



GÉOLOGIE

et

ressources minérales

du Canada

PARTIE A







This document was produced
by scanning the original publication.

Ce document est le produit d'une
numérisation par balayage
de la publication originale.

GÉOLOGIE ET RESSOURCES MINÉRALES DU CANADA

/ ©Droits de la Couronne réservés

En vente chez Information Canada à Ottawa,
et dans les librairies d'Information Canada :

HALIFAX
1735, rue Barrington

MONTRÉAL
1182 ouest, rue Ste-Catherine

OTTAWA
171, rue Slater

TORONTO
221, rue Yonge

WINNIPEG
393, avenue Portage

VANCOUVER
657, rue Granville

ou chez votre libraire.

Prix \$6 N° de catalogue M43-1/1969F

Prix sujet à changement sans avis préalable

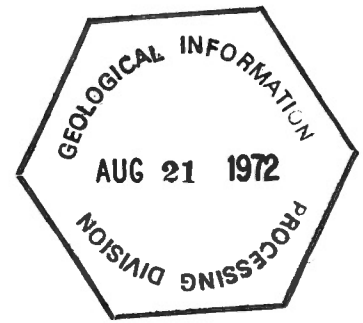
Information Canada
Ottawa, 1972

Rédacteurs
SUZANNE DÉJARDINS
Gabriel Chaussebourg

Imprimé sur papier offset lisse Georgian 140M par RICHARDSON, BOND & WRIGHT, LTD.
Composé en caractères Times Roman pour le texte, Eurostile pour les titres et
20th Century Medium pour les légendes par le Ministère des Approvisionnements et Services,
Secteur de l'Imprimerie

Réalisation artistique, SERVICE DE CARTOGRAPHIE, CGC

Présentation, D. A. SHENSTONE



COMMISSION GÉOLOGIQUE
DU CANADA

*SÉRIE DE LA GÉOLOGIE
ÉCONOMIQUE N° 1*

GÉOLOGIE ET RESSOURCES
MINÉRALES DU CANADA

Partie A (chapitres I à VII)

R. J. W. Douglas
Rédacteur scientifique

L.-P. Tremblay, rédacteur scientifique
de l'édition française

MINISTÈRE DE
L'ÉNERGIE, DES MINES ET DES RESSOURCES

CANADA

Pour la commodité de l'utilisateur, la version française de ce long texte est publiée en trois volumes. La partie A comprend les chapitres I à VII; la partie B, les chapitres VIII à XIII; et la partie C, un recueil de tableaux schématiques et de cartes.

PRÉFACE

Le présent ouvrage constitue la cinquième édition de *Géologie et ressources minérales du Canada* et forme un traité général des connaissances actuelles sur la géologie du Canada. Pour la première fois, il a été possible d'exposer en détail, à l'échelle du pays, les différents aspects de la géologie, et de tenter d'établir une synthèse tectonique des quatre principales régions géologiques: le Bouclier canadien et les régions phanérozoïques de bordure, c'est-à-dire les plates-formes et orogènes du Sud-Est, de l'Ouest et de l'Arctique canadien. L'ouvrage est accompagné d'un recueil de tableaux schématiques de corrélation géotectonique de chacune de ces régions, et de huit cartes à l'échelle de 1:5,000,000 représentant la géologie, la tectonique, les gîtes minéraux, les éléments glaciaires, la physiographie, les âges isotopiques et les anomalies magnétiques et gravimétriques. Dans le texte, les données sont brièvement résumées, les interprétations et conclusions économiques et scientifiques sont présentées nettement à part.

Chacune des cinq éditions fait état de nouveaux progrès, mais de nombreuses lacunes demeurent. La connaissance géologique est essentielle à l'évaluation des ressources minérales potentielles et à la recherche de gisements minéraux, deux éléments importants de la croissance économique du Canada et de la mise en valeur de son vaste territoire nordique. La connaissance des structures géologiques est indispensable aux travaux de génie, à la localisation des eaux souterraines, à la gestion des ressources du sol et du sous-sol en milieu urbain et rural (ressources renouvelables ou non) et à la conservation du milieu. Le présent traité est une source de renseignements culturels sur la constitution physique du Canada, et devrait servir d'ouvrage de référence aux scientifiques.

Le directeur, Commission géologique du Canada,
Y.-O. FORTIER

OTTAWA, le 14 août 1968

COUVERTURE Malak

PAGES DE GARDE

**Atelier de réduction de l'Inco à
Copper Cliff, Ontario (George Hunter)**

TABLE DES MATIÈRES

- CHAP. I INTRODUCTION
par R. J. W. Douglas, 1.
- CHAP. II SUBDIVISIONS PHYSIOGRAPHIQUES DU CANADA
par H. S. Bostock, 11.
- CHAP. III L'INDUSTRIE MINÉRALE AU CANADA
par R. B. Toombs, 35.
- CHAP. IV GÉOLOGIE DU BOUCLIER CANADIEN
par C. H. Stockwell, J. C. McGlynn, R. F. Emslie, B. V. Sanford, A. W. Norris, J. A. Donaldson, W. F. Fahrig et K. L. Currie, 49.
- CHAP. V RESSOURCES MINÉRALES DU BOUCLIER CANADIEN
par A. H. Lang, A. M. Goodwin, R. Mulligan, D. R. E. Whitmore, G. A. Gross, R. W. Boyle, A. G. Johnston, J. A. Chamberlain et E. R. Rose, 167.
- CHAP. VI GÉOLOGIE DU SUD-EST DU CANADA
par W. H. Poole, B. V. Sanford, H. Williams et D. G. Kelley, 253.
- CHAP. VII RESSOURCES MINÉRALES DU SUD-EST DU CANADA
par E. R. Rose, B. V. Sanford et P. A. Hacquebard, 345.

