MB 85-30

GEOLOGIE DE LA REGION DE RICHMOND, CANTONS DE MELBOURNE ET DE DURHAM, COMTES DE RICHMOND ET DE DRUMMOND

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

Gouvernement du Québec
Ministère de l'Energie et des Ressources
Service de la Géologie

SÉRIE DES MANUSCRITS BRUTS

Géologie de la région de Richmond, cantons de Melbourne et de Durham (comtés de Richmond et Drummond)

R. Marquis

Ce document est une reproduction fidèle du manuscrit tel que soumis par l'auteur sauf pour une mise en page sommaire destinée à assurer une qualité convenable de reproduction.

1985

MB 85-30

Table des matières

Introduction

localisation

population et accès

travaux antérieurs

présents travaux

remerciements

Géologie générale

Groupe d'Oak Hill

Formation de Tibbit Hill

Formation de Pinnacle

Formation de Gilman

Formation de Dunham

Formation de Sweetsburg

Formation de Melbourne

Groupe de Caldwell

Unité ultramafique

Groupe de Stanbridge

Tectonique

Traits structuraux dominants

anticlinorium des monts Sutton

anticlinal du mont Pinnacle

Présentation des éléments structuraux

éléments structuraux planaires

éléments structuraux linéaires

Présentation des domaines structuraux

Conclusion

Géologie économique

Références

Liste des illustrations

Liste des tableaux

liste des illustrations

Figure 1	Carte de localisation géographique.
Figure 2	Carte géologique régionale (Williams & St-Julien, 1982).
Figure 3	Légende de la carte géologique régionale.
Figure 4	Formation de Tibbit Hill.
Figure 5	Carte structurale des cantons de l'est et du Vermont (Osberg, 1969).
Figure 6	Carte géologique de Richmond, d'après Osberg (1967).
Figure 7	Carte géologique de Richmond, d'après Marquis (1984).
Figure 8	Coupe géologique NO-SE près de Richmond.
Figure 9	Légende des figures 6-7-8-
Figure 10	Carte de localisation des domaines et sous-domaines structuraux.
Figure 11	Diagrammes de classification des plis mineurs.
Figure 12	Formation de Pinnacle, schistosité réfractée.
Figure 13	Formation de Gilman, pli déversé.
Figure 14	Formation de Sweetsburg, pli déversé.
Figure 15	Carte de localisation des indices minéralisés.
(en pochette)	Diagramme équiaires des domaines et sous-domaines structuraux.

Liste des tableaux

tableau 1 travaux antérieurs

tableau 2 tableau stratigraphique

tableau 3 tableau de corrélations

tableau 4 tableau des assemblages minéralogiques en fonction des lithologies

Introduction

L'auteur a commencé l'étude géologique de la région de Richmond durant l'été 1984, pour le compte du ministère de l'Energie et des Ressources du Québec. Ce travail fait partie d'un projet de doctorat qui comprendra trois campagnes de cartographie, de 1984 à 1986 inclusivement. Supervisé par les professeurs Jacques Béland et Walter Trzcienski, de l'université de Montréal, notre projet est consacré à l'étude d'une structure majeure des Appalaches du Québec: l'anticlinorium des monts Sutton.

Localisation

Le secteur des Appalaches où nous travaillons se trouve dans les cantons de l'est, à mi-chemin entre Drummondville et Sherbrooke (fig.1). La région cartographiée en 1984 occupe un territoire triangulaire limité au NE par la rivière St-François. La pointe nord de ce triangle possède les coordonnées suivantes: 45°44' latitude, 72°17'longitude.

Population et accès

La municipalité de Richmond, principale agglomération

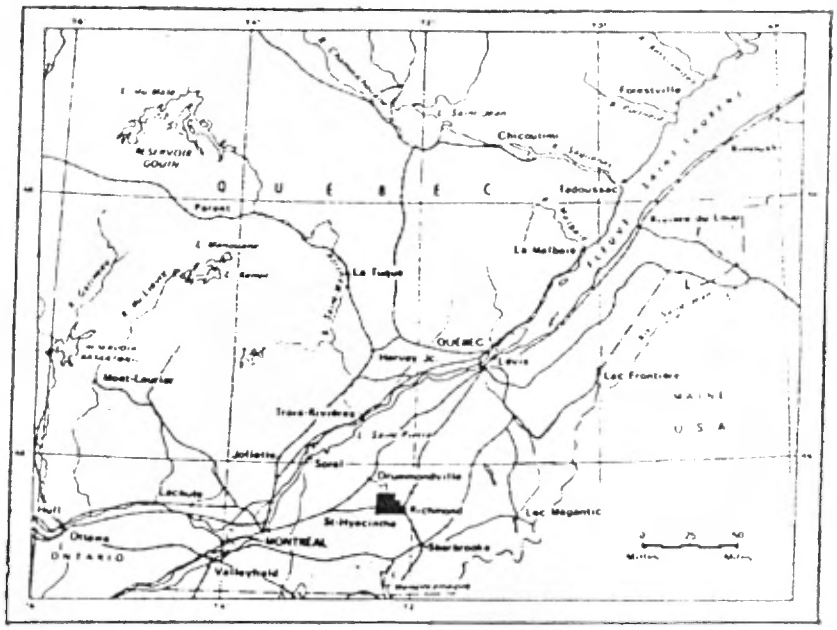


Figure 1: Carte de localisation géographique.
La partie noire indique la région étudiée.

urbaine de la région, compte environ 5000 habitants. Les activités de la ville sont axées sur la gare de triage du CN et sur l'existence d'une usine de chaussure. Construite sur la rive N de la rivière St-François, Richmond est reliée à la rive S par 2 ponts qui mènent à Melbourne, petite municipalité d'environ 1000 personnes.

Le village d'Ulverton est situé à l'intersection de la rivière Ulverton avec la route 143, dans la partie N de la région. Nous sommes également susceptibles de faire référence dans ce texte au lieu-dit de Lisgar, situé à l'intersection de la route 116 et du rang de Lisgar près de la limite ouest de la carte (fig. 2).

Les routes 55 et 116 constituent les principales voies d'accès depuis Montréal, Québec et Sherbrooke. Les routes 143 et 243 complètent le réseau des routes principales auxquelles viennent se greffer un grand nombre de chemins de graviers et de terre, bien entretenus, qui couvrent l'ensemble du territoire.

Travaux antérieurs

Les premiers travaux géologiques effectués dans les cantons de l'est remontent au siècle dernier, avec les relevés de W.E. Logan (1847), A.R.C. Selwyn (1883), et R.W. Ells (1897).

Depuis ce temps, l'intérêt envers la géologie des cantons de l'est ne s'est pas démenti, si bien qu'au fil des ans un grand nombre de chercheurs ont contribué à développer notre compréhension de la géologie des cantons de l'est. Leurs noms ainsi que leurs principales contributions ont été reportés sur le tableau 1.

Présents travaux

Au cours de l'été 1984, nous avons cartographié au 1:20,000, un terrain d'une superficie approximative de 100 km², situé dans les cantons de Melbourne et Durham (comtés de Richmond et Drummond). Entre le 30 mai et le 31 août plus de 700 affleurements ont été décrits.

Pour localiser nos affleurements nous avons eu recours à un jeu de photographies aériennes prises en 1979. Nous avons utilisé également les cartes topographiques mises à notre disposition par le service de la cartographie du ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, ainsi que les cartes aéromagnétiques publiées par les relevés géophysiques inc. (1979).

Tableau 1

Travaux antérieurs

AUTEURS	CONTRIBUTIONS
LOGAN, W.E. 1947, 1863	PREMIERE DESCRIPTION GEOLOGIQUE DES CANTONS DE L'EST.
SELWYN, A.R.C. 1883	RECONNAIT LA FORME ANTICLINALE DES MONTS SUTTON.
ELLS, R.W. 1887,1888	CARTOGRAPHIE LES CALCAIRES GRAPHITEUX DE RICHMOND.
HARVIE, R. 1911-1914	CARTOGRAPHIE LES ROCHES ULTRA-MAFIQUES DU SUD DU QUEBEC.
CLARK, T.H. 1934,1936	ETABLI LA STRATIGRAPHIE DE LA SERIE D'OAK HILL.
AMBROSE, G.W. 1942,1943	COMPILATION DES TRAVAUX DANS LA REGION DE MANSONVILLE.
CLARK, T.H. MC GERRIGLE, H.W., 1944	PRECISIONS SUR LA STRUCTURE DE LA SERIE D'OAK HILL.
DRESSER, J.A. DENIS, T.C., 1944	TRAVAIL DE COMPILATION.
FORTIER, Y.O. 1946	TRAVAIL DE COMPILATION.
COOKE, H.C., 1937 1950, 1952, 1955	CARTOGRAPHIE ET RECONNAISSANCE DE LA SERIE D'OAK HILL PRES DE RICHMOND.
CARTER, G.F.E. 1954	THESE DE MAITRISE SUR LA DOLOMIE DE DUNHAM.
COOKE, H.C.,ET AL. 1962	ELEVENT LA SERIE D'OAK HILL AU RANG DE GROUPE D'OAK HILL.
EAKINS, P.R., 1964 1964	CARTOGRAPHIE DU GROUPE D'OAK HILL, PRES DE SUTTON.
OSBERG, P.H. 1965,1967	ETUDE STRUCTURALE DU GROUPE D'OAK HILL, DE KNOWLTON A RICHMOND.
CLARK, T.H., ET EAKINS, P.R., 1968	PRECISIONS SUR LA STRATIGRAPHIE ET LA STRUCTURE DANS LA REGION DE SUTTON.
GLOBENSKY, Y. 1978	CARTOGRAPHIE DE LA REGION DE DRUMMONDVILLE.
CHARBONNEAU, J.M. 1975,1980	THESE DE DOCTORAT AU CONTACT ENTRE LES GROUPES D'OAK HILL ET DE STANBRIDGE, A L'OUEST DE COWANSVILLE.
PINTSON, H., ET AL. 1985	ETUDE GEOCHIMIQUE DES LAVES DE LA FORMATION DE TIBBIT HILL.
BOUCHER, M. 1985	ETUDE DE LA MINERALISATION DANS LA FORMATION DE DUNHAM.

La plupart des affleurements sont situés le long des routes et dans les champs. En terrain accidenté et dans les régions boisées, nous avons complété nos relevés par des cheminements à la boussole et au compte-pas.

Remerciements

Je tiens à remercier en premier lieu mon assistant, J.Y. Labbé pour l'intérêt soutenu qu'il a manifesté envers notre projet. Messieurs J. Béland et W. Trzcienski nous ont fréquemment rendu visite au cours de l'été, ce qui nous a été d'un grand secours. Nous avons également bénéficié des conseils de Messieurs Y. Globensky et B. Skidmore du Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec.

Géologie générale

La synthèse la plus récente des Appalaches du Québec est celle proposée par St-Julien et Hubert (1975). Selon ces auteurs, dans le contexte global de la tectonique des plaques, la fracturation du socle grenvillien à la fin du Précambrien correspond à la phase d'ouverture de l'océan Iapetus. Le réseau de failles normales le plus important associé à l'ouverture de cet océan est orienté N 030°. Le rejet vertical le long d'une de ces failles, la faille des chutes Montmorency atteint plus de 2000 mètres.

L'affaissement du socle grenvillien a éventuellement permis la formation d'une croûte océanique dont l'extension maximale a été évaluée par Williams (1980) à au moins 1000 kilomètres de largeur. L'accumulation de sédiments terrigènes et carbonatés cambro-ordoviciens sur le socle affaissé, s'apparente à une sédimentation dans un environnement de plateforme continentale qui s'approfondit vers l'est et passe à un environnement de talus continental. Ces sédiments s'accumulèrent durant la phase d'ouverture de l'océan Iapetus qui se termina à l'Ordovicien inférieur.

A l'Ordovicien supérieur, l'orogénèse taconique provoqua la déformation des roches cambro-ordoviciennes. Cette déformation produisit une série de nappes imbriquées qui affectèrent la séquence cabonatée de la plateforme continentale.

