lithofaciès n'est pas restreint à la base du Newport.

Lorsque la stratification est visible, les arkoses gris rosé se présentent généralement en lits massifs de 50 cm d'épaisseur. Cette stratification est marquée par des flocons de shale rouge à la base des lits. Dans la coupe type du Newport, le litage peut être accentué par des lamines riches en hématite (figure 5), ou par des stratifications entrecroisées indiquant une polarité normale (figure 6).

La texture de ces arkoses est typiquement clastique. Dans la plupart des lames minces on observe des grains jointifs de quartz et de plagioclase dans une matrice de composition argileuse ou finement micacée. La proportion de plagioclase et de quartz est très variable, le premier (oligoclase et andésine) formant généralement plus de 20% de la roche et le second se présentant en cristaux arrondis ou anguleux. Les minéraux accessoires impor-

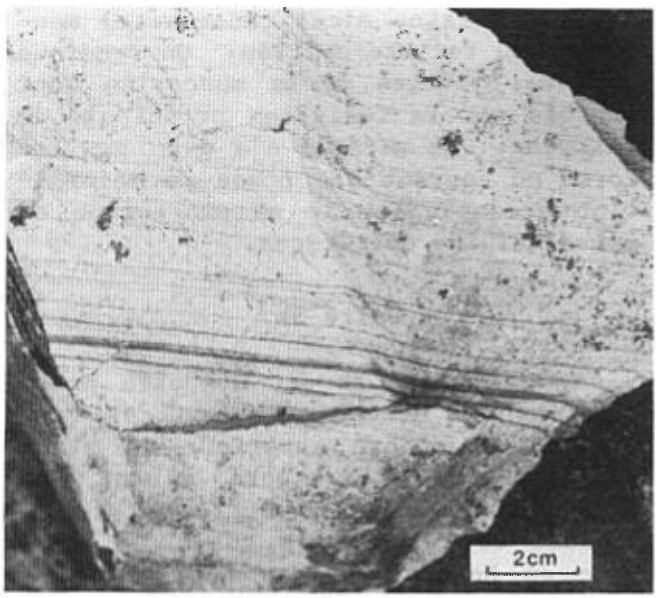


FIGURE 5 - Lamines riches en hématite dans un échantillon d'arkose de la Formation de Newport. Coupe type à l'ouest de Pabos-Mills.



FIGURE 6 - Stratifications entrecroisées dans des arkoses massives de la Formation de Newport. Coupe type à l'ouest de Pabos-Mills.

tants sont le zircon, la tourmaline, l'hématite, le sphène et, plus rarement, le rutile. Notons ici que la couleur gris rosé des arkoses est reliée à la concentration d'hématite dans la matrice de la roche.

D'après l'estimation des proportions de quartz, plagioclases, micas détritiques et minéraux accessoires, nous pensons que ces arkoses dérivent de l'érosion de roches métamorphiques appartenant aux faciès amphibolite et granulite. Cette hypothèse semble confirmée par la présence de plagioclase de composition acide à intermédiaire et par des fragments de perthite, myrmékite, muscovite, biotite et zircon dans les arkoses.

Le métamorphisme des arkoses n'a développé qu'une foliation très faible. En lame mince, celle-ci est marquée par des trainées de phyllosilicates qui croissent dans les zones protégées entre des cristaux résistants.

Unité 3c

L'unité 3c affleure principalement au SW de Grand-Pabos-Ouest et au nord et à l'ouest de Chandler. Elle est surtout composée d'arkoses vert moyen à vert foncé, à grain moyen (0,3 mm) ou grossier (1 à 2 mm), généralement massives et mal granoclassées. Ces arkoses sont localement interlitées avec des niveaux des unités 3b ou 3d. Son épaisseur pourrait atteindre plusieurs centaines de mètres, la présence de failles et de plis ne permettant pas de calculs plus exacts.

La stratification, lorsque visible, forme des bancs de 20 à 50 cm d'épaisseur qui sont séparés par de minces interlits d'ardoise ou par des lits clastiques plus grossiers. Ces lits de grès grossier ("grit") ont été observés sur un groupe d'affleurements localisé à 200 m à l'ouest de la rivière du Grand Pabos; il montrent des cailloux de quartz laiteux intercalés entre des lits d'arkose verte. A cet endroit, la base des bancs est localement marquée par des flocons de shale rouge.

Une section particulièrement massive de cette unité est visible dans une carrière - gravière située à 2 km au nord de l'embouchure de la rivière du Grand Pabos. A cet endroit, la stratification est indiquée par quelques lamines riches en hématite. Par contre, dans les affleurements situés à une centaine de mètres plus à l'est le litage est plus évident.

En lame mince, la plupart des échantillons d'arkose montrent 20% et plus de plagioclase, celui-ci pouvant constituer jusqu'à 50% de la roche. On observe aussi 60% et plus de cristaux de quartz qui montrent une extinction ondulante généralisée. Les grains de quartz sont sphériques et bien arrondis ou subsphériques et faiblement anguleux. Ceux de plagioclase sont presque toujours anguleux. Les minéraux accessoires sont le sphène, l'épidote, l'hématite et le zircon.

Les concentrations d'épidote et de sphène observées dans certaines lames donnent à la roche sa couleur vert pâle. Elles représentent l'altération de cristaux de plagioclase avant la déposition. Dans certains cas, cette altération est si forte qu'on observe une pseudomorphose du plagioclase par l'épidote et le sphène.

Les arkoses de l'unité 3c prennent une teinte vert foncé quand la proportion de chlorite de la matrice est importante. Dans ce cas, les feuillets de chlorite sont mal orientés et se forment dans les ombres de pression des gros cristaux.

Unité 3d

L'unité 3d est caractérisée par des grès arkosiques rouges ou verts interstratifiés en lits de 1 cm ou moins et montre localement des quantités mineurs d'arkoses gris rosé. Elle affleure principalement à l'ouest du lac Murphy en deux bandes de 20 à 30 m d'épaisseur. Sur la rive est du lac, elle forme une mince bande d'une épaisseur maximale de 5 m. Ailleurs, dans l'unité 3c, on remarque d'autres grès arkosiques qui pourraient appartenir à l'unité 3d mais dont l'extension est trop faible pour être cartographiable.

Les grès arkosiques verts montrent des lamines rouges à hématite, quartz et zircon. La couleur rouge des lits est attribuable à une répartition uniforme de l'hématite dans la roche. Lorsque ce minéral est concentré, il peut aussi former des lits minces (1 cm et moins) dans la séquence.