I. Introduction

Mise en valeur des ressources	3
Subdivisions géologiques et géographiques	4
Matières du volume	5
Remerciements	7
Choix d'ouvrages à consulter	7
Appendice	8



Introduction

R. J. W. Douglas

Depuis la publication en 1957* de la quatrième édition anglaise de *Géologie et ressources minérales du Canada*, les connaissances sur la géologie du Canada se sont accrues considérablement. Jusqu'alors, de nombreuses lacunes d'information géologique subsistaient sur de grandes parties du Canada; toutefois, des données précises existaient sur des régions isolées telles que les zones productrices de minéraux et les régions les plus accessibles. Une grande partie des données nouvelles a été obtenue lors de levés systématiques de cartographie géologique. En 1957, près de 75 p. 100 de la superficie du Canada n'étaient pas encore cartographiés géologiquement alors qu'en 1968, 15 p. 100 seulement demeuraient non cartographiés à l'échelle de levés de reconnaissance. Les premiers levés géologiques ont établi les éléments de continuité si nécessaire pour toute synthèse, de telle sorte, qu'actuellement il est possible d'évaluer et de présenter un large éventail de données scientifiques tant dans le domaine de la géologie que dans celui de la tectonique. Cependant, de l'ensemble des recherches géologiques effectuées au Canada une partie seulement était à l'échelle régionale; de nombreuses études, portant sur des questions économiques et scientifiques, ont été réalisées régulièrement par la Commission géologique du Canada, par des organismes provinciaux, les industries pétrolières et minières, des experts-conseils et les universités (voir Appendice).

Cet enrichissement de connaissances résulte des études d'un plus grand nombre de géologues, de meilleures conditions d'accessibilité en général, d'une plus grande utilisation de l'hélicoptère et autres appareils et d'une extension des programmes d'exploration et de production des sociétés pétrolières et minières. Les services fédéraux et provinciaux, dont la fonction principale est la diffusion de l'information

*Version française publiée en 1965.

scientifique, ont obtenu la majeure partie de ces nouvelles données géologiques, mais il faut également noter que les responsables de l'industrie ont été libéraux envers leur personnel dans leurs autorisations de diffusion des données de valeur scientifique et les données considérées dépourvues de valeur économique de concurrence. En outre, les professeurs d'université reçoivent actuellement des subventions de recherches géologiques et les résultats de leurs travaux contribuent à enrichir la documentation existante. Des subventions sont également accordées sur la recommandation du Comité consultatif national de recherche dans les sciences géologiques par la Commission géologique du Canada et par le Conseil national de recherches. De nouveaux secteurs de recherche et des prolongements des domaines classiques d'études géologiques ont vu le jour ces dernières années et un plus grand nombre de scientifiques, notamment des physiciens et des chimistes, essaient de résoudre des problèmes géologiques par leurs propres techniques et leurs idées. Il n'est donc plus praticable de résumer toutes les données géologiques du Canada et de les représenter sur une seule carte. Au contraire, une sélection doit être faite dans la préparation d'un texte ou dans la représentation de certains aspects sous forme visuelle sur plusieurs cartes.

La présente édition a pour objectif d'offrir aux géologues et aux non-géologues un ouvrage de référence concis et pratique, renfermant les données nouvelles et importantes, les concepts et les interprétations de la géologie et des ressources minérales du Canada. On espère que ce volume sera, pour le géologue canadien, une source de renseignements pratiques sur les régions moins connues et qu'il contribuera à l'éclosion de nouveaux concepts sur la tectonique et la métallogénèse. Aux géologues des autres pays et aux étudiants, le présent volume a pour but de servir d'ouvrage de référence, de point de départ dans la compréhension de la

géologie du Canada et d'une prise de contact avec la littérature géologique canadienne.

MISE EN VALEUR DES RESSOURCES

La croissance économique du Canada dépend, dans une très grande mesure, de la découverte de nouveaux gisements de minéraux et du renouvellement continu des réserves. La production minérale représente plus de 7 p. 100 du revenu national brut et plus de 40 p. 100 de la production primaire totale. Elle constitue l'élément le plus important de notre commerce extérieur, dont elle forme 30 p. 100 du total. La valeur de la production minérale en 1968 s'est élevée à \$4,735,000,000, dont les métaux représentaient 53 p. 100, les combustibles 28 p. 100, les minéraux non métalliques 10 p. 100 et les matériaux de construction 9 p. 100. Environ 60 p. 100 de la production ont été exportés, en majeure partie aux États-Unis. Dans la dernière décennie, presque tous les secteurs de l'industrie ont enregistré des progrès. Les plus remarquables ont été l'accroissement de la production de

minerai de fer, de potasse, de gaz naturel et de soufre. L'augmentation de la production du minerai de fer résulte des progrès révolutionnaires réalisés dans le domaine des procédés de valorisation du minerai et en technique sidérurgique, auxquels il convient d'ajouter la construction de la Voie maritime du Saint-Laurent, qui permet d'expédier vers l'intérieur du continent les minerais de fer du Québec et du Labrador. Les profonds gisements de potasse sous les plaines du sud de la Saskatchewan ont pu être atteints grâce à une nouvelle technique de congélation des couches aquifères de la roche en place lors du forage des puits. Les industries du pétrole brut et du gaz naturel ont connu une expansion rapide; le gaz naturel occupe actuellement le sixième rang parmi les industries minérales canadiennes, et la production de soufre, son sous-produit, a augmenté au point de faire du Canada le second producteur mondial de soufre.