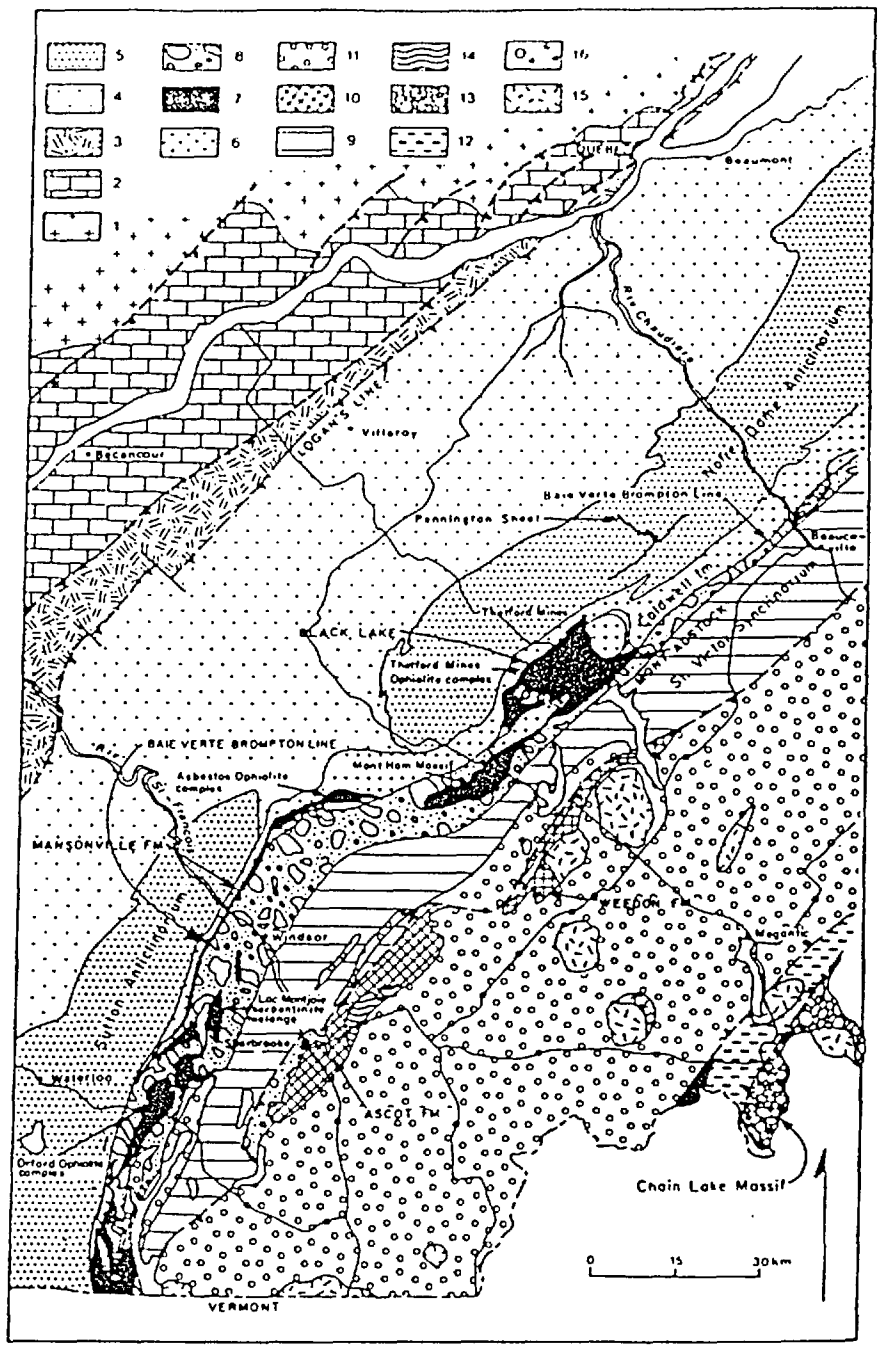


Figure 2: Carte géologique régionale tirée de Williams et St-Julien (1982). Echelle approximative, 1:1 500 000. Le terrain investigué se trouve dans l'anticlinorium des monts Sutton. (Voir la figure 3 pour la légende de cette carte.)

Figure 3: Légende de la carte géologique régionale

1- Socle grenvillien
2- Plateforme du St-Laurent
3- Nappes imbriquées du domaine externe
4- Nappes de gravité du domaine externe
5- Allochtones du domaine interne (Monts Sutton)
6- Groupe de Caldwell et Formation de Mansonville
7- Ophiolites
8- "Formation de St-Daniel"
9- Synclinorium de St-Victor
10- Formations d'Ascot et de Weedon
11- Synclinorium de Gaspé-Connecticut Valley
12- Formation de Frontenac
13- Massif de Chain Lakes
14- Granite ordovicien
15- Granite dévonien
16- Roches intrusives mézozoïques

Ces nappes sont regroupées dans ce que St-Julien et Hubert (1975) ont appelé le domaine externe des Appalaches du Québec. La partie orientale du domaine externe est constituée pour sa part de nappes de gravité (nappe de Granby, nappe de Stanbridge). Ces nappes sont limitées par des failles circulaires. Elles représentent des allochtones plats déconsolidés de leur source. La ligne de Logan est tracée au contact entre les nappes de gravité et les nappes imbriquées parautochtones.

Les terrains très déformés et métamorphisés situés à l'est des failles de gravité constituent le domaine interne des Appalaches du Québec (St-Julien & Hubert, 1975). Ce domaine regroupe les schistes de l'anticlinorium des monts Sutton et Notre-Dame, les roches sédimentaires et volcaniques du Groupe de Caldwell, les roches ultramafiques de la ceinture d'ophiolites et la "Formation de St-Daniel".

La ceinture d'ophiolites permet en outre de localiser la ligne Brompton-Baie verte (B-B), définie par Williams et St-Julien (1982) comme la trace superficielle d'une zone composée de roches ultramafiques et mafiques redressées. Ces roches sont interprétées comme des fragments d'une croûte océanique obductée sur le continent lors de l'orogénèse taconique. En effet, sur toute sa longueur, soit environ

1000 kms, la ligne B-B occupe la même position relativement aux faciès et aux structures cambro-ordoviciennes. Elle sépare l'ancienne marge continentale paléozoique à l'ouest du domaine océanique à l'est (fig. 3).

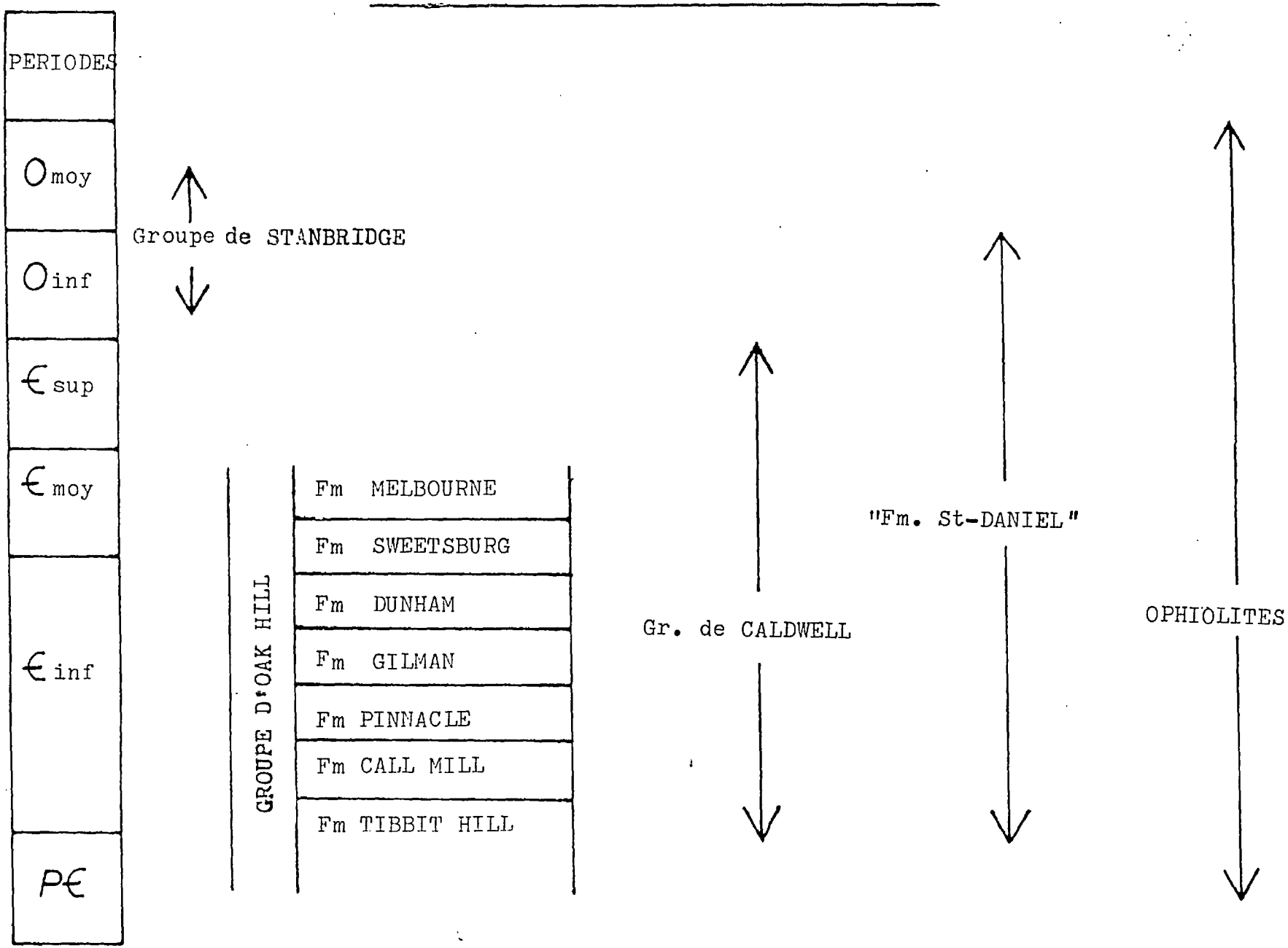
A l'est de la ligne B-B, les tufs et les grès du Groupe de Magog ainsi que les roches volcaniques calco-alcalines des monts Stoke, font également partie du domaine interne des Appalaches du Québec.

Les assemblages lithologiques sédimentaires et volcaniques que nous décrirons dans les pages suivantes appartiennent au domaine interne, à l'exception des roches du Groupe de Stanbridge qui sont plutôt associées aux nappes de gravité du domaine externe. Notre cartographie ne s'étend pas aux terrains situés à l'est de la ligne B-B.

Groupe d'Oak Hill

Le terme "Oak Hill Slice" fut introduit par Clark (1934), pour désigner une séquence lithostratigraphique cambrienne bordée de failles et affleurant dans la région de Sutton, 17 kilomètres au N de la frontière américaine. En 1936, Clark

TABLEAU 2: TABLEAU STRATIGRAPHIQUE



publia les descriptions ainsi que les localités-types de 10 formations qu'il rattacha au "Oak Hill Slice". L'extension NE de cette séquence lithostratigraphique dans les comtés de Shefford et de Brome fut nommée le Groupe d'Oak Hill par Cooke et al. (1962).

Au Québec, le Groupe d'Oak Hill s'étend vers le NE sur une distance de 100 kilomètres depuis la frontière américaine jusqu'aux environs de Danville, dans le comté de Drummond (Cooke, 1952; Osberg, 1965; Globensky, 1978). Au Vermont, le Groupe d'Oak Hill forme également une unité stratigraphique cartographiable. Il a été décrit en particulier par Booth (1950), Cady (1960), Dennis (1964) et Osberg (1967). Ces auteurs ont utilisé une terminologie inspirée de localités américaines pour désigner les formations. Nous avons construit le tableau 3, corrélations stratigraphiques, à partir des publications disponibles (Doll & al. 1961, Osberg, 1967; Pieratti, 1976, Charbonneau 1980), afin de clarifier les relations entre les formations décrites de part et d'autre de la frontière avec le Vermont.

Dans les pages qui suivent, nous décrirons les formations du Groupe d'Oak Hill que nous avons reconnues près de Richmond.

Tableau 3

Corrélations stratigraphiques entre les formations du Groupe d'Oak Hill du Québec et du Vermont

QUEBEC					VERMONT			
CLARK 1936	COOKE 1952	OSBERG 1967	CHARBONNEAU 1980	MARQUIS 1985	BOOTH 1950	DOLL et al, 1961	DENNIS 1964	CADY 1969
	Melbourne			Melbourne				
Sweetsburg	Sweetsburg	Sweetsburg	Sweetsburg	Sweetsburg	Skeels Corners	Sweetsburg	Sweetsburg	Sweetsburg / Parker
Scottsmore	Dunmore	Scottsmore			Rugg Brook	Rugg Brook	Bridgeman Hill	Rugg Brook
Oak Hill		Oak Hill			Parker	Parker		Parker
Dunham		Dunham	Dunham	Dunham	Dunham	Hazens Notch		Dunham
Gilman	Gilman	Gilman	Cheshire	Gilman	Gilman		Cheshire	Cheshire
West Sutton	Stukely	Bonsecours	Frelighsburg / West Sutton		West Sutton	Underhill	?	Underhill
White Brook		White Brook	White Brook	Pinnacle	White Brook			
Pinnacle	Pinnacle	Pinnacle	Pinnacle	—?—?—?	Pinnacle	Pinnacle	Pinnacle	Pinnacle
Call Mill	Call Mill		Call Mill	Call Mill			Tibbet Hill	Tibbit Hill
Tibbit Hill	Tibbit Hill		Tibbit Hill	Tibbit Hill	Tibbit Hill	Tibbit Hill		
	Racine						Mount Holly	Mount Holly

Formation de Tibbit Hill

La Formation de Tibbit Hill constitue la base du Groupe d'Oak Hill. Son âge n'est pas connu avec précision. Cependant, elle est recouverte par une séquence sédimentaire contenant des fossiles du Cambrien inférieur. La Formation de Tibbit Hill ne peut donc être plus jeune que Cambrien inférieur. Elle pourrait par contre, être plus ancienne et dater de l'Hadrynien supérieur.