En lame mince, ces grès arkosiques montrent plus de 60% de quartz, en grains souvent bien arrondis, et 4 à 20% de plagioclase anguleux. Le zircon est un minéral accessoire associé aux bandes rouges, riches en hématite. Les bandes vertes contiennent beaucoup de sphène et d'épidote qui proviendraient de l'altération des plagioclases avant leur déposition. La matrice de la roche est homogène et non recristallisée.

Il existe une similitude entre les faciès à grès verts et ardoises rouges du Chandler (unité 1) et ceux du Newport (3d). En effet, les deux séquences montrent des lits et des lamines à hématite et des alternances de lits centimétriques verts et rouges. Il n'est donc pas impossible que ces deux unités fassent partie de la même formation. Pour le moment, nous ne pouvons certifier que la Formation de Chandler, telle que définie par Ayrton (1964 et 1967), fasse partie intégrante de la Formation de Newport, à cause de l'incertitude structurale qui règne dans la région de Chandler.

Unité 3e

Cette unité affleure dans la nappe de charriage du ruisseau de la Jaunisse, à moins de 1 km au NW de Newport. Elle comprend des grès arko-

siques et des arkoses caractéristiques du Newport mais dont la classification est incertaine, vu le manque d'affleurements et la déformation qui semble plus importante que dans les autres nappes.

Unité 3v

Les roches vertes ou dykes (?) de cette unité s'apparentent à celles de l'unité 2v. Elles affleurent au nord de Chandler et à l'ouest de Pabos-Mills sous forme de petites bandes ou d'amas au sein de l'unité 3c. La roche est aphanitique et vert foncé. Etant donné qu'on la trouve surtout dans le Newport, qu'elle est non foliée et généralement plus fraîche que celle de l'unité 2v, nous ne la classons pas avec le Port-Daniel comme l'avait fait Ayrton (1967).

En lame mince, la texture de la roche est subophitique ou intersertale, les clinopyroxènes (augite) remplissant les vides entre les plagioclases. Ces derniers ont une longueur de 0,4 mm, sont peu mâclés et ont une composition qui varie de l'albite à l'andésine (An_{30}).

Nous pensons qu'une partie de cette unité est représentée par des dykes de diabase (?). En effet, au nord de Chandler, à une centaine de mètres au nord-est de la carrière-gravière, nous avons cartographié une roche verte qui semble recouper les roches de l'unité 3c. A cet endroit, les roches sédimentaires encaissantes forment des cornéennes très dures et sont recristallisées sur quelques mètres d'épaisseur. Ce genre de métamorphisme de contact n'a pas été observé sur d'autres affleurements situés à proximité. Pour ces raisons, nous pensons qu'il s'agit d'un dyke introduit dans la séquence. Une roche semblable affleure à 700 m plus au nord, mais les relations avec les lithologies encaissantes sont inconnues.

GROUPE DE CHALEURS (unité 4)

L'unité 4 regroupe une partie des roches siluro-dévoniennes basales du Groupe de Chaleurs. Elle comprend des roches de la Formation de l'Anse Cascon (unité 4a) qui affleurent dans le coin SW de la carte et des lithologies de la Formation de West Point (l'unité 4b) que l'on trouve dans la partie NW, au nord de la faille de Raudin.

Au sud, du côté de l'anse à Pierre-Loiselle, la Formation de l'Anse Cascon recouvre en discordance angulaire le Groupe de Maquereau. D'après Bourque & Lachambre (1980), cette formation est surtout contituée d'arénite quartzeuse dont les particules, généralement arrondies, varient de moyennes à grossières. Ce grès chamois forme généralement des bancs épais, avec interlits schisteux de shale et de mudstone; on y observe fréquemment des lamines parallèles et entrecroisées de même qu'une forte bioturbation.

Au nord de la faille de Raudin, l'unité 4b comprendrait du clongomérat calcaire, des grès, du siltstone, des calcaires noduleux, des calcaires noirs et gris foncé et des ardoises vertes et grises appartenant à la Formation de West Point (Bourque & Lachambre, 1980).

ROCHES CARBONIFÈRES (unité 5)

L'unité 5 regroupe des roches carbonifères de la Formation de Bonaventure, laquelle repose horizontalement et en discordance angulaire sur les lithologies du Groupe de Maquereau. Cette unité affleure à l'extrémité NE de la carte et à Newport où elle forme une bande étroite qui longe la route 132.

A Newport, l'unité est essentiellement composée de conglomérats dont les blocs (3 à 20 cm de diamètre)

proviennent du Groupe de Maquereau sous-jacent (figure 7). Cependant, sur le chemin de la Débouche, dans le coin NE de la carte, l'unité est représentée par un conglomérat dont les blocs de calcaire proviennent probablement de la Formation de West Point.

Bien que l'unité 5 ne soit généralement pas plissée, elle montre localement une foliation qui est reliée à la proximité de failles. Cette foliation est visible sur la route de Pellegrin, au nord de Chandler, là où un affleurement de conglomérat côtoie l'unité 3v.

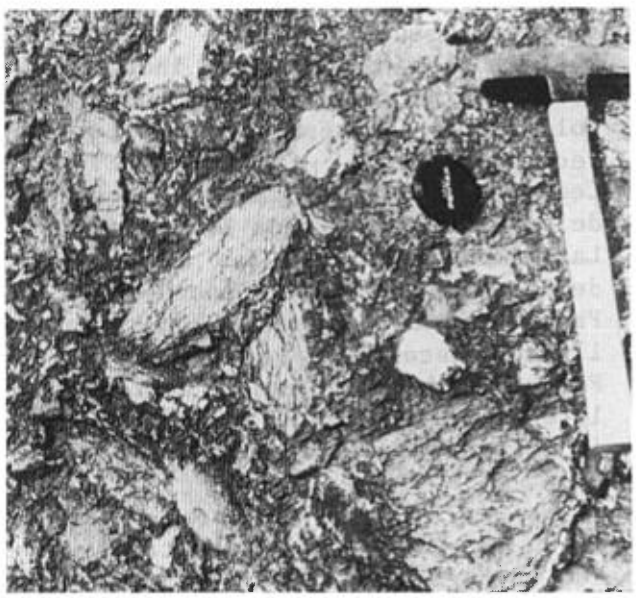


FIGURE 7 - Conglomérat de la Formation de Bonaventure (unité 5) à Newport.