L'exploration et la mise en valeur des ressources minérales du Canada sont assurées surtout par l'industrie privée; y participent également l'Eldorado Nucléaire Limitée, la Société québécoise d'exploration minière et la Panartic Oils

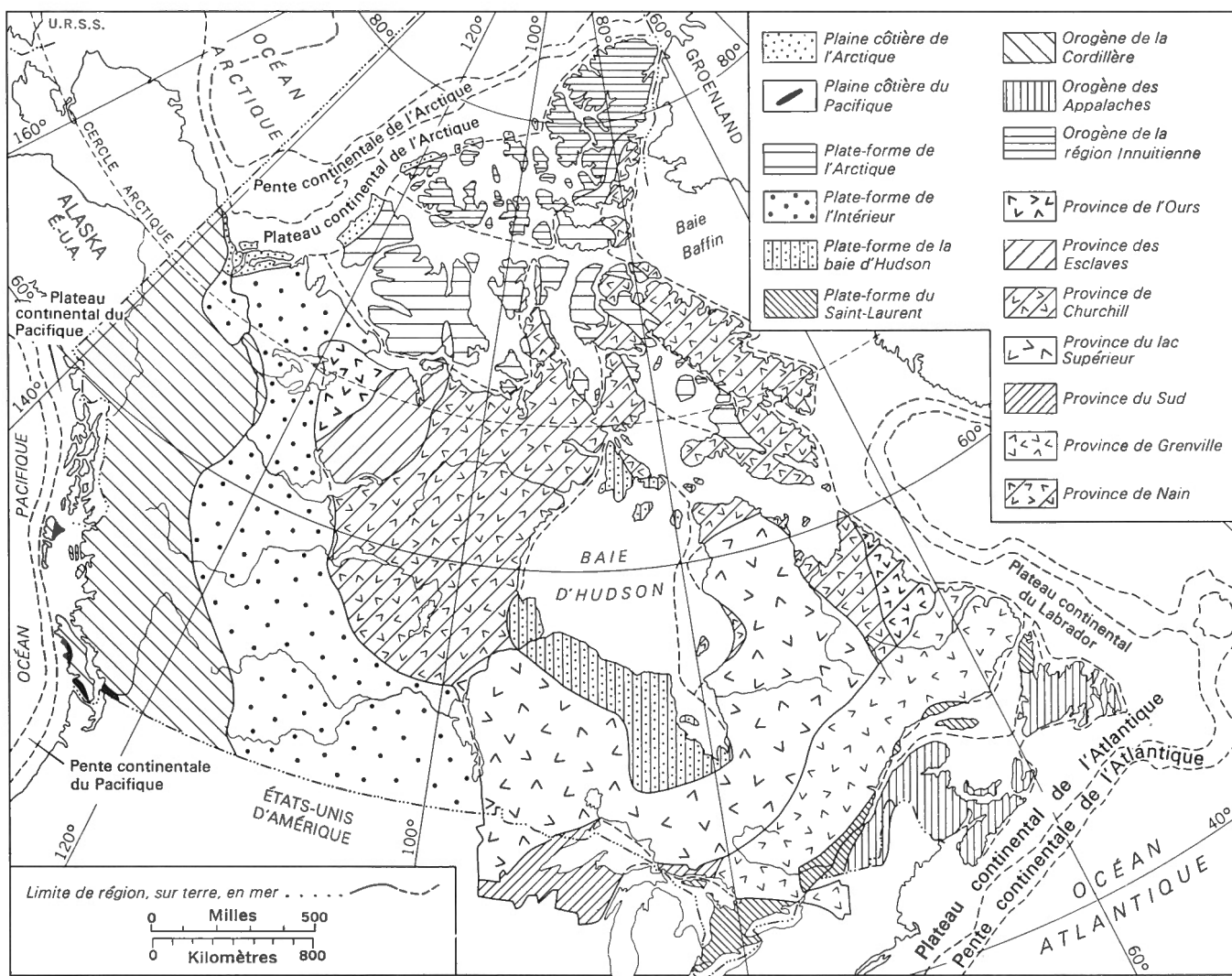


FIGURE I-1. Régions géologiques du Canada.

CGC

Ltd. Les organismes des gouvernements fédéral et provinciaux n'entreprennent pas précisément la prospection ou l'exploration, toutefois, dans certains cas, des gîtes minéraux de grande valeur ont été exploités à la suite des travaux de recherches de ces organismes. Dans les limites de chaque province, les ressources minérales relèvent des gouvernements provinciaux, à l'exception des concessions antérieures à une époque où les titres de propriété incluaient les droits de surface et les droits miniers. Les gouvernements provinciaux légifèrent en matière d'exploration, de mise en valeur et de conservation des ressources minérales et autres ressources naturelles. Les organismes fédéraux élaborent et assurent l'exécution des règlements régissant l'industrie minérale dans le Yukon et les Territoires du Nord-Ouest, au large des côtes, et sur certains territoires des provinces, telles les réserves indiennes.

Le ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources est le principal organisme fédéral chargé des questions scientifiques et techniques des ressources minérales, hydrauliques et énergétiques du Canada (voir Appendice). Trois directions s'occupent de géologie: la Commission géologique du Canada, la Direction des sciences de la mer et la Direction de la physique du Globe; d'autres directions s'occupent d'hydrogéologie, de la mise en valeur des ressources minérales et de matières connexes. La Direction de la physique du Globe a surtout la charge des travaux de gravité et de séismologie. La Direction des sciences de la mer effectue des études sur les sédiments des fonds marins. La Commission géologique du Canada a pour but de fournir les éléments pour une meilleure compréhension de la géologie du Canada, de contribuer à l'avancement des connaissances dans le domaine des sciences de la Terre et de déterminer les données nécessaires à la découverte et à l'exploitation des gisements minéraux du pays.

SUBDIVISIONS GÉOLOGIQUES ET GÉOGRAPHIQUES

Le Canada (fig. I-1)¹ a une superficie totale de 3,852,000 milles carrés dont 292,000 sont des lacs d'eau douce (tabl. I-1). Environ 2,964,000 milles carrés forment le continent et 596,000 milles carrés sont constitués d'îles, situées surtout dans l'Arctique. Ainsi que d'autres nations maritimes, le Canada exerce des droits de souveraineté sur les régions contiguës sises sous la mer, en vue d'en explorer et d'en exploiter les ressources naturelles. A l'intérieur des limites territoriales du Canada s'étendent environ 858,000 milles carrés de mer intérieure. La superficie submergée des plateaux continentaux situés en bordure des côtes atlantique, arctique et pacifique atteint environ 523,000 milles carrés et celle des pentes continentales, environ 563,000 milles carrés. La superficie à l'intérieur des limites des pentes continentales

¹ Tous les tableaux, figures et planches sont identifiés par des chiffres arabes consécutifs, précédés d'un chiffre romain représentant le chapitre, à l'exception du chapitre XI (Biochronologie) où l'on a employé le système généralement utilisé par les paléontologistes pour les planches et les figures.