Des schistes à chlorite verts foncés à gris verdâtres forment la lithologie dominante. Ils présentent souvent un aspect homogène dépourvu de textures magmatiques primaires. L'origine volcanique de ces roches est suggérée par la présence d'amygdales de formes irrégulières légèrement aplaties. Ces amygdales centimétriques contiennent selon les endroits des feldspaths, du quartz, de la chlorite, de l'épidote, de la calcite ou de l'hématite en proportions variables. Plusieurs affleurements exhibent des concentrations d'épidote et de quartz, formant des boules pouvant atteindre 50 centimètres de diamètre; ou encore se présentant sous forme de concentrations linéaires développées symétriquement, de part et d'autre de microfractures (fig. 4). De telles concentrations en épidote semblent être communes aux roches basaltiques et andésitiques



Figure 4: Formation de Tibbit Hill. Schiste à chlorite avec nodules d'épidote atteignant 50 cms de diamètre.

soumises à un faible métamorphisme tant dans les Appalaches (Pintson et al., 1985; Reed et Morgan, 1971) que dans les terrains archéens d'Abitibi (Jolly, 1980). Selon ces auteurs, la formation de ces concentrations en épidote s'explique par une redistribution isochimique des éléments majeurs dans l'empilement volcanique.

De minces niveaux de rhyolite bréchifiée se retrouvent sporadiquement au milieu des schistes à chlorite. On trouve également un peu de tuf et des métasédiments. Ces lithologies ne forment pas plus de 5% des affleurements. La présence de la rhyolite indique néammoins qu'il s'agit d'une séquence volcanique bimodale.

L'assemblage minéralogique le plus commun est formé de chlorite, albite, amphibole, épidote, magnétite, hématite et quartz. Les amphiboles reconnues en lame mince sont l'actinote commune et la crossite une amphibole sodique bleue pouvant contenir des noyaux de kaersutite . La présence de kaersutite suggère une affinité alcaline pour les roches du Tibbit Hill. La crossite pour sa part indique des conditions de métamorphisme modérément élévées, intermédiaires entre les faciès schistes bleus et schistes verts (Trzcienski, 1976). Les relevés magnétiques et gravimétriques (Kumarapeli et al., 1981) suggèrent que l'épaisseur réelle de la Formation de Tibbit Hill dépasse de beaucoup l'épaisseur exposée au niveau d'érosion

actuel. Cet auteur interprète les roches volcaniques alcalines du Tibbit Hill comme s'étant mises en place sur une croûte continentale, dans la zone de rift associée à l'ouverture de l'océan Iapetus. Cette conclusion est appuyée par les travaux de Coish et al. (1985), sur les caractéristiques géochimiques des roches volcaniques du Tibbit Hill au Vermont .

Formation de Pinnacle

La Formation de Pinnacle a été décrite par Clark (1936) comme un grauwacke lithique contenant des lits à magnétite dont l'épaisseur varie de quelques millimètres à 10 centimètres. Dans la région de Richmond ces grauwackes n'affleurent pas beaucoup. La lithologie principale consiste plutôt en un grauwacke quartzeux, contenant des grains de quartz bleu, provenant vraisemblablement d'une source cratonique précambrienne (Bird et Dewey, 1970).

La nature du ciment varie de la base vers le sommet de la formation. A la base le ciment est carbonaté. Il devient siliceux vers le sommet. L'épaisseur moyenne des strates, telles qu'exposées à l'intersection des routes 116 et 55 varie entre 30 et 50 centimètres. Les interlits sont constitués de phyllades bleutées se présentant en lits millimétriques à centimétriques. Lorsque les phyllades dominent, elles forment des bancs de plusieurs mètres d'épaisseur.

Nos lames minces montrent que la proportion de matrice et de ciment excède 15%. La séricite presqu'omniprésente, présente un alignement préférentiel et la chlorite est surtout ferrifère. Les lits quartzeux les plus minces sont souvent déchiquetés et le quartz est alors transposé parallèlement à la schistosité dominante (fig. 6).

Formation de Gilman

La Formation de Gilman décrite par Clark (1936) a été subdivisée en deux nouvelles Formations, Cheschire et Frelighsburg, par Charbonneau (1980). Nous n'avons pas pu faire cette distinction dans la région de Richmond. Par conséquent, nous avons conservé le terme Formation de Gilman pour désigner des phyllades vertes à chlorite, séricite situées stratigraphiquement au-dessus de la Formation de Pinnacle.

Certains affleurements permettent de distinguer clairement la stratification et la schistosité. Mais généralement les plans de stratification, soulignés par des lits gréso-dolomitiques centimétriques à grain fin, sont transposés. Les lits gréseux sont alors découpés en lentilles allongées. La schistosité contourne ces lentilles ce qui lui donne une apparence irrégulière, anastomosée. Des grains de pyrite cubique, de même que la limonite se développent sur les plans de

schistosité et confèrent à la roche un aspect tacheté caractéristique.

En lame mince la présence de plagioclases en quantité pouvant atteindre 40%, de même que la taille du matériel détritique quartzo-feldspathique de la dimension des silts grossiers, 0.05 millimètres, permettent de reconnaître facilement les roches de la Formation de Gilman. De plus, des jonctions triples peuvent parfois être observées, ce qui témoigne d'une recristallisation partielle du matériel détritique. Les principaux minéraux métamorphiques reconnus sont la séricite, la chlorite ferrifère et l'épidote.

Formation de Dunham

Nous associons l'unité dolomitique que nous avons relevée au N de Lisgar, à la Formation de Dunham (Clark, 1936), sur la base d'évidences stratigraphiques et lithologiques. En effet, cette unité dolomitique est située stratigraphiquement au dessus de la Formation de Gilman. De plus, la dolomie quartzifère de notre région, gris-bleue en cassure fraîche, avec une croûte d'altération chamois en surface altérée ressemble fort au faciès A de la Formation de Dunham, décrit par Boucher (1983). Nos travaux ultérieurs devraient permettre d'étendre les limites de cette Formation vers le NE et le SO. Actuellement, elle se

trouve limitée à un secteur restreint situé près de l'extrémité O de la région cartographiée en 1984.

En lames minces les grains de quartz isolés de la dimension des grès fins ou moyens, possèdent des contours dentelés. Ils sont entourés de dolomite et de grains de quartz plus petits. Ailleurs, des plages entières de dolomite et de quartz sont recristallisées. Les contours des grains deviennent alors reguliers; on observe de nombreuses jonctions triples et la matrice disparaît.

Dans la région de Sutton, les lithologies les plus riches en dolomite ont fourni quelques fragments de trilobites et des mollusques du Cambrien inférieur (Clark, 1936; Clark et McGerrigle, 1944).

Formation de Sweetsburg

Des phyllades noires, interstratifiées avec des lits centimétriques gréso-dolomitiques, constituent la Formation de Sweetsburg dans la région de Richmond comme dans celle de Sutton. Les variations lithologiques rapportées à l'intérieur de cette Formation s'expliquent par des variations dans la proportion relative des grès et des phyllades. Nous avons assigné au faciès de Scottsmore (Charbonneau, 1980) de la

Formation de Sweetsburg, un conglomérat quartzeux à matrice dolomitique qui affleure le long de la route 55 près de la rivière Ulverton.

Dans le secteur de Lisgar, la Formation de Dunham s'intercale entre les Formations de Gilman et de Sweetsburg. Par contre, le contact Gilman-Sweetsburg que nous avons tracé vers le SO depuis le village de Melbourne, se présente comme un passage graduel. Nous fixons alors arbitrairement la base du Sweetsburg à l'apparition des schistes noirs caractértistiques de la Formation.

En lame mince, les minéraux essentiels sont le quartz de la dimension des silts grossiers et partiellement recristallisé ainsi que la séricite dont l'alignement préférentiel définit les plans de schistosité. Parmi les minéraux accessoires, notons en particulier la stilpnomélane et la biotite que nous avons observé uniquement dans les roches de la Formation de Sweetsburg.

Formation de Melbourne

La Formation de Melbourne fut décrite par Cooke(1952) comme un calcaire cristallin très graphiteux. Les relations stratigraphiques entre les Formations de Sweetsburg et de

Melbourne ont pu être déterminées à partir des affleurements situés le long d'un petit ruisseau, dans le village de Melbourne. D'amont en aval, les phyllades de la Formation de Sweetsburg disparaissent, remplacées par des calcaires gréseux qui deviennent rapidement noirs et graphiteux. Le passage entre les formations de Sweetsburg et de Melbourne est donc graduel (Cooke, 1952).

Les relevés que nous avons effectués en 1984 confirment les conclusions de Cooke (1952), concernant les relations stratigraphiques entre le Sweetsburg et le Melbourne. Par conséquent, dans le secteur de Richmond, la Formation de Melbourne doit être considérée comme l'unité la plus jeune du Groupe d'Oak Hill. Le fait que cette Formation ne soit pas reconnue dans la région de Sutton n'altère en rien la validité des observations effectuées à Melbourne.

En lame mince, la calcite est entièrement recristallisée et allongée dans une direction préférentielle. Des plagioclases maclés partiellement séricitisés ainsi que des grains de quartz anguleux forment jusqu'à 10% de la roche. Le graphite est concentré dans les plans de schistosité. Il se présente également sous forme de micro-inclusions à l'intérieur des plages de calcite. Il représente selon une estimation visuelle 10% de la roche.

Groupe de Caldwell

Dans la partie SE de notre territoire affleurent des grauwackes lithiques verdâtres à patine beige. Ces grauwackes à grain moyen ou grossier se présentent en strates dont l'épaisseur maximum atteint 1 mètre. Ils sont interstratifiés avec des schistes mauves et verts. Les grauwackes contiennent également des fragments décimétriques provenant de ces schistes. Nous assignons ces roches au Groupe de Caldwell défini par Mackay (1921) et reconnues par Globensky (1978) au S de la municipalité de Danville, 17 kilomètres au NE de notre région. A cet endroit, Globensky rapporte également la présence de roches volcaniques interstratifiées avec les grauwackes et les schistes.

Selon St-Julien et Hubert (1975), cet assemblage volcano-sédimentaire qui forme une ceinture étroite parallèle à la ligne B-B, se serait accumulé sur une pente ou un glacis continental, au Cambrien inférieur. En fait, nous ne connaissons pas l'âge exact de ces roches dépourvues de fossiles. L'âge qui leur est assigné actuellement s'appuie sur des considérations tectoniques qui témoignent davantage d'un effort de reconstruction paléogéographique que d'observations stratigraphiques vérifiables. Celles-ci sont

d'autant plus difficiles à recueillir que les contacts entre le Groupe de Caldwell et les unités adjacentes sont très souvent faillés (Cooke, 1954).

> "The contact between the Oak Hill and Caldwell Groups thus inferred to be a fault, was traced through Richmond area in 1952 and seven miles back into Orford map-area. It is an abrupt escarpment about 200 feet high, with Caldwell rocks at the crest and the softer Oak Hill rocks farther down the slope. In places the Caldwell is in contact with the Sweetsburg slate, in other with the Gilman. The Caldwell beds themselves in some localities face toward the contact; in other places away from it. In some places the Caldwell rocks at the contact are quartzites, but in others different types appear. Obviously, therefore, the contact cuts across the bedding of both the Caldwell and Oak Hill rocks, and across fold axes in the Caldwell. These relations are explained only by faulting." Cooke 1954, p.41

En lame mince, les grauwackes du Groupe de Caldwell dans la région de Richmond sont composés essentiellement de quartz mono et polycristallin et de feldspaths de nature indéterminée. La matrice à chlorite, séricite forme jusqu'à 20% de la roche.