DISCUSSION

Etant donné que nous n'avons pas trouvé de fossiles lors de la cartographie de la région, nous n'avons pu vérifier la chronostratigraphie des trois formations qui composent le Groupe de Maquereau, telle que définie par Ayrton (1964 et 1967). Celui-ci avait placé la Formation de Chandler à la base de sa stratigraphie en s'appuyant sur son "aspect plus ancien" (Ayrton 1967, p. 13). Nous avons constaté que cette formation a cependant des affinités avec le Newport. En effet, les grauwackes vertes et rouges interlitées de minces bandes hématitiques se retrouvent dans les deux formations (unités 1 et 3d). Le fait que les roches au quai de Chandler soient plus foliées que celles que l'on trouve ailleurs dans le Newport n'implique pas nécessairement qu'elles appartiennent à une unité différente; elles pourraient simplement avoir évolué différemment.

Les relations d'âge entre les formations de Port-Daniel et de Newport sont vagues. On croit que le Newport recouvre en contact de faille de chevauchement le Port-Daniel. Ceci pourrait signifier que le Newport puisse être du même âge ou plus vieux que le Port-Daniel et qu'il pourrait représenter un faciès proximal de la Formation de Port-Daniel. On peut également penser que lors de l'ouverture de l'océan Iapatus (Williams, 1979), l'érosion de roches hautement métamorphiques a donné naissance aux sédiments de la Formation de Newport. Ensuite, avec l'effondrement du bassin, il y a eu sédimentation en eau plus profonde et déposition de turbidites moins massives (Formation de Port-Daniel). Plus tard, au cours de l'orogène taconique, les roches du Port-Daniel auraient été déformées et plissées sous forme d'une nappe. Cette nappe aurait été recouverte par les nappes qui constituent le Newport (nappe de Grand-Pabos etc.).

MÉTAMORPHISME

On peut diviser la région en trois domaines métamorphiques: la Formation de Bonaventure, le Groupe de Chaleurs et le Groupe de Maquereau.

La Formation de Bonaventure (unité 5), d'âge Carbonifère et qui repose en discordance angulaire sur les groupes de Maquereau et de Chaleurs, n'a pas été affectée par des déformations régionales. Elle est essentiellement horizontale et non métamorphisée.

Le Groupe de Chaleurs (unité 4) a subi une déformation acadienne (voir Bourque & Lachambre, 1980), mais les sédiments qui le composent ne présentent pas de caractères véritablement métamorphiques.

Le métamorphisme régional se manifeste de façon plus évidente dans les roches sédimentaires du Groupe de Maquereau (unités 1, 2 et 3). Malgré le fait que la Formation de Newport est souvent très massive et que le clivage y est souvent absent, les lames minces montrent des quartz à extinction roulante et de petites cassures. Ces observations témoignent d'un faible degré de déformation et de recristallisation.

La Formation de Port-Daniel semble plus métamorphisée que celle de Newport. Les foliations sont beaucoup plus marquées dans la plupart des lithologies et les phyllosilicates sont orientés parallèlement à la foliation. La matrice à grain fin ainsi que les grosses particules de quartz montrent une recristallisation. Cette déformation s'accentue de Chandler vers le sud. A la pointe au Maquereau, un échantillon de grauwacke présente une foliation marquée par de la biotite verte et un peu de chlorite. A 1,5 km plus au nord, on observe un affleurement de roche verte (dyke ?) qui montre des cristaux de chlorite et d'actinote bien orientés. L'épidote complète cet assemblage minéralogique qui est typique de la paragénèse albite - actinote - chlorite de Winkler (1974), pour le faciès des schistes verts.

Sur le plan qualitatif, le métamorphisme qui a affecté les roches du Port-Daniel affleurant à la pointe au Maquereau, est plus élevé qu'ailleurs. Cette affirmation se base sur les observations suivantes:

- Les lithologies sont plus indurées;
- Les textures originelles des roches volcaniques (dykes ?) ne sont plus reconnaissables;
- Ces roches montrent la seule présence de biotite connue dans la région;
- La recristallisation des minéraux et de la matrice est plus poussée;
- Près du contact avec la Formation de l'Anse Cascon, les sédiments de la Formation de Port-Daniel sont interlités avec des bandes de granitoïdes injectées parrallèlement à la foliation.

En conclusion, le métamorphisme de la Formation de Chandler est très faible, sauf pour les roches au quai de Chandler qui sont bien foliées. Celui de la Formation de Newport est lui aussi très faible; il se manifeste par de la séricite et un peu de chlorite. Celui de la Formation de Port-Daniel est plus élevé et montre des phyllosilicates bien orientés. Il pourrait correspondre au faciès inférieur des schistes verts dans le cas des roches volcaniques qui contiennent de l'épidote et de l'actinote, et à celui des schistes verts moyen pour les roches à biotite de la pointe au Maquereau.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

La région de Newport-Chandler se situe dans une zone complexe du point de vue de la géologie structurale. En effet, Ayrton (1964 et 1967) propose trois épisodes orogéniques correspondant aux orogénèses gaspésienne, taconique et acadienne. D'après cet auteur, l'orogénèse gaspésienne serait responsable de la déformation du Groupe de Maquereau avant l'Ordovicien moyen; l'orogénèse taconique aurait affecté les strates du Groupe de Mictaw (voir figure 2) à l'Ordovicien moyen, ces dernières contenant des blocs déformés et métamorphisés du Maquereau; enfin l'orogénèse acadienne aurait plissé les strates siluro-dévoniennes au Dévonien supérieur.

Dans ce chapitre nous ferons une brève étude structurale des diverses orientations des foliations et stratifications sans pouvoir préciser exactement l'âge des déformations.

Dans les paragraphes qui suivent, le terme de **foliation** désigne tout plan de rubanement développé au cours de la déformation dans des roches métamorphiques (Hobbs et al., 1976). Le terme de **schistosité** s'applique à des foliations marquées par des orientations préférencielles des phyllosilicates, avec ou sans ségrégations métamorphiques (Hobbs et al., 1976). Quant au terme **clivage**, il a le sens de clivage ardoisier tel que défini par Hobbs et al. (op. cit.).

DOMAINES STRUCTURAUX

Pour notre étude structurale nous avons divisé la carte en sept domaines structuraux (figure 8) correspondant aux régions suivantes:

- Formations de Chandler et de Newport à l'est de la rivière du Grand-Pabos (domaine 1);
- Formation de Newport comprise entre les rivières du Grand-Pabos et du Grand-Pabos-Ouest (domaine 2);
- Formation de Newport dans la nappe de Grand-Pabos-Ouest (domaine 3);
- Formation de Port-Daniel comprise entre la rivière du Grand-Pabos-Ouest et le ruisseau à Mon Rougeau (domaine 4);
- Formation de Newport de la nappe de la route des Hardy (domaine 5);
- Formation de Newport de la nappe du ruisseau à la Jaunisse (domaine 6);
- Formation de Port-Daniel au sud du ruisseau à Mon Rougeau (domaine 7).