TABLEAU I-1

Superficie des principales régions géologiques et géographiques du Canada

	Milles carrés
Superficie des terres.....	3,852,000
Terres.....	3,560,000
Lacs d'eau douce.....	292,000
Continent.....	2,964,000
Îles.....	596,000
Mers intérieures.....	858,000
Îles Reine-Élisabeth.....	84,000
Îles de l'Arctique méridionale.....	217,000
Bassin de Foxe.....	83,000
Détroit d'Hudson.....	64,000
Baies d'Hudson et James.....	320,000
Golfe Saint-Laurent.....	90,000
Plateaux continentaux.....	523,000
de l'Atlantique.....	225,000
du Labrador.....	125,000
de l'Arctique.....	134,000
du Pacifique.....	39,000
Pentes continentales.....	563,000
de l'Atlantique.....	124,000
du Labrador.....	56,000
de la baie de Baffin.....	219,000
de l'Arctique.....	148,000
du Pacifique.....	16,000
Provinces du Bouclier canadien.....	2,146,000
du lac Supérieur.....	586,000
des Esclaves.....	87,000
de l'Ours.....	47,000
de Churchill	
partie ouest sur le continent.....	554,000
partie est sur le continent et les îles ¹	449,000
du Sud ²	89,000
de Nain.....	43,000
de Grenville ²	291,000
Orogènes.....	1,046,000
des Appalaches ¹	191,000
de la région Innuïtienne ¹	230,000
de la Cordillère ²	625,000
Plates-formes.....	1,601,000
du Saint-Laurent ¹	110,000
de l'Arctique ¹	408,000
de l'Intérieur.....	701,000
de la baie d'Hudson ¹	382,000
Plaines côtières.....	27,500
de l'Arctique.....	25,000
du Pacifique.....	2,500

¹ Comprend les régions submergées par la mer.

² Comprend les prolongements aux États-Unis.

autour du Canada atteint donc au total 5,526,000 milles carrés environ, soit les 2.9 p. 100 de la surface du globe.

Au point de vue géologique, la partie centrale du Canada est recouverte par les roches précambriennes du Bouclier canadien, partie affleurante du craton nord-américain. Le Bouclier est divisé en plusieurs provinces tectoniques constituées de roches déposées durant les différentes ères du Précambrien et de roches, surtout cristallines, formées et modifiées par les orogénèses survenues vers la fin de l'éon Archéen et des ères du Protérozoïque. La division a formé les provinces du lac Supérieur, des Esclaves, de l'Ours, de Churchill, de Nain, de Grenville et du Sud. Le craton est flanqué de trois géosynclinaux composés surtout de roches du Phanérozoïque et de roches de la fin du Précambrien. Ces géosynclinaux, déformés à divers temps géologiques, constituent présentement les orogènes des Appalaches, de la région Innuitienne et de la Cordillère. Entre le Bouclier canadien et les orogènes s'étendent les plates-formes du Saint-Laurent, de l'Arctique et de l'Intérieur; elles sont les parties légèrement affaissées du craton et sont actuellement recouvertes de minces placages de roches sédimentaires du Phanérozoïque. Dans la partie centrale du Bouclier canadien et sous la plus grande partie de la baie d'Hudson s'étend la plate-forme de la baie d'Hudson. Les plateaux continentaux de l'Atlantique, de l'Arctique et du Pacifique, constitués de couches peu déformées du Mésozoïque et du Cénozoïque, bordent les océans du même nom. Le plateau continental de l'Arctique possède une large plaine côtière, presque aussi étendue que le plateau; la plaine côtière du Pacifique a, au contraire, peu d'étendue. Le plateau et la pente continentaux constituent ensemble une province géologique de sédimentation, dont la périphérie est la limite extérieure de la croûte continentale et constitue la zone de transition à la croûte océanique.

MATIÈRES DU VOLUME

Les différents aspects de la géologie et des gîtes minéraux du Canada sont traités soit suivant les principales régions géologiques, c'est-à-dire le Bouclier canadien, la région Sud-Est du Canada, l'Ouest canadien et l'archipel Arctique, soit par sujets distincts portant sur l'ensemble du pays, c'est-à-dire la physiographie, les ressources minérales, la biochronologie, la géologie du Pléistocène et les eaux souterraines. Une nouvelle série de cartes à l'échelle de 1:5,000,000 accompagne le volume et montre la géologie, la tectonique, les caractéristiques glaciaires, la physiographie, les gîtes minéraux, les anomalies magnétiques et la gravimétrie. Un tableau tectono-stratigraphique accompagne le texte de chacune des quatre principales régions géologiques et permet de constater l'ordre de dépôt des roches et la suite des phénomènes tectoniques qui ont donné la forme actuelle de la configuration géologique de chaque région.

Pour la Carte géologique du Canada (1250A), on s'est servi des quatre principaux paramètres géologiques: âge, faciès, structure et degré de métamorphisme pour mettre en évidence et comparer la géologie des principales régions du

pays et pour préciser les traits géologiques fondamentaux des zones géosynclinales précambriennes du Bouclier et des géosynclinaux contigus du Phanérozoïque (Douglas, 1969). Les roches sont datées suivant l'âge de la mise en place et l'âge de l'orogénèse. Bien que généralement on ait recours à la méthode radiométrique pour déterminer l'âge de l'orogénèse, la détermination de l'âge géologique de l'orogénèse n'est appliquée qu'aux roches visiblement ignées, intrusives ou d'origine métasomatique. Le métamorphisme ne change pas l'âge géologique des roches sédimentaires, volcaniques et ignées basiques à moins qu'elles aient subi une telle transformation que leur origine ne peut plus être précisée. Le même principe s'applique aux roches granitiques et autres roches plutoniques; elles sont considérées comme étant métamorphosées ou remétamorphosées à moins qu'il soit possible de démontrer qu'elles ont été réintroduites, refondues ou entièrement transformées par métasomatose.