Unité ultramafique

Une unité ultramafique serpentinisée affleure à l'E du Groupe de Caldwell, le long de la route 55. Cette unité est située dans le prolongement SO des roches ultramafiques qui renferment les gisements d'amiante exploités à Asbestos. Ces roches ultramafiques serpentinisées sont intensément fracturées. De longs cristaux aciculaires d'amphibole (anthophyllite) pouvant atteindre 20 cm de longueur, se sont développés sur

les plans de fracturation qui représentent en fait des plans de failles.

Malgré l'intensité de la déformation, il est possible de reconnaître en lames minces des reliques d'orthopyroxènes pouvant contenir des inclusions serpentinisées. Ces textures présentent une certaine affinité avec l'unité supérieure à cumulat décrite par Laurent et al. (1979), dans son étude sur le complexe ophiolitique le mieux conservé du Québec, celui de Thetford Mines.

La présence de roches ultramafiques apparentées à celle du complexe ophiolitique de Thetford Mines et situées dans le prolongement des ophiolites d'Asbestos, nous permet de localiser la ligne B-B à l'extrémité SE de notre territoire. Comme nous avons limité notre cartographie à l'apparition de ces roches ultramafiques, il serait hazardeux dans l'état actuel de nos travaux d'extrapoler davantage surleur extension et leur signification.

Le Groupe de Stanbridge

Le Groupe de Stanbridge décrit par Charbonneau (1980), dans la région de Sutton, comprend une séquence inférieure, une unité intermédiaire de rythmites et une séquence supérieure. Les

graptolites et les brachiopodes du Groupe de Stanbridge rapportés par Charbonneau(1980), couvrent un intervalle de 40 m.a.; qui s'étend de l'Arenig (Ordovicien inférieur) au Caradoc (Ordovicien moyen).

Les roches que nous associons au Groupe de Stanbridge dans le secteur de Richmond, s'apparentent aux lithologies de la séquence inférieure. Nous n'avons pas trouvé de fossiles; par conséquent l'âge de cette unité demeure incertaine. Les lithologies que nous associons au Stanbridge sont les suivantes: un siltstone laminé, un conglomérat calcaire et un calcaire gréseux interstratifié avec un schiste très cisaillé.

Le siltstone gris foncé est caractérisé par des laminations très fines définies par des lits gréseux gris pâles, à grains fins. Ce siltstone affleure sur la rive sud de la rivière St-François, près de l'extrémité N de notre carte. En lame mince, la schistosité forme des plans espacés qui ne correspondent pas toujours à un alignement minéralogique.

Le conglomérat calcaire constitue une unité lenticulaire qui affleure à plusieurs niveaux au sein des siltstones laminés. Le Groupe d'Oak Hill ne possède pas de lithologie comparable à ce conglomérat typique de la séquence inférieure du Groupe de Stanbridge, près de Sutton (Charbonneau,1980). Les

cailloux de calcaire gréseux gris foncés sont sub-arrondis. Légèrement aplatis, ces cailloux décimétriques sont entourés d'une matrice calcaire entièrement recristallisée.

Le calcaire gréseux gris foncé présente des concentrations de graphite sur les plans de schistosité. Le schiste très cisaillé, qui lui est associé, contient plusieurs fragments calcaires anguleux à sub-arrondis, entourés par une matrice schisteuse à ciment calcaire. La stratification initiale de ce schiste est complètement oblitérée par la déformation. En lame mince, la proportion de minéraux opaques atteint 20% et l'alignement de la séricite définit une schistosité fortement crénulée.

Tableau 4: Assemblages minéralogiques en fonction des lithologies

Minéraux	Unités Stratigraphiques									
	TH	Cm	Pi	Gi	Du	Sw	Me	St	Ca	OP
Quartz monocristallin	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
Quartz polycristallin			X			X			X	
Feldspath	X		X						X	
Plagioclase	X		X	X	X	X	X	X	X	
Chlorite Fe	X	X	X	X		X		X	X	X
Chlorite Mg	X		X			X				
Chloritoïde	X	X	X							
Crossite	X									
Kaersutite	X									
Actinote	X									
Pyroxènes										X
Serpentine										X
Sericite	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
Stilpnomélane			X			X				
Biotite						X				
Epidote	X			X		X			X	
Sphène	X		X	X		X			X	
Calcite	X		X	X		X	X	X	X	X
Dolomite			X		X	X		X		
Minéraux opaques	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Hématite	X	X	X	X	X	X				
Ilménite	X									
Magnétite	X		X							
Graphite							X	X		
Pyrite			X	X	X	X	X	X		
Chromite										X
Nbre de lames	15	1	14	14	4	7	4	5	4	2

Tectonique

Anticlinorium des monts Sutton

L'anticlinorium des monts Sutton est situé dans le prolongement du Green mountain anticlinorium du Vermont, décrit par plusieurs auteurs, dont Cady (1960) et Osberg (1967). Cet anticlinorium représente un trait géologique dominant des Appalaches du Québec et du Vermont (fig.5). A l'intérieur de cette grande structure anticlinoriale se dégagent 2 éléments particuliers, l'antiforme de St-Etienne et l'anticlinal du mont Pinnacle, décrit à la prochaine section.

L'antiforme de St-Etienne (de Romer, 1961) équivaut au Axial anticline de Cady (1960). Il s'agit d'une structure antiforme orientée 015°,très légèrement déjetée au NO et plongeant à environ 30°, dans une direction 005°, (de Romer, 1961).

Le plan de référence qui permet de définir cette structure correspond à une schistosité développée lors d'une déformation antérieure. C'est le plissement de cette schistosité qui confère aux monts Sutton leur aspect antiforme.

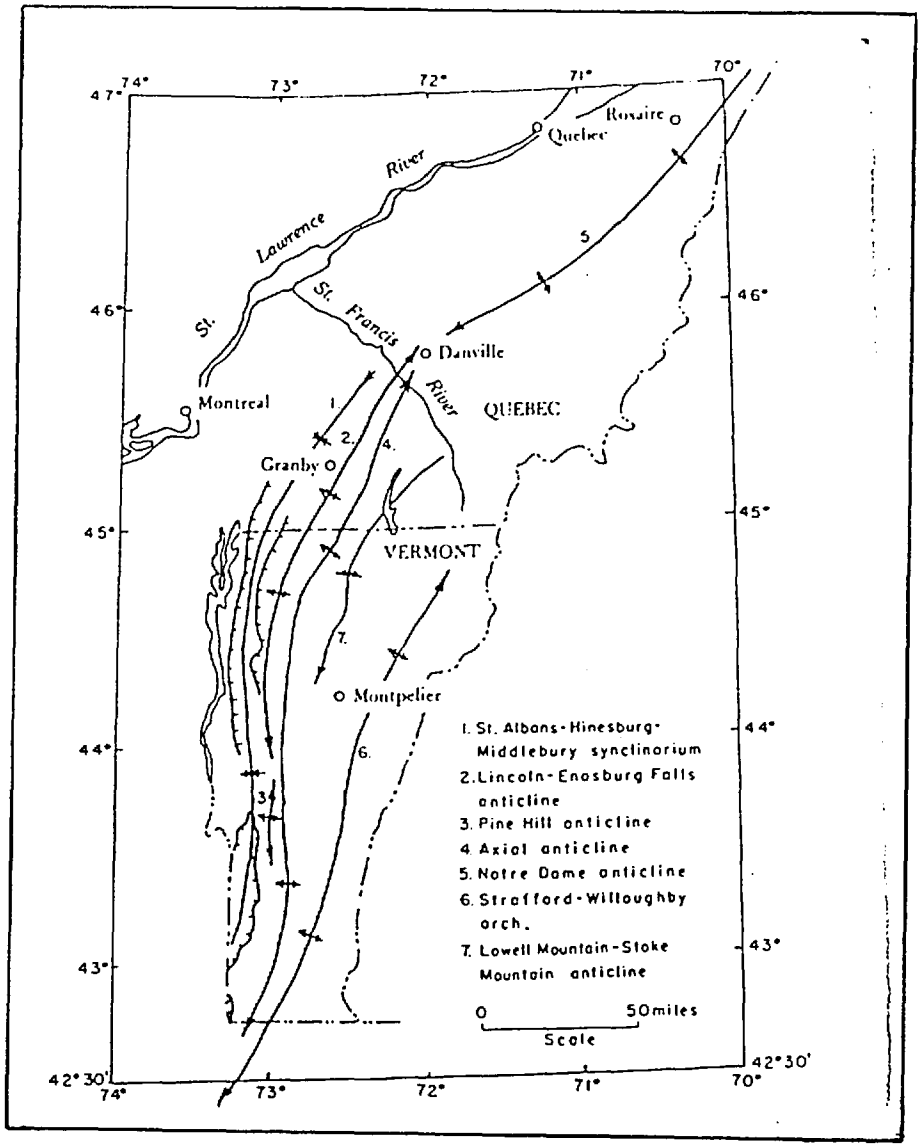


Figure 5: Carte structurale localisant les structures majeures des cantons de l'Est et du Vermont, (tiré d'Osberg, 1969).

L'âge de l'anticlinorium des monts Sutton est mal connu. Certains auteurs l'attribuent à l'Acadien alors que d'autres croient qu'il s'agit d'une déformation Taconique. Les datations obtenues par la méthode K/Ar sur la muscovite des Formations de Pinnacle et de Bonsecours, échantillonnées près de Sutton, donnent des âges de 440 m.a et 420 m.a ± 30 m.a (Lowdon et al., 1963). Cependant, les travaux de Dennis (1961), dans la partie N du Vermont, tendent à démontrer que certaines roches dévoniennes sont déformées de la même façon que les roches cambro-ordoviciennes. Williams et St-Julien (1982), soutiennent au contraire que, depuis les cantons de l'est jusqu'à la péninsule de Gaspé, les roches cambro-ordoviciennes présentent une structure complexe et un métamorphisme particulier qui n'affecte pas les roches siluro-dévoniennes.

Anticlinal du mont Pinnacle

La structure majeure qui affecte les Formations du Groupe d'Oak Hill se présente comme un anticlinal antiforme à double plongée, situé à l'O de l'antiforme de St-Etienne, l'anticlinal du mont Pinnacle (Clark et Eakins, 1968). La trace axiale de cette structure orientée N 027°NE est dans le prolongement

direct du Linclon-Enosburg Falls anticline du Vermont (Cady, 1960; Osberg, 1967). Au Québec, l'anticlinal du mont Pinnacle a été appelé également: Tibbit Hill anticline (Rickard, 1965; Cooke, 1952), Enosburg Falls anticline (Osberg, 1965) et Western anticline (Kumarapeli et al., 1981).

Dans la région de Sutton, la distribution des Formations du Groupe d'Oak Hill ne permet de reconnaître que le flanc ouest de l'anticlinal du mont Pinnacle. La trace axiale marquée par la Formation de Tibbit Hill, passe alors un peu à l'O du lac Brome (Osberg, 1965). L'anticlinal du mont Pinnacle se poursuit vers le NE, sur une distance de 100 kilomètres. Il se termine dans le secteur de Danville, comté de Drummond, 20 kilomètres au NE de Richmond. A cet endroit les Formations du Groupe d'Oak Hill dessinent une charnière de pli antiforme, anticlinal, plongeant au NE (Cooke, 1952; Osberg, 1965; Globensky, 1978).

Dans la région de Richmond les Formations du Groupe d'Oak Hill décrites précédemment sont reconnues de part et d'autre de la trace axiale de l'anticlinal du mont Pinnacle (fig.6).