DOMAINE 1

Ce domaine est caractérisé par un pli couché (voir carte hors texte) dont la structure a été interprétée sur les affleurements localisés entre les quais de Chandler. Ce pli, à plongement de 12 à 22° vers l'ouest dans une direction N255°, montre une schistosité axiale ondulante et à faible pendage, ce qui explique l'inconstance de l'orientation S_1. Au nord des quais nous n'avons pas observé de niveaux repères qui permettent d'interpréter d'autres axes de plis.

DOMAINE 2

Le domaine 2 se caractérise par des directions E-W de la stratification (S_0) et du clivage (S_1). Le pendage moyen de la stratification est de 55° sud, tandis que celui du clivage est de 65° dans la même direction. La lithologie monotone de cette formation peut cacher la présence de plis.

DOMAINE 3

La nappe de Grand-Pabos-Ouest est affectée par un synclinal dont la surface axiale est légèrement incurvée (voir carte hors texte). Celle-ci est

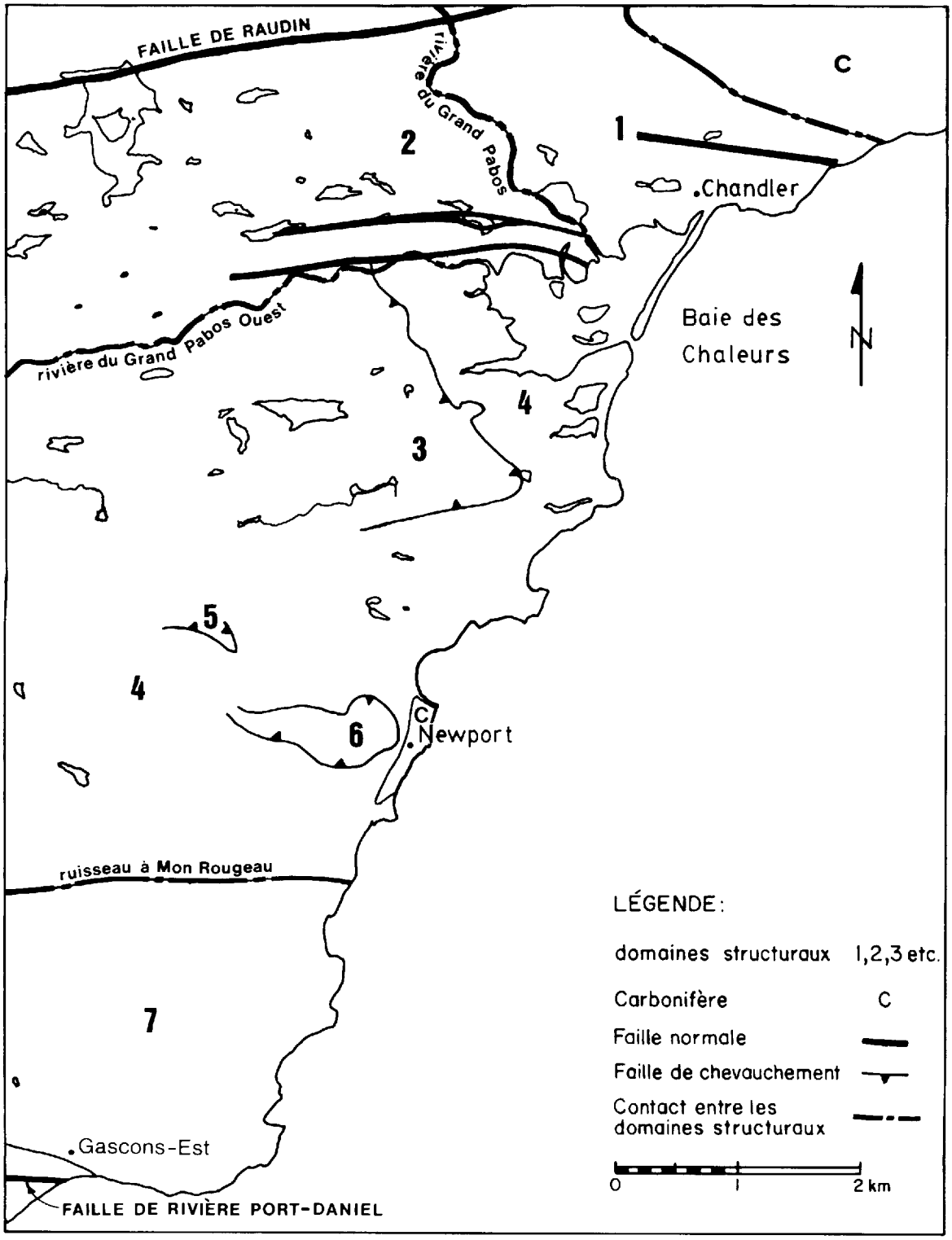


FIGURE 8 - Carte de localisation des domaines structuraux.

orientée N 300/78 NE dans la partie sud-est de la nappe et N 77/84 S dans sa partie ouest. Le flanc nord de ce synclinal a un pendage faible vers le sud ou le sud-ouest tandis que le flanc sud a un pendage fort vers le nord ou le nord-ouest. Une linéation mesurée dans la partie orientale de la nappe donne un plongement de 06°NW.

Un clivage tardif de fracture (S_2) orienté N 245/45 NW recoupe les strates du Newport à Pabos-Mills. Ce clivage, qui forme de petites fractures espacées de 0,5 à 0,75 cm, ne semble pas associé à des structures majeures de déformation.

DOMAINE 4

Ce domaine structural comprend plus de 9 km de côte où la roche affleure de façon presque continue; il représente la partie la mieux étudiée de la région.

Dans le secteur situé au nord de l'anse aux Canards, les roches de la formation de Port-Daniel sont caractérisées par des strates à pendage abrupt; plus au sud les strates ont un pendage faible à moyen (50° ou moins). Dans la zone comprise entre l'anse aux Canards et à l'anse de Newport, ces roches sont affectées par une série de plis mésoscopiques à faible plongement vers l'ouest ou le sud-ouest.