Sur la Carte tectonique du Canada (1251A), la géologie est décrite en fonction de l'âge de la dernière orogénèse importante qui a affecté les roches. Les roches sont classées d'après leur position tectonique à l'intérieur des géosynclinaux et du craton et suivant le stade d'évolution du géosynclinal. Au cours de la compilation de la carte, des progrès importants ont été réalisés dans la chrono-stratigraphie des roches du Précambrien et dans la division du Bouclier canadien en provinces et sous-provinces tectoniques (Stockwell, 1964). En majorité ces progrès sont dus au nombre toujours croissant des datations isotopiques. Environ 1,500 datations de roches et de minéraux ont été réalisées dans les laboratoires de la Commission géologique du Canada; la plupart représentent des âges obtenus au K-Ar sur la biotite, la muscovite, la hornblende et la roche entière. Un nombre à peu près égal de datations de roches canadiennes a été réalisé dans les universités canadiennes et dans plusieurs universités et organisations des États-Unis. Un certain nombre de ces données classées d'après la méthode de détermination d'âge, le matériau, le milieu géologique et le laboratoire sont présentées sur la Carte isotopique du Canada (1256A). Les gîtes minéraux du Canada antérieurement exploités ou actuellement en exploitation sont indiqués sur la carte 1252A. Les gisements métallifères et non métallifères sont classés d'après leur type et leur milieu géologique. Seuls les gisements ayant une production cumulative de plus de 36,000 tonnes sont indiqués. Les combustibles sont classés d'après la nature du produit. Les gisements de pétrole et de gaz naturel sont représentés sans égard à leur importance s'ils sont situés dans un champ pétrolifère dénommé; l'âge de leur horizon productif est toutefois indiqué. La plupart des gîtes minéraux en exploitation se trouvent dans la partie sud du pays près des principaux centres de population. Cette répartition dépend en partie de la géologie, mais elle est fonction aussi des frais élevés de l'exploration, de la mise en valeur et de la commercialisation des produits minéraux provenant des régions moins accessibles du pays où seuls des gisements à caractéristiques exceptionnelles en fait de volume, de teneur et de qualité peuvent être exploités économiquement (Lang et Douglas, 1959).

Au cours des 20 dernières années, des levés aéroportés de l'intensité totale du champ magnétique terrestre ont été effectués en collaboration, pour une bonne partie, par des organismes fédéraux et provinciaux; les résultats à l'échelle de un mille au pouce sont en cours de publication. Les lignes de vol sont espacées d'un demi-mille et la hauteur de vol est en moyenne de 1,000 pieds. La sensibilité des magnétomètres utilisés varie entre 3 et 5 gammas. Une partie de ces données, et certains renseignements de sociétés privées, après réduction à l'échelle de 1:5,000,000, sont représentés sur la Carte des anomalies magnétiques du Canada (1255A). A la fin de 1967, des cartes aéromagnétiques couvrant environ 1,250,000 milles carrés, soit le tiers du Canada, avaient été publiées. Les cartes à grande échelle, surtout du Bouclier canadien, sont utilisées par l'industrie privée à la prospection de gîtes minéraux et par les géologues de la Commission géologique du Canada dans leurs recherches sur le terrain et dans l'interprétation ultérieure des données recueillies. Les cartes à petite échelle suppriment de nombreux détails, mais elles révèlent les grands traits géologiques de surface et les structures profondes de la croûte terrestre.

L'intensité de la force de gravité de la terre a été déterminée systématiquement pour une grande partie du Canada par la Division gravimétrique de la Direction de la physique du Globe et les anomalies sont indiquées sur la Carte des anomalies gravimétriques de Bouguer du Canada (1257A). Le quadrillage varie de 6 à 7 milles dans les régions éloignées, mais il est beaucoup plus serré dans les régions plus accessibles ou aux endroits des anomalies. La plupart des anomalies les plus importantes sont maintenant connues, mais elles n'ont pas toutes été reliées à des conformations géologiques.

Quelques chapitres traitent de certains sujets à l'échelle du pays. Dans le chapitre II (Subdivisions physiographiques du Canada), on décrit les caractéristiques de chaque grande division physiographique et, pour la première fois, on propose des divisions physiographiques bien définies pour le Bouclier canadien. Les limites de ces divisions sont indiquées sur la carte 1254A. La carte peut servir également comme carte géographique de référence, car elle contient le maximum de noms de lieu et d'accidents géographiques. Le chapitre III traite de l'importance de la production minérale pour l'économie du pays, présente des données permettant de situer le Canada par rapport aux autres pays producteurs de minéraux et quelques autres comparaisons économiques. Le chapitre XI (Biochronologie: succession type du Phanérozoïque) décrit la composition des faunes typiques les plus fréquemment utilisées dans la corrélation et la datation des roches phanérozoïques du Canada. A quelques-unes de ces descriptions sont inclus des commentaires sur l'importance paléogéographique des ensembles fauniques et des tendances évolutionnaires. Au cours des dernières années, on a rassemblé un grand nombre de données sur la géologie du Pléistocène au Canada; ces données portent non seulement sur les rapports et l'étendue des calottes glaciaires continentales et des complexes glaciaires les plus au nord, mais également, surtout dans les régions les plus au sud, sur une stratigraphie plus précise, sur la corrélation des événements par datation

au radiocarbone et sur les détails de l'évolution de la déglaciation, depuis l'avancée maximale de la masse glaciaire du Wisconsin jusqu'à l'état actuel des glaciers et des champs de glace. Ces données sont présentées dans le chapitre XII (Géologie du Quaternaire) et illustrées sur la Carte glaciaire du Canada (1253A). Un aperçu des régions hydrogéologiques est donné au chapitre XIII (Hydrogéologie); le chapitre présente aussi des descriptions de quelques types de recherches actuellement en cours sur les ressources en eaux souterraines du Canada, dont l'inventaire vient de commencer à l'échelle du pays.