Le déversement apparent de ce pli majeur vers le SE nous pose un problème d'interprétation, car il cadre mal avec le modèle tectonique régional qui implique un mouvement des unités lithologiques du SE vers le NO. Le déversement de ce pli au SE

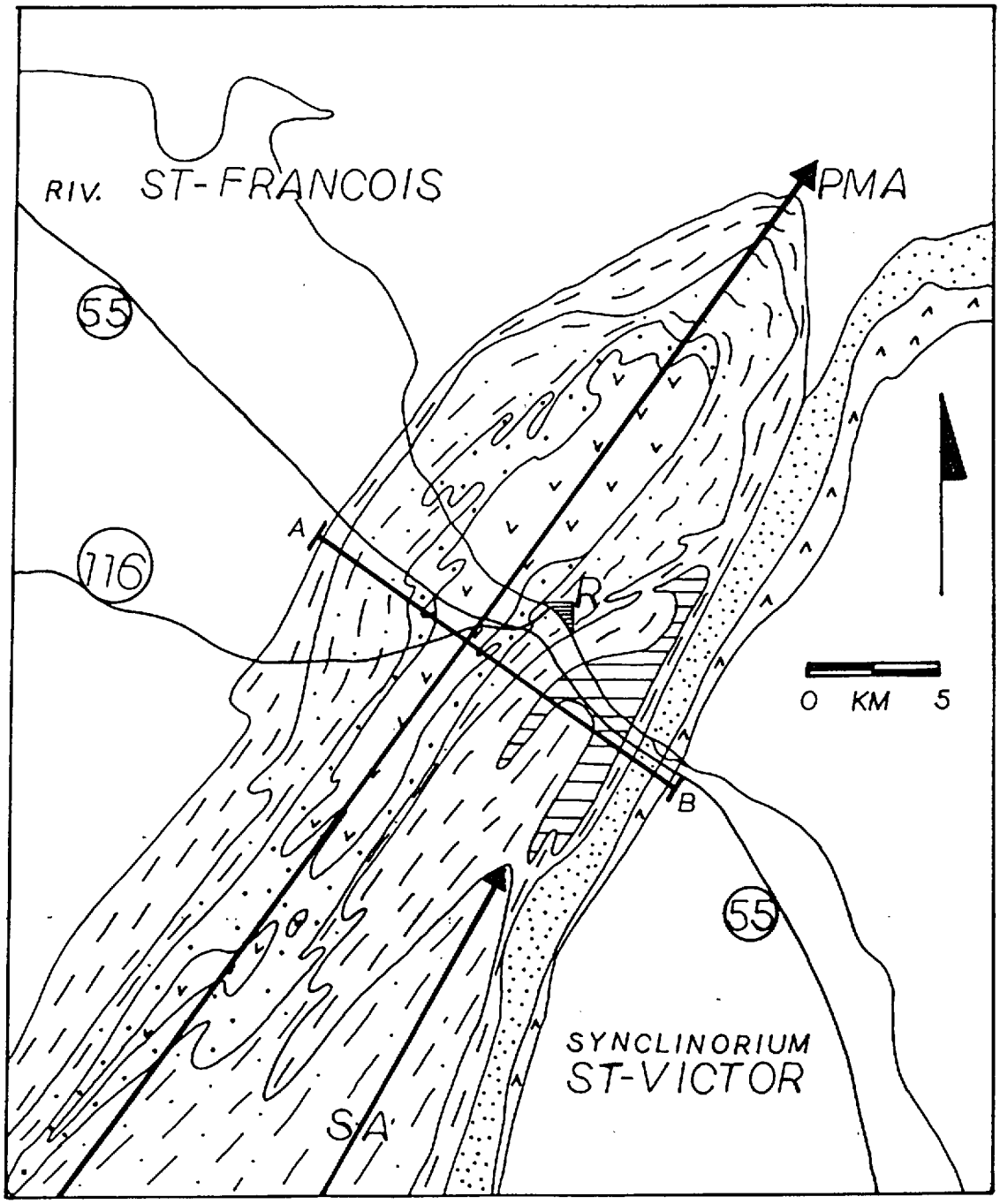


Figure 6: Carte géologique de la région de Richmond, d'après Osberg (1967).
Echelle approximative, 1:250 000.
(Voir la figure 9 pour légende)

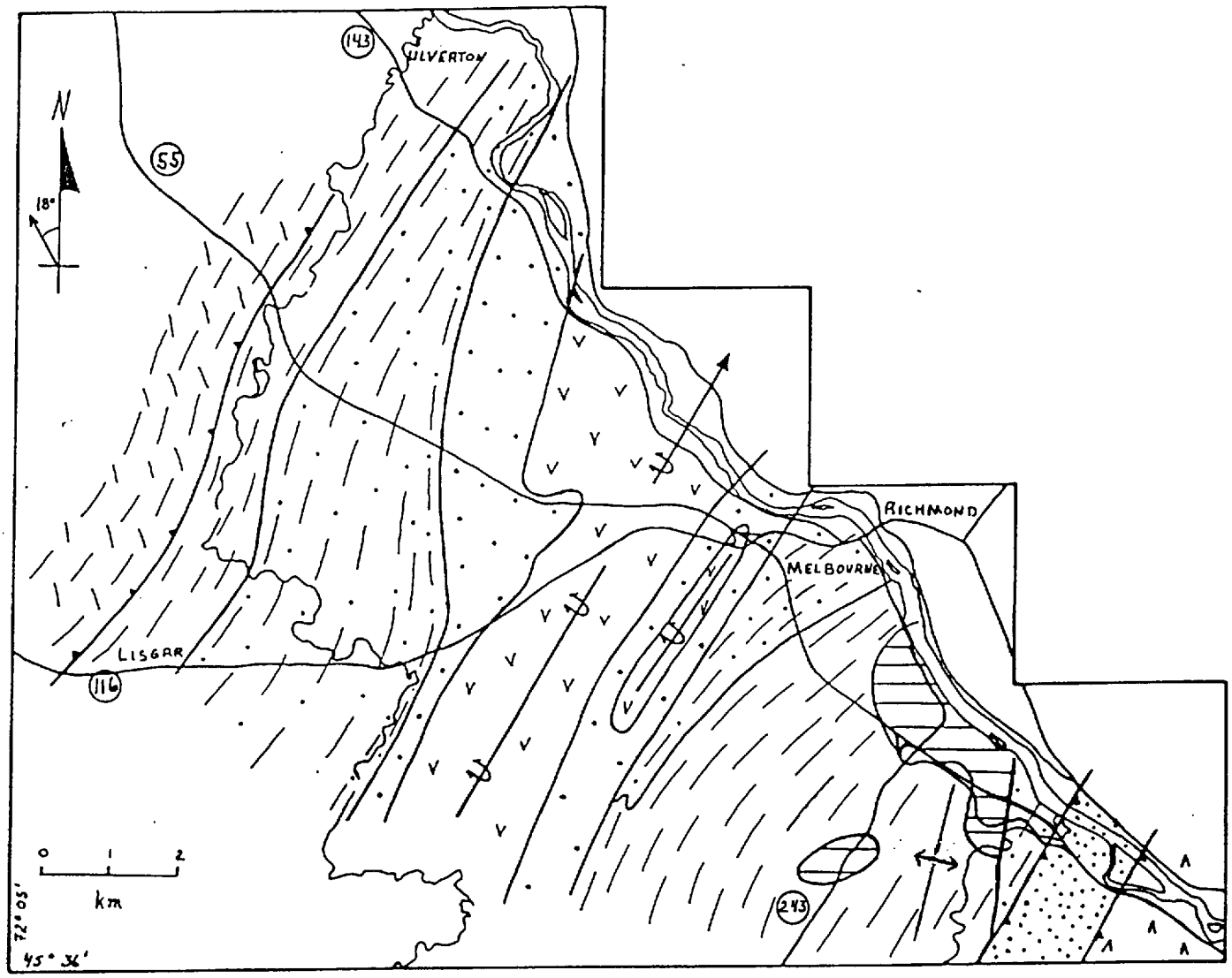


Figure 7: Carte géologique d'une partie de la région de Richmond, modifié d'après Marquis (1984). Echelle approximative, 1: 100 000 (Légende, figure 9).

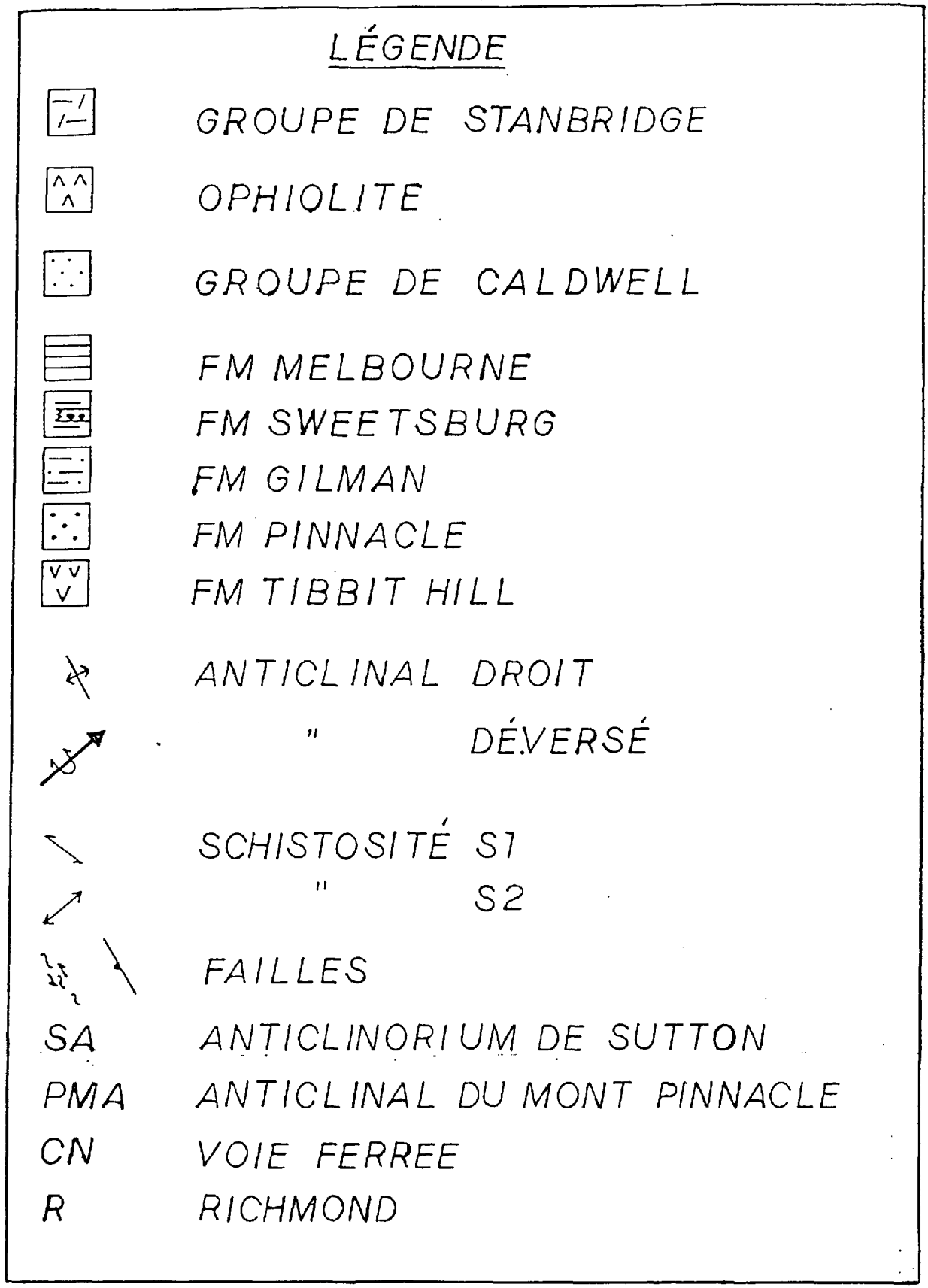


Figure 9: Légende des figures 6, 7 et 8.