A l'anse aux Canards, une série de plis parallèles affecte la stratification (figures 9 et 10). Ces plis sont à faible plongement (L_1^0: 10 à 36°W) avec une attitude moyenne des plans axiaux de N 240/45 NW. A l'anse à Blondel, on observe deux phases de déformation qui se manifestent par les clivages S_1 et S_2. La seconde phase (S_2) produit des plis ouverts déversés vers le SE avec des longueurs d'onde de 1 à 2 m (figure 11). Le clivage axial S_2 a une orientation

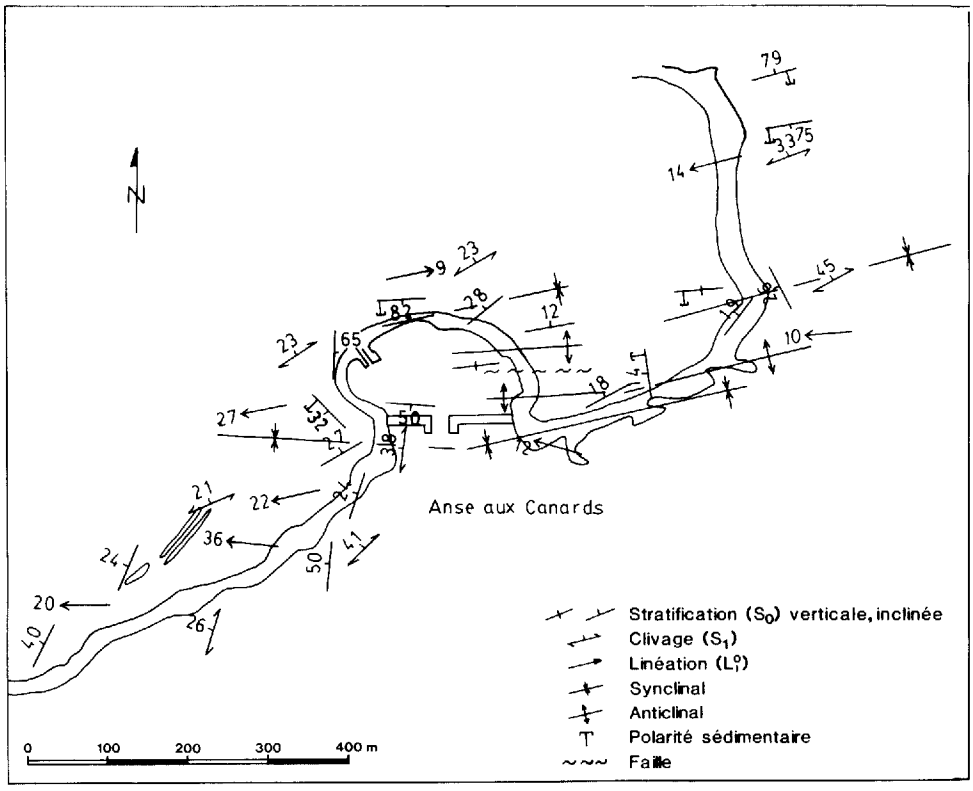


FIGURE 9 - Structure détaillée de la région de l'anse aux Canards.

moyenne N 230/40 NW. La figure 12 met en évidence les relations entre S_1 et S_2 dans ces strates déformées.

Dans le domaine 4, l'orientation très variable des éléments structuraux (S_0, S_1, S_2, L_1^0, etc.) et l'absence de niveaux repères dans les sédiments de la formation de Port-Daniel compliquent l'interprétation structurale.



FIGURE 10 - Anticlinal dans la Formation de Port-Daniel à l'anse aux Canards.

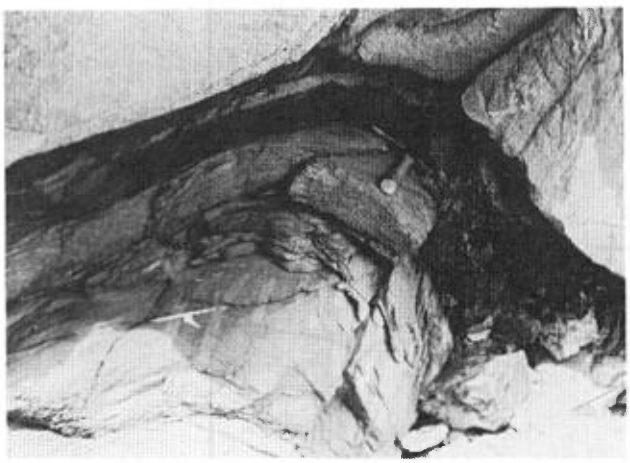
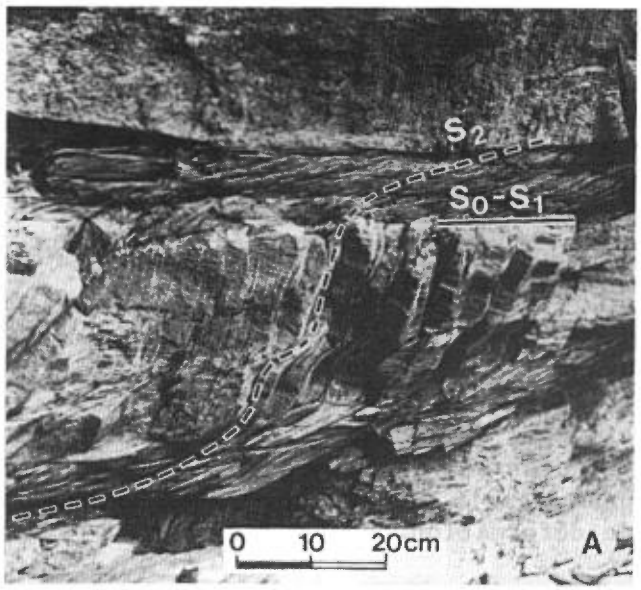


FIGURE 11 - Pli de deuxième phase affectant les roches de la Formation de Port-Daniel à l'anse à Blondel. Le crayon est parallèle à L_1^0 et le marteau est orienté suivant L_2^0.



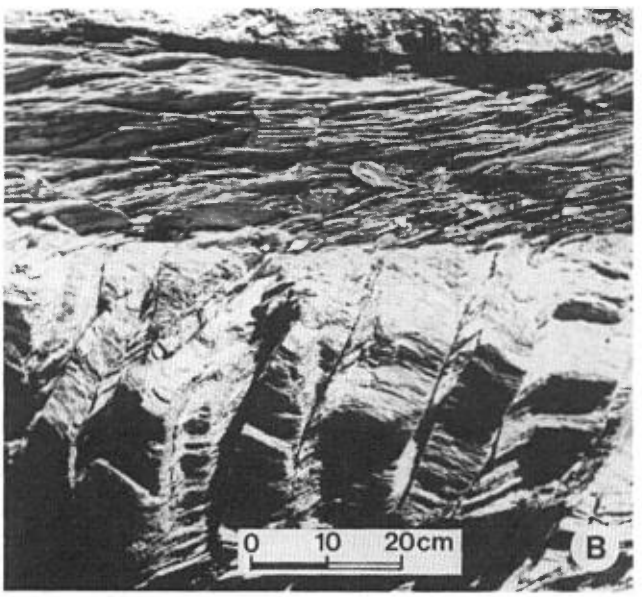


FIGURE 12 - Clivage de crénulation (S_2) réfracté dans des lits d'ardoise et de grès. Formation de Port-Daniel à l'anse à Blondel.