Les chapitres IV à X portent sur la géologie et la géologie économique des quatre principales régions du pays, soit le Bouclier canadien, le Sud-Est du Canada, l'Ouest canadien et l'archipel Arctique. Dans les chapitres sur la géologie, la description est surtout tectonique et l'ordre des données est chronologique et régional. Dans la description du Bouclier canadien, les roches précambriennes sont décrites suivant les principales provinces tectoniques et en fonction de leur évolution tectonique à chaque ère géologique. Pour les régions du Canada formées surtout de roches du Phanérozoïque, on a combiné la géologie des régions adjacentes des plate-formes et des géosynclinaux, plus les données, encore incomplètes sur la géologie des plateaux continentaux et des plaines côtières adjacentes aux régions décrites. L'évolution tectonique de chaque période est résumée en termes généraux susceptibles d'être compris sans posséder une connaissance approfondie des roches elles-mêmes et sans avoir recours à une nomenclature stratigraphique. Ces termes constituent dans une certaine mesure une interprétation des faits et une hypothèse pouvant les expliquer. Les textes des quatre chapitres traitant de la géologie sont descriptifs dans l'ensemble et présentent essentiellement des faits, nécessairement sélectionnés. Les structures et les faciès sont présentés dans leur position géographique actuelle, car on n'est pas encore en mesure de produire des cartes palinspastiques à l'échelle régionale. Sur le tableau schématique de corrélation tectonostratigraphique préparée pour chacune des quatre régions géologiques du Canada, toutes les corrélations sont chronologiques et, pour chacune, les corrélations sont classées suivant trois degrés de certitude possible. Cependant, on n'indique pas l'étalon temps qui a servi à établir les corrélations. Les secteurs sont d'étendue inégale et couvrent géographiquement une région déterminée dont les limites tiennent compte de la succession particulière des ensembles rocheux et des événements géologiques. Leur description se limite à des généralités, car il est impossible de représenter toutes les relations géologiques qui peuvent exister à l'intérieur de chaque secteur.

Dans les chapitres traitant de la géologie économique, du Bouclier canadien, du Sud-Est du Canada et de l'Ouest canadien, les gîtes minéraux sont groupés et décrits par catégorie selon la nature du produit: métal, minéral ou combustible. Dans les énoncés préliminaires, des généralisations sont introduites en autant que le permettent les connaissances actuelles, sans trop s'engager dans des hypothèses; ces généralisations permettent aussi de replacer les gisements

dans leur milieu naturel ou leur contexte géologique. Les descriptions elles-mêmes s'en tiennent aux faits connus et aux caractéristiques géologiques et minéralogiques et à la genèse des gîtes, ainsi qu'aux phénomènes à la base de leur formation. Si ces chapitres sont lus parallèlement aux chapitres sur la géologie, les données susciteront peut-être de nouvelles idées sur les associations minérales, surtout chez les géologues spécialistes de l'exploration.

REMERCIEMENTS

Les auteurs se sont écartés de la formule généralement acceptée pour les publications scientifiques au sujet des références, du fait qu'il est impossible de citer toutes les sources des données et des idées, et d'énumérer toutes les publications disponibles. Les auteurs remercient vivement tous ceux qui ont contribué à accroître les connaissances de la géologie du Canada, même si leurs travaux ne sont pas cités dans les références. Ils remercient particulièrement tous les collègues de leur aide généreuse en donnant accès aux données inédites et à leurs interprétations, en participant aux discussions et à la revue critique des manuscrits. Le système de références partielles a pour but d'orienter le lec-

teur vers des ouvrages géologiques plus spécialisés où il pourra trouver des renseignements et des références supplémentaires; ce n'est qu'à titre secondaire que le système tient compte de la contribution de chaque collaborateur. Les renseignements et les données provenant de communications verbales et de thèses non publiées sont identifiés simplement par la mention du nom de la personne. Des listes bibliographiques de cartes et de rapports publiés par les organismes fédéraux et provinciaux peuvent être obtenues sur demande en s'adressant à l'organisme particulier (voir Appendice) ainsi qu'auprès de certaines sociétés géologiques.

CHOIX D'OUVRAGES À CONSULTER

- Douglas, R. J. W.
1969: Orogeny, basement and the Geological Map of Canada; *Ass. géol., Can.*
- Lang, A. H., et Douglas, R. J. W.
1959: Minerals and Fuels, dans *The Canadian Northwest: its potentialities; Soc. Roy. Can.*
- Stockwell, C. H.
1964: Fourth report on structural provinces, orogenies, and time-classification of rocks of the Canadian Precambrian Shield, *Comm. géol., Can., Étude 64-17, part. II, pp. 1-21.*

APPENDICE

SOURCES D'INFORMATION GÉOLOGIQUE

Organismes fédéraux

Ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources

Commission géologique du Canada

Le Directeur
601, rue Booth
Ottawa (Ont.)

Institut de géologie sédimentaire et pétrolière
3303, 33^e rue NW
Calgary 44 (Alb.)

Bureau de la Colombie-Britannique
326, rue Howe
Vancouver 1 (C.-B.)

Bureau des Territoires du Nord-Ouest
Yellowknife (T.N.-O.)

Bureau du Yukon
Whitehorse (Yukon)

Direction de la physique du Globe

Le Directeur
3, Observatory Crescent
Ottawa (Ont.)

Direction des sciences de la mer

Le Directeur
615, rue Booth
Ottawa (Ont.)

Institut de Bedford
Dartmouth (N.-É.)