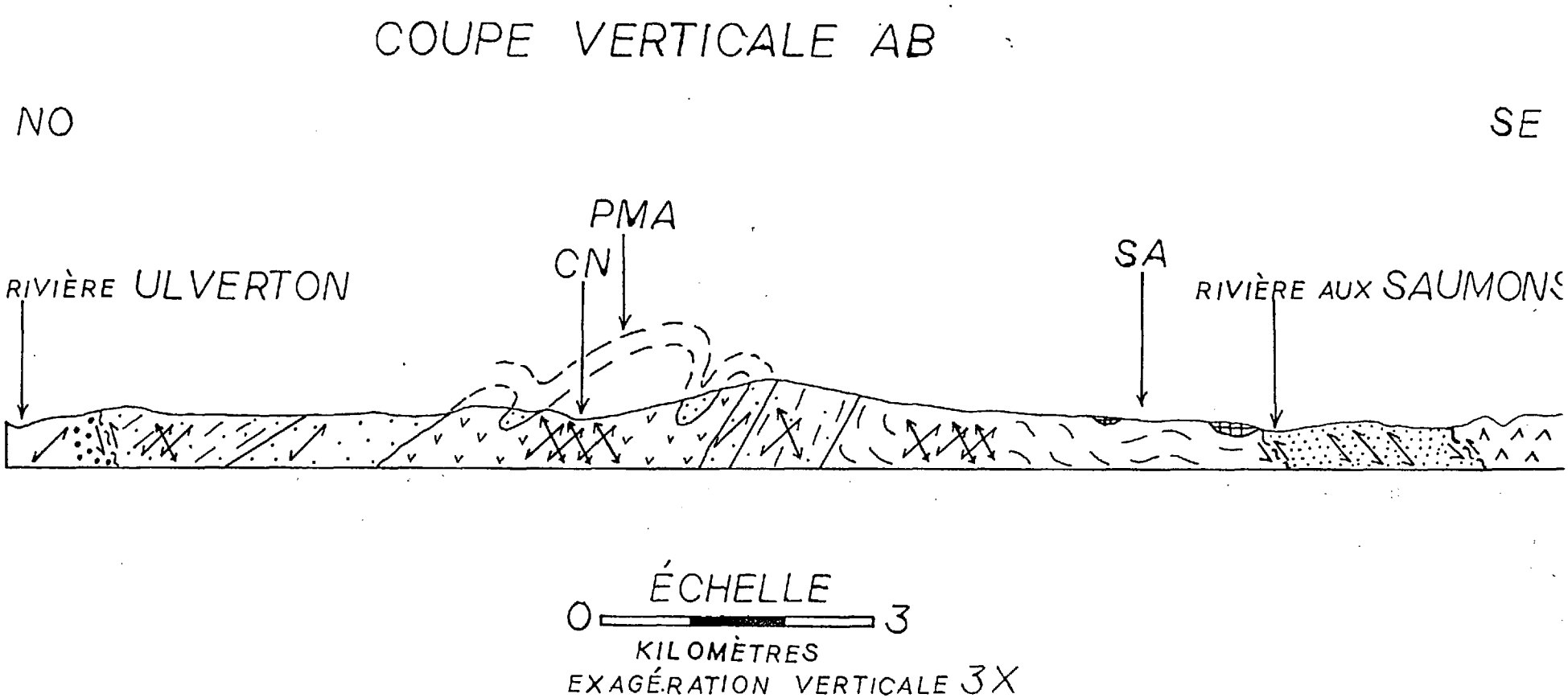


Figure 8: Coupe géologique NO-SE, à travers l'anticlinorium des monts Sutton. (Voir la légende, figure 9).

pourrait être le résultat de la superposition d'une 2e phase de déformation sur un pli de 1ère phase. Toutefois dans l'état actuel de nos travaux, nous ne pouvons pas négliger l'hypothèse selon laquelle il pourrait s'agir du déversement initial de l'anticlinal.

Présentation des élements structuraux

A) Eléments structuraux planaires et symboles correspondants

S_o plan de stratification, contact lithologique

S_1 plan de schistosité de première génération

1) schistosité pénétrative correspondant à un alignement minéralogique
2) lamination métamorphique associée à ùn phénomène de différenciation métamorphique
3) clivage anastomosé
4) schistosité de flux

S_2 plan de schistosité de 2e génération

1) clivage de crénulation plissant S1
2) correspond localement à une schistosité pénétrative

S_3 plan de schistosité de 3e génération

1) clivage de crénulation affectant S_1 et S_2
2) plus rarement clivage anastomosé

P_1, P_2, P_3 Orientation des plis mineurs dont les plans axiaux sont parallèles à S_1, S_2, S_3.

Les autres éléments structuraux planaires que nous avons relevés et auxquels nous n'assignons pas de symbole particulier sont les failles, les joints et les veines.

B) Eléments structuraux linéaires et symboles correspondants

L_1^0 Charnière de pli P_1 et linéation d'intersection entre les plans S_0 et S_1

L_2^0, L_2^1 Charnière de pli P_2 plissant S_0, S_1 et linéation d'intersection entre les plans S_0 et S_2, S_1 et S_2.

L_3^0, L_3^1, L_3^2 Charnières de plis P_3 plissant S_0, S_1et S_2 et linéation d'intersection entre les plans S_0 et S_3, S_1 et S_3, S_2 et S_3

Les autres éléments structuraux linéaires que nous avons relevés et auxquels nous n'assignons pas de symbole particulier sont les linéations minéralogiques, l'allongement des vésicules des schistes volcaniques, les stries de faille et les stries glaciaires.

Ces éléments structuraux linéaires et planaires lorsque reportés sur canevas équiaires, permettent de définir les domaines structuraux décrits à la section suivante.

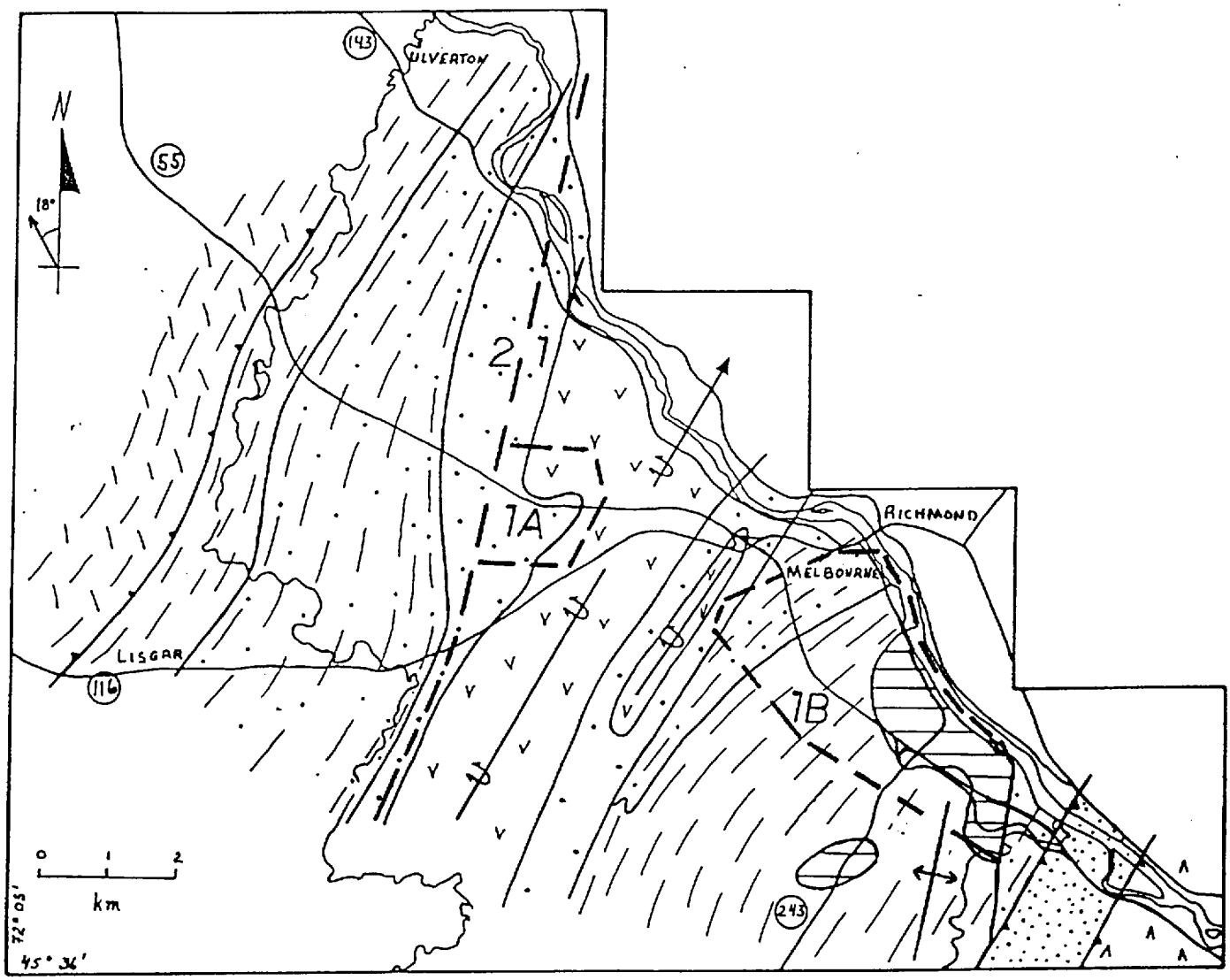


Figure 10: Carte de localisation des domaines (chiffres) et sous-domaines (lettres) structuraux décrits ultérieurement.

Présentation des domaines structuraux

En reportant nos données de terrain sur canevas équiaire nous avons pu circonscrire les domaines et les sous-domaines structuraux localisés sur la figure 10. Ces domaines furent définis en utilisant comme attributs les plans de schistosité S_2 ainsi que les linéations L_2^1. La carte annexée à ce rapport, présente les diagrammes de contours de densité qui illustrent la distribution des éléments structuraux pour chacun de ces domaines et sous-domaines.

Les attributs du domaine 1 possèdent des orientations variables. Cela se traduit par une dispersion des mesures reportées sur canaves équiaire. La distribution des linéations L_2^1 sur un grand cercle est particulièrement évidente. Cette configuration suggère l'existence d'une déformation postérieure au développement des linéations L_2^1.

Le domaine 2 pour sa part, est caractérisé par une faible dispersion des plans S_2 et des linéations L_2^1. Les contours de densité définissent alors des concentrations-points centrés sur l'orientation moyenne des attributs. Il n'y a donc pas d'évidence de déformation tardive postérieure au développement de S_2 et L_2^1 dans les limites de ce domaine.

Les sous-domaines 1A et 1B appartiennent au domaine 1. Nous avons délimités ces sous-domaines dans des charnières de plis

afin de préciser notre interprétation de ces secteurs clefs. Cette démarche permet de produire des diagrammes qui pourraient éventuellement être utiles pour déterminer la phase de déformation à laquelle ces plis peuvent être rattachés.

La limite entre les domaines 1 et 2 est orientée au NE, parallèlement au grain tectonique régional. Elle passe environ 1 km à l'ouest de la trace axiale de l'anticlinal du mont Pinnacle. Cette limite ne correspond à aucune trace axiale connue. Selon nous, il pourrait s'agir d'une faille ou d'une zone de faille qui recouperait avec un angle faible les Formations de Gilman et de Pinnacle. L'altération particulière des roches de la Formation de Gilman et leur déformation intense à proximité de la limite entre les domaine 1 et 2, semblent appuyer cette hypothèse.

La signification géologique de cette limite structurale nous paraît déterminante pour la compréhension de la structure régionale. Dans l'état actuel de nos travaux il semble que les terrains situés à l'O de cette limite soient affectés exclusivement par les déformations associées aux plans de schistosité S_1 et S_2. Par contre, les terrains situés à l'E pourraient avoir subi une déformation tardive qui se superpose sur les déformations antérieures.

En plus de la représentation stéréographique une autre façon de reproduire visuellement des données structurales consiste à classifier les plis mineurs. Pour ce faire, nousavons choisi la classification triangulaire de Fleuty (1964). Cette classification est basée sur l'orientation des plans axiaux et des charnières des plis mineurs observés et mesurés sur le terrain. Les diagrammes de classification que nous avons obtenus par cette méthode sont reproduits surla figure 11.

Le diagramme de gauche contient les plis P_1 et P_3. La dispersion des points et le nombre restreint de données ne permettent pas d'en dégager une interprétation cohérente. Par contre, 63 plis P_2 ont été répertoriés sur le diagramme de droite. De ce nombre, 36 représentent des plis faiblement plongeants dont le plan axial est fortement incliné. Huit (8) plis P_2 sont presque reclinés; la plongée de l'axe est alors aussi forte que le pendage du plan axial. Seize (16) plis P_2 sont intermédiaires entre les 2 populations préalablement définies.