A - Le clivage (S_1) est subparallèle à S_0 tandis que S_2 est réfracté dans le lit de grès et devient subparallèle à S_1 dans les lits d'ardoise.

B - Vue rapprochée de A.

DOMAINE 5

Ce domaine est rattaché à la nappe de la route des Hardy qui est composée d'arkoses massives de la Formation de Newport. Cette nappe de charriage, dont la structure s'apparente à celle de la nappe de Grand-Pabos-Ouest, forme un petit synclinal dont le plan axial est orienté N-140° (voir carte hors texte).

DOMAINE 6

Ce domaine est représenté par la nappe du ruisseau à la Jaunisse, laquelle regroupe des roches qui ressemblent à celles de la Formation de Newport. La structure des affleurements montre des orientations variables de la schistosité et, au stade de notre étude, les relations tectoniques et stratigraphiques sont encore mal connues.

DOMAINE 7

Dans ce domaine, les roches de la Formation de Port-Daniel montrent une stratification (S_0) et un clivage (S_1) qui sont sub-parallèles et orientés E-W. Les strates ont un pendage subvertical et les linéations L_1^0 ont un plongement moyen de 25° vers l'est, ce qui contraste avec le domaine 4 où les plongements sont généralement vers l'ouest.

FAILLES

Dans la région de Chandler les failles appartiennent à deux catégories: les failles normales et les failles de chevauchement. La figure 13

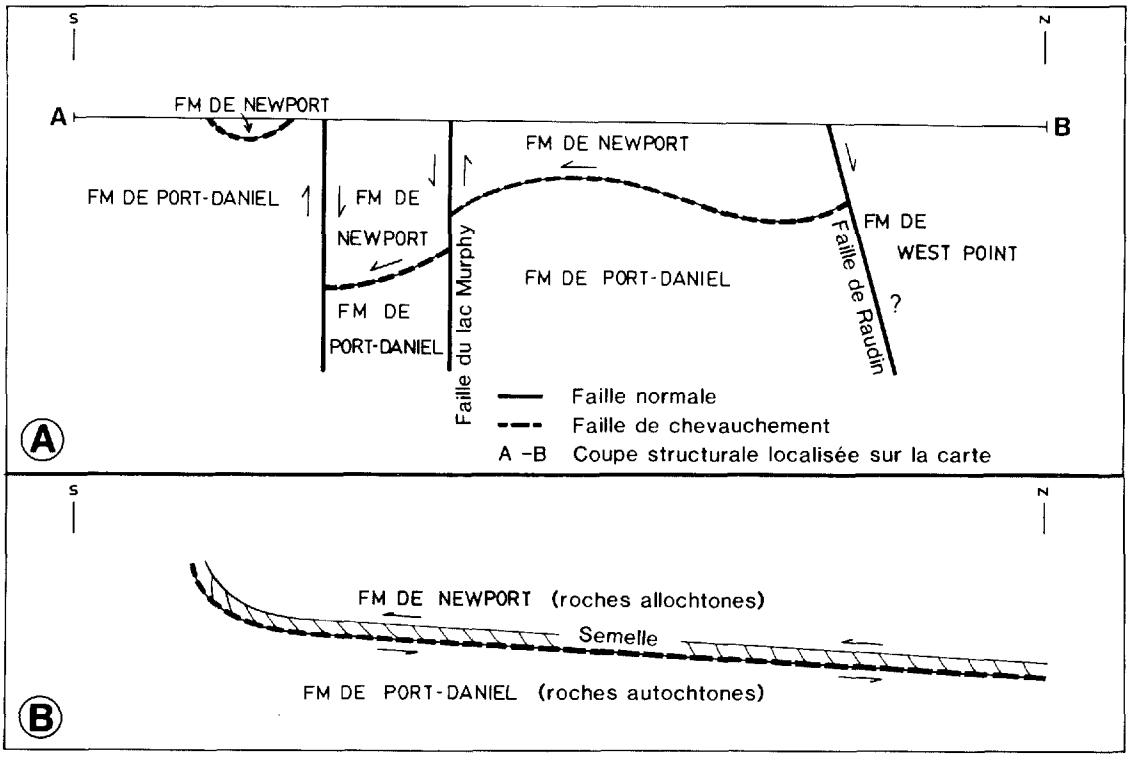


FIGURE 13 - Coupes schématiques des différents types de failles qui affectent les formations de la région de Chandler.
A - Vue en plan des failles normales et des failles de chevauchement suivant la coupe A-B.
B - Modèle de faille de chevauchement.

montre des coupes schématiques des divers types de failles qui ont affecté les roches de la région.

FAILLES NORMALES

Le Groupe de Maquereau est principalement limité par des failles normales: celle de Raudin, au nord de la carte, et celle de rivière Port-Daniel dans le coin SW de la région. Ces failles ont été localisées à partir de la carte de Ayrton (1967) et de nos propres observations sur photos aériennes et sur le terrain.

La faille de Raudin sépare les roches du Groupe de Maquereau, au sud, de celles de la Formation de West Point, au nord (Bourque & Lachambre, 1980). Cette faille normale, à rejet important, est responsable de l'effondrement du bloc nord qui comprend les roches du West-Point (figure 13a).

A l'intérieur du groupe de Maquereau nous avons reconnu plusieurs failles normales. Ainsi, au NE des quais de Chandler, près de la discordance avec les roches du Bonaventure (unité 5), nous avons cartographié une brèche de faille. Cette brèche carbonatisée (figure 14) montre des orientations erratiques de la stratification. Sur les photographies aériennes, elle est associée à un linéament de 5 km de longueur. Nous ignorons cependant le côté du bloc effondré.

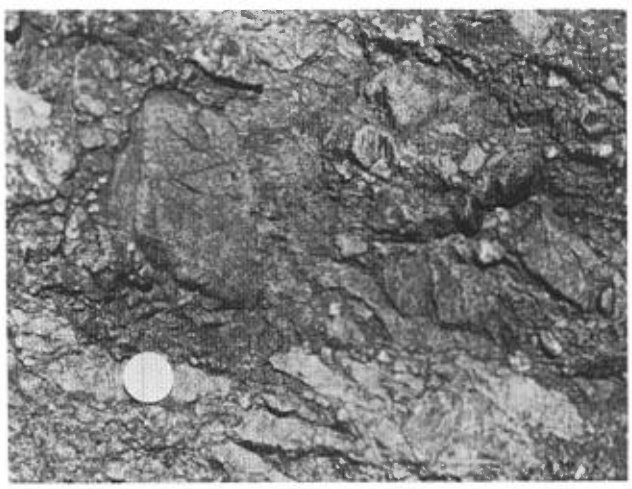


FIGURE 14 - Brèche de faille séparant les formations de Newport et de Chandler au NE de la ville de Chandler.