Direction des mines

Le Directeur
555, rue Booth
Ottawa (Ont.)

Direction des eaux intérieures

Le Directeur
Immeuble temporaire n° 8
Ottawa (Ont.)

Direction des politiques et de la planification

Le Directeur
Immeuble temporaire n° 8
Ottawa (Ont.)

Ministère des Affaires indiennes et du Nord canadien

Direction des services administratifs du Nord

Le Directeur
400, avenue Laurier ouest
Ottawa (Ont.)

Société d'État

Le Président
Eldorado Nucléaire Limitée
151, rue Slater
Ottawa (Ont.)

Organismes provinciaux

Le Directeur des Ressources minérales
Ministère des Mines, de l'Agriculture et des Ressources
St-Jean (T.-N.)

Le Sous-ministre
Ministère des Mines
Halifax (N.-É.)

L'Agent des Services géologiques
Ministère de l'Industrie et des Richesses naturelles
Charlottetown (I.-P.-É.)

Le Sous-ministre adjoint (Mines)
Ministère des Terres et des Mines
Fredericton (N.-B.)

Le Directeur des Services géologiques
Ministère des Richesses naturelles
Québec (Québec)

Le Président
Société québécoise d'exploration minière
2388, chemin Sainte-Foy
Sainte-Foy (Québec)

Le Géologue en chef
Ministère des Mines de l'Ontario
Hôtel du Gouvernement
Toronto (Ont.)

Le Géologue en chef
Ministère des Mines et des Richesses naturelles
Winnipeg 1 (Man.)

Le Sous-ministre
Ministère des Ressources minérales
Regina (Sask.)

Le Chef de la Division de la géologie
Conseil de recherche de la Saskatchewan
Regina (Sask.)

Le Chef de la Division de la géologie
Conseil de recherche de l'Alberta
87^e avenue et 114^e rue
Edmonton 61 (Alb.)

Le Géologue en chef
Ministère des Mines et des Ressources pétrolières
Victoria (C.-B.)

Départements de géologie des universités

Le Chef du Département de géologie
Université Memorial
St-Jean (T.-N.)

Le Chef du Département de géologie
Université Saint-François-Xavier
Antigonish (N.-É.)

Le Chef du Département de géologie
Université Dalhousie
Halifax (N.-É.)

Le Chef du Département de géologie
Université Acadia
Wolfville (N.-É.)

Le Chef du Département de géologie
Université Mount Allison
Sackville (N.-B.)

Le Chef du Département de géologie
Université du Nouveau-Brunswick
Fredericton (N.-B.)

Le Chef du Département de géologie
Université Laval
Québec (Québec)

Le Chef du Département des sciences géologiques
Université McGill
Montréal (Québec)

Le Chef du Département de géologie
Université de Montréal
Montréal 3 (Québec)

Le Chef du Département de génie géologique
École Polytechnique
Montréal 29 (Québec)

Le Chef du Département de géologie
Université de Sherbrooke
Sherbrooke (Québec)

Le Chef du Département de géologie
Université d'Ottawa
Ottawa (Ont.)

Le Chef du Département de géologie
Université Carleton
Ottawa (Ont.)

Le Chef du Département des sciences géologiques
Université Queen's
Kingston (Ont.)

Le Chef du Département des sciences géologiques
Université de Toronto
Toronto (Ont.)

Le Chef du Département de géologie
Université McMaster
Hamilton (Ont.)

Le Chef du Département de géologie
Université Brock
St. Catharines (Ont.)

Le Chef du Département des sciences des sols
Université de Guelph
Guelph (Ont.)

Le Chef du Département des sciences de la Terre
Université de Waterloo
Waterloo (Ont.)

Le Chef du Département de géologie
Université Western Ontario
London (Ont.)

Le Chef du Département de géologie
Université Laurentienne
Sudbury (Ont.)

Le Chef du Département de géologie
Université Lakehead
Thunder Bay (Ont.)

Le Chef du Département de géologie
Université du Manitoba
Winnipeg (Man.)

Le Chef du Département de géologie
Université de la Saskatchewan
Saskatoon (Sask.)

Le Chef du Département de géologie
Université de l'Alberta
Edmonton (Alb.)

Le Chef du Département de géologie
Université de Calgary
Calgary (Alb.)

Le Chef du Département de géologie
Université Simon Fraser
Burnaby (C.-B.)

Le Chef du Département de géologie
Université de la Colombie-Britannique
Vancouver (C.-B.)

Organisations scientifiques

Alberta Society of Petroleum Geologists
524, édifice Lougheed
Calgary (Alb.)

L'Institut canadien des mines et de la métallurgie
Pièce 906
1117, rue Ste-Catherine ouest
Montréal 2 (Québec)

Edmonton Geological Society
1102, édifice Empire
Edmonton (Alb.)

Association géologique du Canada
Département des sciences de la Terre
Université de Waterloo
Waterloo (Ont.)

Association minéralogique du Canada
555, rue Booth
Ottawa (Ont.)

Prospectors and Developers Association
Suite 2720
25, rue King ouest
Toronto 1 (Ont.)