Les plis reclinés P_2 ne sont pas distribués au hazard. Surla carte géologique de Marquis (1984),les plis P_2 sont groupés dans le domaine 1 et plus particulièrement dans les sous-domaines 1A et 1B. Aucun pli P_2 recliné n'a été relevé dans les limites du

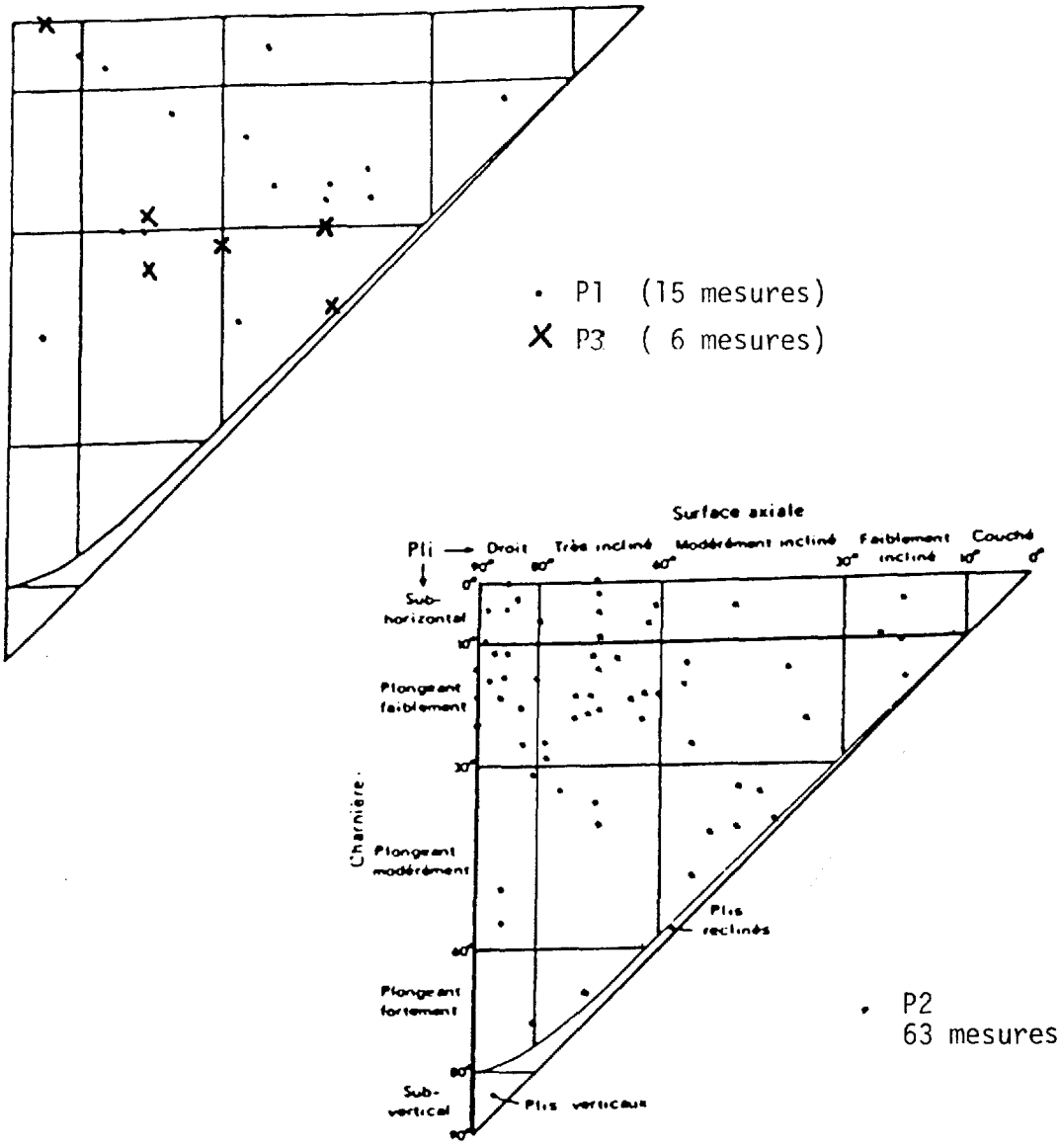


Figure 11: Classification des plis mineurs P1, P2, P3 d'après la méthode de Fleuty (1964).

domaine 2. Cette observation est une autre évidence indirecte qui suggère une déformation tectonique tardive affectant les roches du domaine 1.

Conclusion

Deux (2) plans des schistosité affectent systématiquement les roches du Groupe d'Oak Hill dans le secteur de Richmond. Les plis mineurs métriques (figure 13) et décamétriques (figure 14) dont le plan axial est parallèle à S_1, sont systématiquement déversés au SE. L'anticlinal du mont Pinnacle consiste en une structure régionale de grande envergure également déversée au SE. Lorsqu'elle n'est pas affectée par des plis P_2, la schistosité S_1 est orientée parallèlement à la trace axiale de cet anticlinal; à moins qu'elle ne soit refractée lorsqu'elle traverse des formations composées de lithologies contrastées présentant une grande différence de compétence(figure 12).

Dans les limites de la carte représentée sur la figure 10, notre analyse structurale a permis de distinguer 2 domaines structuraux dont la limite pourrait correspondre à une faille. L'importance régionale et la signification exacte de cette limite structurale nous échappe encore. Quoiqu'il en soit, la déformation est différente de part et d'autre de cette limite commele montrent nos canevas équiaires (en pochette).

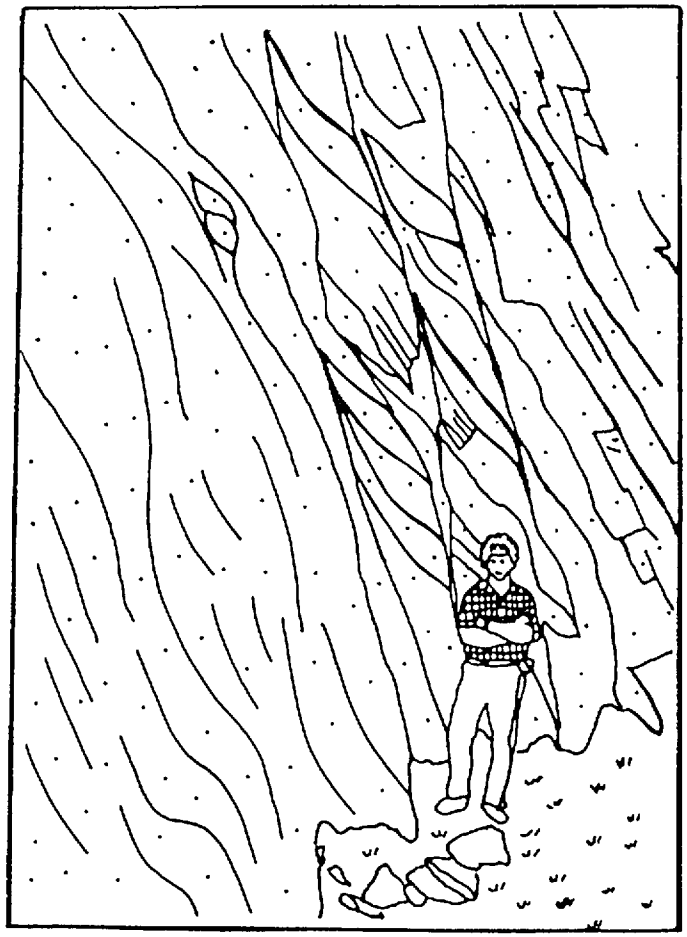


Figure 12: Formation de Pinnacle. Croquis d'un affleurement situé à l'intersection des routes 55 et 116. La schistosité S1 est réfractée à l'intérieur des grauwackes quartzeux.

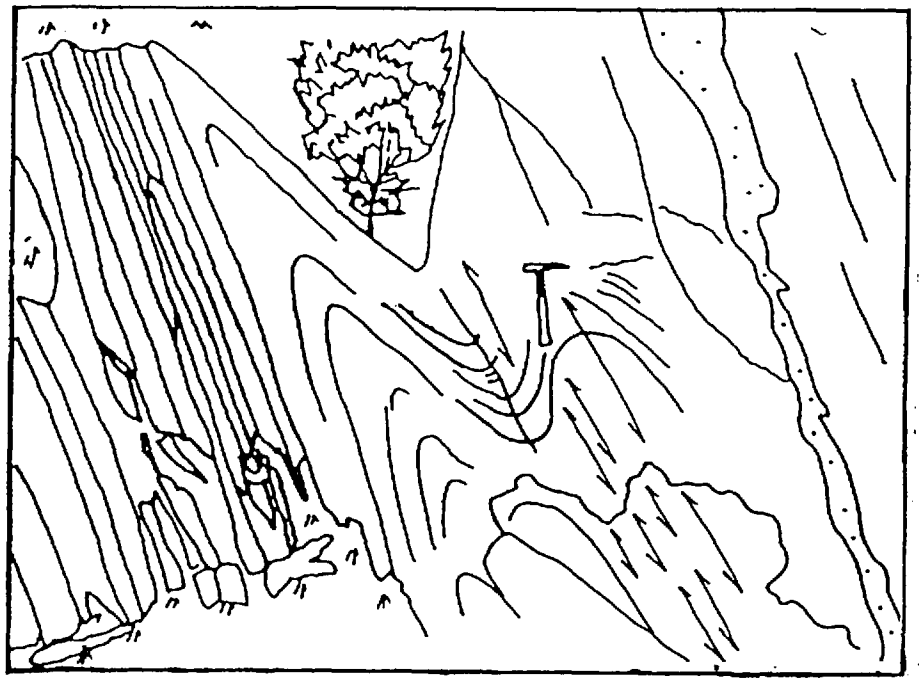
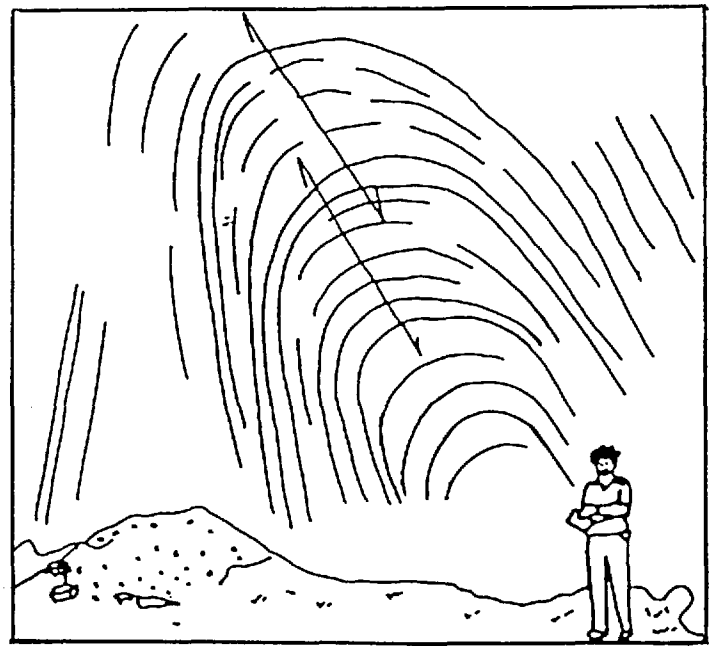


Figure 13: Formation de Gilman. Croquis d'un affleurement situé sur la route 116. La charnière du pli P1 est déversée au SE.



Formation 14: Formation de Sweetsburg. Croquis d'une affleurement situé sur la route 55. Pli antiforme Pl déversé au SE.

Géologie économique

La plupart des indices minéralisés reportés sur la figure 15, ont été découverts à la fin du X1Xe siècle. Il s'agit essentiellement d'indices de cuivre (Waddington, 1969; Bancroft, 1916). Nous avons disposé sous forme de tableau la liste des localités, le type de minéralisation, ainsi que les principales caractéristiques géologiques associées à chacun de ces indices minéralisés, (tableau 5). Dans tous les cas, les teneurs sont indéterminées.

Nous avons ajouté à ceux-ci 4 indices découverts en 1984. Deux de ces nouveaux indices consistent en pyrite finement disséminée dans des roches sédimentaires. Cette minéralisation pourrait éventuellement être associée à la présence d'or. Les résultats d'analyse ne sont pas encore disponibles. Le troisième est un indice de cuivre disséminé, sous forme de malachite concentrée dans les plans de schistosité d'un schiste à chlorite, séricite, laminé que nous associons à la Formation de Pinnacle. Cet indice a été mis à jour lors de la construction de l'autoroute 55. Le quatrième indice relevé en 1984, se présente sous forme d'hématite disséminée dans un schiste à chlorite. Les amygdales de ce schiste volcanique sont comblées par un assemblage de quartz, hématite, chlorite dont les proportions varient d'une amygdale à l'autre.