Deux autres failles normales parallèles ont été interprétées à proximité de Chandler-Ouest. La plus au sud suit approximativement la rivière du Grand-Pabos-Ouest; l'autre, que nous appelons faille du lac Murphy*, est située à 1 km plus au nord et se dédouble au niveau du lac Murphy où elle ceinture un copeau d'ardoise rouge (unité 3a). Ces ardoises pourraient provenir de la zone de décollement, suite à un fluage dans le plan de faille. Ces deux failles normales sont interprétées à partir des hypothèses suivantes:

- Les nappes de la Formation de Newport ont une semelle commune (figure 13b) qui a servi de surface de décollement. Celle-ci pourrait correspondre aux ardoises rouges de l'unité 3a.
- A Chandler-Ouest, le rejet vertical a été assez grand pour mettre en contact l'unité 2d du Port-Daniel, au sud, avec les arkoses des unités 3b et 3c du Newport, au nord;
- Ces failles sont parallèles à la faille de Raudin, laquelle montre un rejet vertical important du bloc nord.

En résumé, les failles normales de la région sont parallèles à la faille du Grand-Pabos-nord, celle-ci étant localisée à 2 km au nord de notre carte. Cette faille (hors carte) a été active jusqu'au carbonifère, car des conglomérats de la Formation de Bonaventure ont été foliés près de son contact. Ces observations nous amènent à postuler que la déformation du Groupe de Maquereau par failles normales est probablement d'âge Acadien.

* Appellation qui tient compte de la nouvelle toponymie du lac et qui correspond à la faille du lac Hunt de Ayrton (1967).

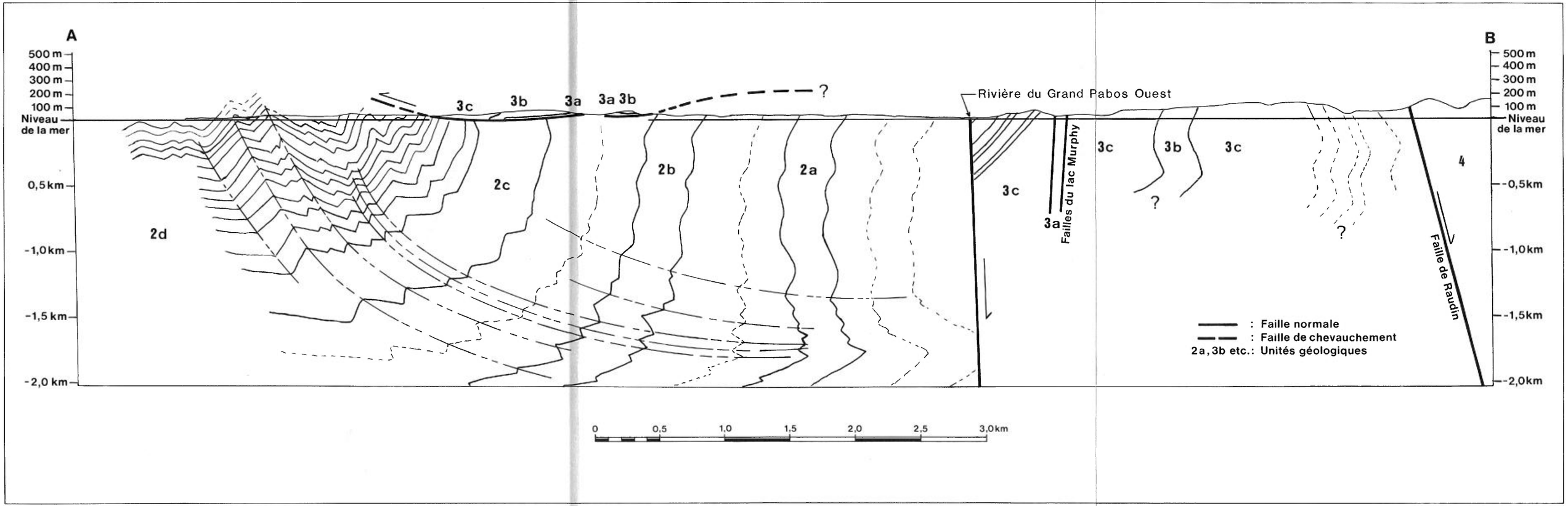


FIGURE 15 - Coupe structurale de la région à l'ouest de Chandler.

FAILLES DE CHEVAUCHEMENT

Les failles de chevauchement que l'on trouve à la base des nappes de charriage du Newport (figure 13 et carte hors texte) sont interprétées à partir des observations suivantes:

- A Grand-Pabos-Ouest, les ardoises rouges très déformées de l'unité 3a sont surmontées par des arkoses massives et non déformées de l'unité 3b;
- A l'ouest de Pabos-Mills, dans la coupe type du Newport, les quartzites de l'unité 2c du Port-Daniel sont recouvertes par des lits d'arkose à faible pendage du Newport;
- Le clivage axial qui traverse le synclinal de la nappe de Pabos-Mills n'affecte pas les strates du Port-Daniel.

CONCLUSIONS

La figure 15 montre une coupe structurale simplifiée, orientée N-S, qui résume assez bien nos connaissances actuelles sur les déformations qui ont affecté les roches à l'ouest de Chandler (voir localisation de la coupe sur la carte hors texte).

Notre étude du Groupe de Maquereau entre Chandler et Gascons-Est, nous amène à conclure que ce groupe est en fait constitué de deux formations: le Newport et le Port-Daniel. La Formation de Chandler, constituée d'arkoses riches en hématite, pourrait être équivalente à l'unité 3d du Newport. Cependant, étant donné l'absence de fossiles dans les roches du Groupe de Maquereau, nous ne pouvons pas être certain d'une telle hypothèse.

Le Newport et le Port-Daniel sont des formations qui ont les caractéristiques du faciès des turbidites. Dans le cas du Newport la roche est très massive. Par contre, le Port-Daniel montre des lits qui sont très souvent granoclassés et pourrait représenter des dépôts de turbidites proximales. Nous ne savons pas si ces deux formations sont équivalentes latéralement ou si l'une est plus vieille que l'autre. Pour cette raison nous ne pouvons déroger de la séquence stratigraphique de Ayrton (1964 et 1967).

Au nord du Groupe de Maquereau, la présence d'un graben où affleure la Formation de West Point (Bourque & Lachambre 1980), nous permet de croire que les failles normales sont généralement accompagnées d'un affaissement du bloc nord. C'est le cas de la Formation de Newport, qui montre un affaissement des blocs situés au nord de Chandler-Ouest (secteur de la faille du lac Murphy). Dans l'hypothèse où le Newport ne formait à l'origine qu'une seule nappe ayant l'unité 3a pour semelle, cet affaissement pourrait expliquer la disparition presque complète de l'unité 3a au nord de Chandler-Ouest (voir carte et figure 13).

Les roches du Groupe de Maquereau ont subi plusieurs phases de déformation. C'est le cas de la Formation de Port-Daniel, à l'Anse à Blondel, où deux phases de déformations interfèrent. Par ailleurs, sur la côte de la baie des Chaleurs, la présence de nombreux "kinks" aux orientations diverses peut représenter des structures mineures associées à la déformation tardive acadienne.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Le lecteur trouvera dans Ayrton (1967, p. 80 à 87) une description complète des travaux et découvertes minérales pour toute la région couverte par les groupes de Mictaw - Maquereau.

Dans la région de Chandler - Newport, nous n'avons pas observé de minéralisations importantes. Cependant, à l'anse à Blondel, nous avons trouvé un peu de pyrite dans des roches volcaniques. Au quai de Chandler, on peut observer de minces niveaux, riches en hématite. Ces niveaux sont intercalés dans des roches siliceuses. Une analyse chimique citée par Ayrton (1967) indique 79,33% de silice et 13,48% de fer. La zone d'affleurements, très restreinte, suggère un tonnage de faible envergure. Cette minéralisation a fait l'objet de rapports par T.C. Denis (1916) et McGerrigle (1942). Signalons enfin que la Formation de Newport est constituée de roches massives qui peuvent être exploitées comme blocs d'enrochement pour la construction de quais ou de routes. Plusieurs carrières de la région ont fourni de tels blocs pour les quais de Chandler et de Newport.

RÉFÉRENCES

(L'astérisque à la suite d'un millésime signale l'existence d'une traduction en français ou en anglais).

ALCOCK, F.J., 1927* - **La région cartographiée du Mont Albert.** Commission géologique du Canada; mémoire 144.

_____ 1935 - **Géologie de la région de la Baie des Chaleurs.** Commission géologique du Canada; mémoire 183; 165 pages.

ARBOUR, R., 1962 - **Géologie le long du contact Maquereau - Mictaw.** Université Laval, Québec; thèse de maîtrise, inédite, 70 pages.

AYRTON, W.G., 1964 - **A structural study of the Chandler - Port-Daniel Area, Gaspé Peninsula, Quebec.** Northwestern University, Evanston, Illinois; thèse de doctorat, inédite; 219 pages.

_____ 1967* - **Région de Chandler - Port-Daniel.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-120; 97 pages.

BÉLAND, J. - HUBERT, C. - DUCHARME, D. - THÉBERGE, R. - VEUVAT, G., 1979 - **Un segment de l'anticlinal d'Aroostook - Percé en Gaspésie, Québec.** Association géologique du Canada et Association minéralogique du Canada; réunion annuelle conjointe; programme et résumé, volume 4, page 39.

BOURQUE, P.A., - LACHAMBRE, G., 1980* - **Stratigraphie du Silurien et du Dévonien basal du sud de la Gaspésie.** Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; ES-30; 123 pages.

DRESSER, J.A. - DENIS, T.C., 1946* - **Péninsule de Gaspé** dans **Géologie du Québec.** Ministère des Mines du Québec; RG-20, volume II, pages 345-391.

ELLS, R.W., 1883* - **Report on exploration and surveys in the interior of Gaspé Peninsula and Prince Edward**

Island. Commission géologique du Canada; rapport de progrès pour 1880-81-82.

FRIEDMAN, G.M. - SANDERS, J.E., 1978 - **Principles of sedimentology.** J. Wiley & Sons (éditeurs).

GLOBENSKY, Y., 1978 - **Région de Drummondville.** Ministère des Richesses naturelles du Québec; RG-192, 107 pages.

HANNAH, G.J.R., 1954 - **Petrology of the Macquereau Serie.** Université Laval, Québec; thèse de doctorat, inédite; 141 pages.

HOBBS, B. - MEANS, W. - WILLIAMS, P.F., 1976 - **An outline of structural geology.** J. Wiley & Sons (éditeurs).

KINDLE, C.H., 1936 - **A Geologic map of Southeastern Gaspé.** The Eastern Geologist; volume no 1.

LOGAN, W.E., 1846 - **Rapport de progrès pour l'année 1844.** Commission géologique du Canada.

_____ 1963* - **Rapport sur la géologie du Canada.** Commission géologique du Canada; rapport de progrès jusqu'à 1863; 983 pages.

McGERRIGLE, H.W., 1942 - **Iron occurences in shore area, Bay of Chaleurs, East of Chandler, Pabos Seigniory, Gaspé Peninsula.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; service des Gîtes minéraux; rapport non publié.

M.R.N., 1974 - **Levé EM conventionnel, région de Newport.** Dighem Ltée; 5 cartes.

NORTHROP, S.A., 1939 - **Paleontology and stratigraphy of the Silurian rocks of the Port-Daniel - Black-Cape region, Gaspé.** Geological Society of America; special paper 21; 302 pages.

OLLERENSHAW, N.C., 1967* - **Région de Cuoq - Langis, Comtés de Matapédia et de Matane.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-121; 230 pages.

PARKS, W.A., 1930* - **Rapport sur le pétrole et le gaz dans la Province de Québec.** Service des Mines; rapport annuel pour l'année 1929, partie B.

_____ 1931 - **Geology of the Gaspé Peninsula.** Bulletin of the Geological Society of America; volume 42, pages 785-800.

ST-JULIEN, P. - HUBERT, C., 1975 - **Evolution of the Toconian Orogen in the Quebec Appalachians.** American Journal of Science; volume 274-A; pages 337-362.

SANSCHAGRIN, R., 1962* - **Région de la Grande-Rivière, comté de Gaspé-Sud.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-487; 9 pages.

SCHUBERT, C. - DART, J.D., 1926* - **Stratigraphy of the Port-Daniel - Gascons Area, Southeast Quebec.** Commission géologique du Canada; Bulletin 44, pages 35-58, 116-121.

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

WINKLER, H.G.F., 1976 - **Petrogenesis of metamorphic rocks (4e édition).** Springer-Verlag (éditeurs); 334 pages.

PRÉPARÉ PAR LE SERVICE DE LA GÉOINFORMATION