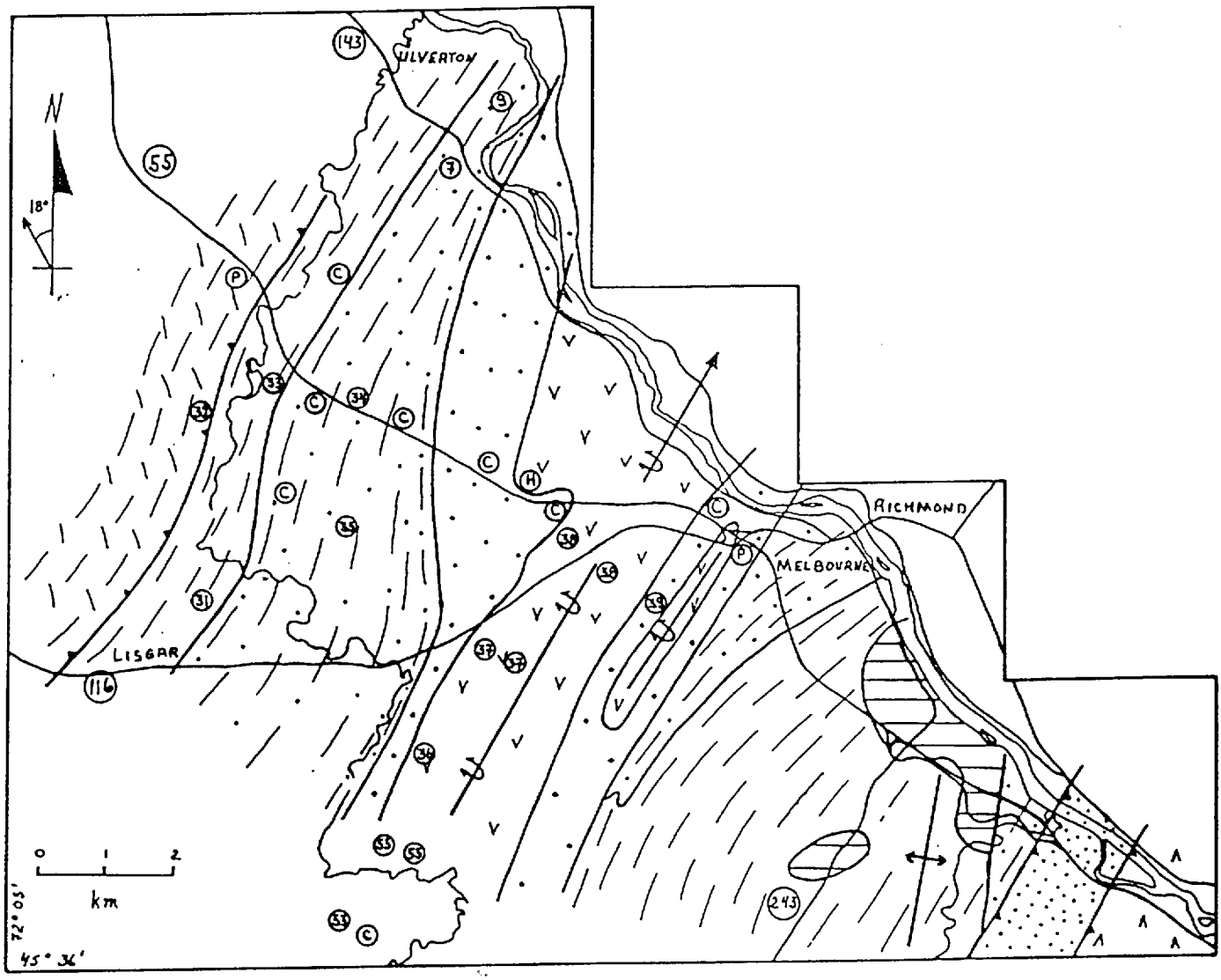


Figure 15: Carte de localisation des indices minéralisés.
© Chalcopyrite, ⓟ Pyrite, Ⓗ hématite,
⑨ numéro de fiche de gîte du M.E.R.

Tableau 5: Indices minéralisés et anciens producteurs, d'après Fiches de gîtes du M.E.R. BORNITE (BOR), CALCITE (CAL), CHALCOPYRITE (CPY), CHALCOSINE (CHA), CHLORITE (CHL), HEMATITE (HEM), MALACHITE (MAL), PYRITE (PYR), QUARTZ (QTZ), SERICITE (SER), GILMAN (GIL), PINNACLE (PIN), STANBRIDGE (STA).

CANTON	RANG et LOT	FICHE DE GITE	MINERALISATION	CARACTERISTIQUES
DURHAM	III-9	31H9	Cu CPY, QTZ,	VEINES DANS UNE ZONE DE FAILLE
	IV-9	31H7	Cu CPY, BOR, MAL, QTZ, CAL	VEINES CAL, FAILLE NNE, (GIL?)
	VI-7	31H34	Cu CPY, QTZ, CHL	DISSEMINE, VEINES QTZ, SCHISTE CHL
	VI-9	31H33	Cu CPY, QTZ	DISSEMINE, VEINES QTZ, SCHISTE CHL, SER
	VII-5	31H35	Cu MAL	DISSEMINE DANS PHYLLADE (PIN?)
	VII-11	31H32	Cu BOR	DISSEMINE, VEINES QTZ, PHYLLADE (STAN?)
	VIII-7	31H31	Cu CPY (?)	DISSEMINE, CONTACT SWEESTBURG-DUNHAM
MELBOURNE	III-2	31H53	Cu MAL, QTZ, CAL, BOR(?)	MASSIF, DISSEMINE, VEINES QTZ, FAILLE
	IV-2	31H55	Cu,Fe BOR, CHA, HEM, QTZ, CAL	REMOBILISATION DANS FAILLE, SCHISTE CHL
	IV-3	31H55	Cu,Fe CHA, PYR	IDEM
	V-2	31H36	Cu CHA, MAL, QTZ	DISSEMINE ET VEINES QTZ, SCHISTE CHL
	VI-2	31H37	Cu CPY (?)	DISSEMINE DANS SCHISTE CHL
	VI-3	31H37	Cu MAL	IDEM
	VII-1	31H38	Cu CPY	IDEM
	VII-3	31H38	Cu MAL, CHL	IDEM
	VII-5	31H39	Cu CHA, MAL, CHL	IDEM

Il est intéressant de noter que plusieurs indices minéralisés sont associés à des contacts géologiques et à des failles dont l'importance régionale n'a pas été établie à ce jour.

Références

BANCROFT, J.A., 1916. Rapport sur les gisements de cuivre des Cantons de l'Est, SM carte 20.

BIRD, J.M., DEWEY, J.F., 1970. "Lithosphere plate-continental margin tectonics and the evolution of Appalachian Orogen", Geological Society of America Bulletin, vol. 81, p.1031-1060.

BOOTH, V.H., 1950. "Stratigraphy and Structure of the Oak Hill Succession in Vermont", Geological Society of America Bulletin, vol. 61, p. 1131-1168.

BOUCHER, M., 1983. Minéralisation Plombo-Zincifère de la région de Dunham, Carte annotée, Ministère Energie et Ressources, DP 84-07.

CADY, W.M., 1960. "Stratigraphic and geotectonic relationships in northern Vermont and southern Quebec", Geological Society of America Bulletin, vol.71, p. 531-567.

CHARBONNEAU, J.M., 1980. Région de Sutton (W), Ministère de l'Energie et des Ressources, DPV. 681, 89p.

CLARK, T.H., 1934. "Structure and Stratigraphy of Southern Quebec", Geological Society of America Bulletin, Vol. 45, p. 1-20.

CLARK, T.H., 1936, "A Lower Cambrian Series from Southern Quebec", Royal Canadian Institute Transactions, vol. 21, pt 1, p. 135-151.

CLARK, T.H., EAKINS, P.R., 1968. "The Stratigraphy and Structure of the Sutton area of Southern Quebec", in Tectonics of the Appalachians, Northern and Maritimes; ed. by Zen, White, Hadley, Thompson, Wiley, Interscience, New York, p. 163-173.

CLARK, T.H., MC GERRIGLE, H.W., 1944. "Oak Hill Series, Farnham Series and Philipsburg Series", in Geology of Quebec, Ministère des Richesses naturelles du Québec, RG-20, vol.11, p. 386-407.

COISH, R.A., FLEMING, F.S., LARSEN, M., POYNER, R., SEIBERT, J., 1985. "Early rift history of the proto-Atlantic ocean: geochemical evidence from metavolcanic rocks in Vermont"., American Journal of Science, vol. 285, p. 351-378.

COOKE, H.C., 1952. Geology of Parts of Richmond and Drummondville Map-Areas, Eastern Townships, Quebec, Ministère des Richesses Naturelles, D.P. 467, 45 p.

COOKE, H.C., 1954. "The Green Mountain Anticlinorium in Quebec", Association Géologique du Canada, Proceedings , vol. 6, partie 2, p. 37-48.

COOKE, H.C., EAKINS, P.R., TIPHANE, M., 1962. Shefford Map-Area, Shefford and Brome Counties, Eastern Townships of Quebec, M.R.N. du Québec, D.P -187, 145 p.

DE ROMER, H.S., 1961. "Structural elements in southeastern Quebec, Northwestern Appalachians, Canada", Geologische Rundchau. vol. 51, p. 268-280.

DENNIS, J., 1961, "Structural geology of northern Vermont", 53d New England Intercollegial Geological Conference Guidebook, New Haven, Connecticut.

DENNIS, J.G., 1964. "The Geology of the Enosburg Area, Vermont", Vermont Development Department, Bulletin 23, 56 p.

DOLL, C.G., CADY, W.M., THOMPSON, J.B., Jr. BILLINGS, M.P., 1961. Centennial geological map of Vermont, Vermont Geological Survey.

ELLS, R.W., 1897. "Rapport sur une portin de la province de Québec figurant dans la feuille sud-ouest des Cantons de l'Est", Commisssion géologique du Canada, rapport annuel, 1984, vol. 7, p. 5j-103j, 126j-170j et carte 571.

GLOBENSKY, Y., 1978. Région de Drummondville, Ministère des Richesses Naturelles du Québec, R.G. 192, 106 p.

JOLLY, W.T., 1980. "Development and degradation of Archean lavas, Abitibi area, Canada, in lignt of major element geochemistry", Journal of Petrology, vol. 21, p.323-363.

KUMARAPELI, P.S., GOODACRE, A.K., THOMAS, M.D., 1981. "Gravity and magnetic anomalies of the Sutton Mountains region, Quebec and Vermont: expressions of rift volcanics related to the opening of lapetus", Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 18, p. 680-693.

LAURENT, R., HEBERT, R.,HEBERT, Y., 1979. "Tectonic setting and petrological features of the Quebec Appalachian Ophiolites", in Malpas, J.,and Talkington, R.W., eds., Ophiolites of the Canadian Appalachians and Soviet Urals, Memorial University of Newfoundland, Geology Department, Report 8, p. 53-77.

LOGAN, W.E., 1849. "Examen de la contrée du sud du St-Laurent qui s'étend des environs de Montréal et du lac Champlain à la rivière Chaudière", Commission Géologique du Canada, Rapport de progrès 1847-1848, p. 5-916.

LOWDON, J.A., et al., 1963. "Age determinations and geological studies", Geological Survey of Canada, Paper 62-17, 140 p.

MACKAY, B.R., 1921, "Beauceville map-area, Quebec", Canada Geological Survey Memoir 127, 105 p.

MARQUIS, R., 1984. Carte annotée, région de Richmond, M.E.R., DP 84-56, (sous presse).

OSBERG, P.H., 1965. "Structural geology of the Knowlton-Richmond area, Quebec", Geological Society of Canada Bulletin, vol. 76, p.223-250.

OSBERG, P.H., 1967. "Lower Paleozoic Stratigraphy and Structural Geology, Green Mountain-Sutton Mountain Anticlinorium, Vermont and Southern Quebec", American Association of Petrolium Geologist, Symposium, Memoir 12,

PIERATTI, D.D., 1976. The origin and tectonic significance of the Tibbit Hill metavolcanics, northwestern Vermont, Unpublished M.Sc. Thesis, University of Vermont, 136 p.

PINTSON, H., KUMARAPELI, P.S., MORENCY, M., 1985. "Tectonic significance of the Tibbit Hill Volcanics, geochemical evidence from Richmond area, Quebec", in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 123-130.

REED, J.C., MORGAN, B., 1971. "Chemical alteration and spilitization of the Catoctin greenstones, Shevandoah National Park, Virginia", Journal of Geology, vol.79, p. 526-548.

RICKARD, M.J., 1965. "Taconic orogeny in the Western Appalachians, experimental application of microtextural studies to isotopic dating", Geological Society of America Bulletin, vol. 76, p. 523-536.

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

SELWYN, A.R.C., 1883. "Notes on the geology of the southeastern portion of the Province of Quebec", Geological Survey of Canada Progress Report 1880-1881-1882, part A, p.1-7.

TRZCIENSKI, W.E., 1976. "Crossitic Amphibole and its Possible Tectonic Significance in the Richmond Area, Southeastern Quebec, Canadian Journal of Earth Science, vol. 13, p. 711-714.

WADDINGTON, G.W., 1969. Le cuivre au Québec, Ministère des Richesses, Etude spéciale 4, 388 p.

WILLIAMS, H., 1980. "Structural telescoping across the Appalachian Orogen and the minimum width of the Iapetus ocean ", in Strangway, D.W., The Continental crust and its mineral deposits, Geological Association of Canada, Special Paper 20, p. 421-441.

WILLIAMS, H. St-JULIEN, P., 1982. "The Baie Verte-Brompton Line: Early Paleozoic Continent-Ocean Interface in the Canadian Appalachians", in Major Structural Zones and Faults of the Northern Appalachians, ed. by P. St-Julien, and J. Béland, Geological Association on Canada, Special Paper 24, p. 177-207.