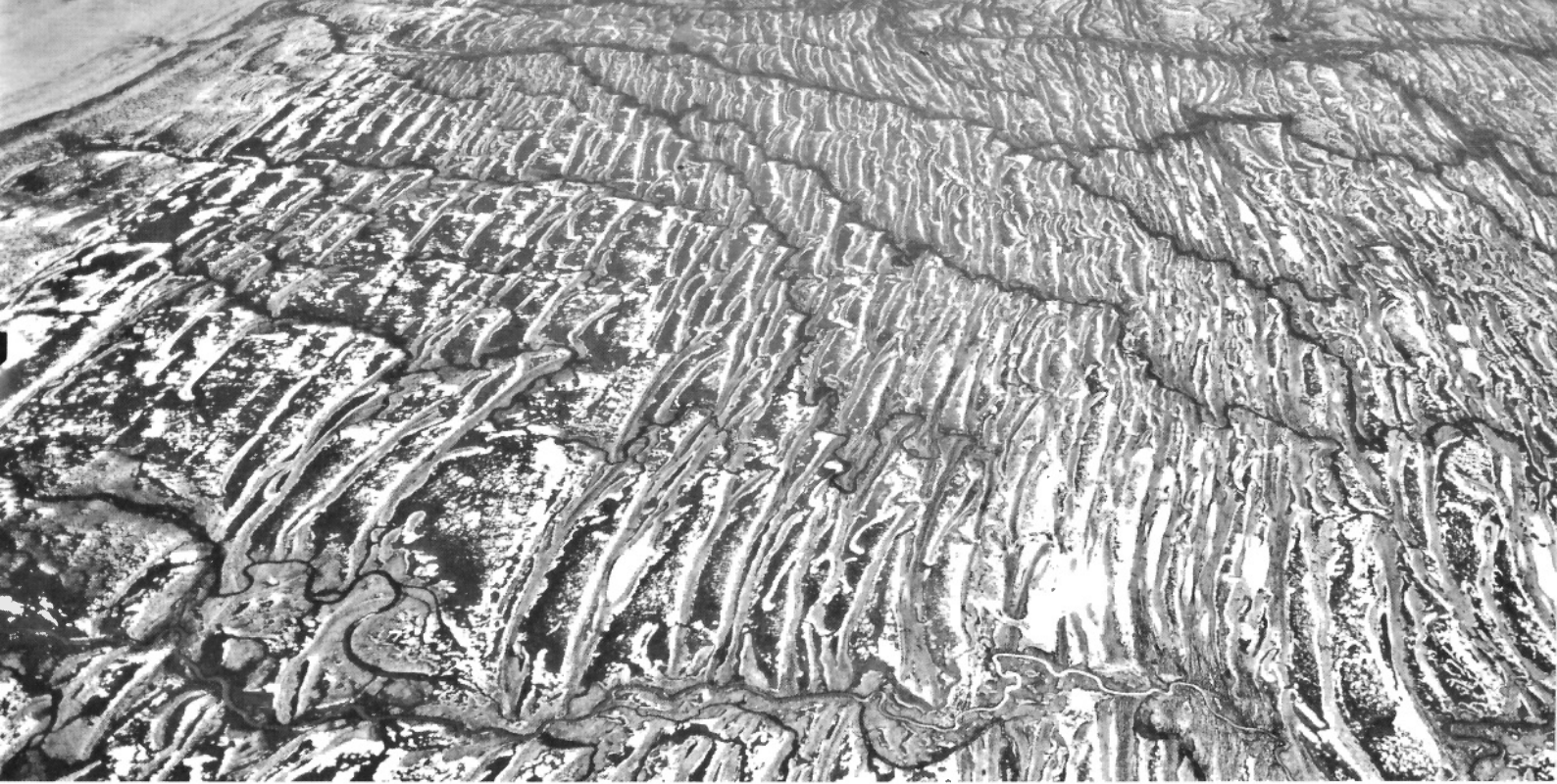
La Société royale du Canada
Division de la géologie, Section III
Bibliothèque nationale
395, rue Wellington
Ottawa (Ont.)

Saskatchewan Geological Society
C.P. 234
Regina (Sask.)

L'Association canadienne-française
pour l'avancement des sciences
3208, av. Marie-Guyard
C.P. 6060
Montréal 3 (Québec)

II. Subdivisions physiographiques du Canada

Introduction.....	12
Le Bouclier canadien.....	12
Régions en bordure du Bouclier.....	20
Choix d'ouvrages à consulter.....	34



INTRODUCTION

Au point de vue physiographique comme au point de vue géologique, le Canada se divise en deux vastes secteurs: l'un, constitué d'un noyau d'anciennes roches massives, cristallines, précambriennes, forme le Bouclier canadien. L'autre, formé d'un croissant de roches plus récentes, la plupart stratifiées, encerclant le Bouclier, constitue les régions en bordure du Bouclier. Plus simplement, la surface du noyau précambrien ressemble à une assiette plate renversée, au centre plat, légèrement abaissé, avec une bordure inclinée vers l'extérieur se terminant par un bord escarpé. Les roches plus récentes des régions en bordure du Bouclier entourent les parties nord, ouest et sud de l'assiette sous la forme de tronçons de deux anneaux concentriques. L'anneau intérieur comprend une succession de basses-terres, de plaines et de plateaux, recouverts de roches sédimentaires la plupart horizontales, surmontant la bordure faiblement inclinée de l'assiette. L'anneau extérieur est formé de régions discontinues de montagnes et de plateaux dont les roches plus récentes sont déformées. La bordure nord-est de l'assiette ne comporte pas de roches plus récentes; le bord du Bouclier y est redressé et s'incline à pic dans l'océan.

Une partie de la frontière entre le Canada et les régions limitrophes des États-Unis est marquée par des accidents de terrains tels que lacs, rivières et lignes de partage des eaux. Son tracé correspond souvent à des parallèles de latitude et à des méridiens de longitude. Les côtes du Canada, très longues et très irrégulières, renferment à l'intérieur des limites de leurs promontoires et de leurs îles de vastes étendues de mer sous la forme de baies, d'inlets et de chenaux.

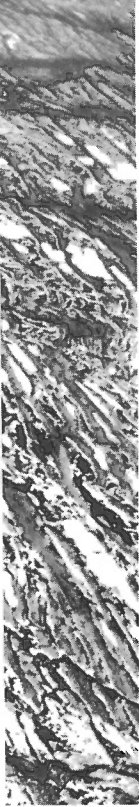
Une partie de ces eaux littorales demeurent peu profondes et recouvrent les plateaux continentaux situés en bordure des côtes des océans Atlantique, Pacifique et Arctique.

Au point de vue physiographique, le Bouclier et les régions en bordure du Bouclier sont divisés en régions ou provinces dont chacune comprend plusieurs subdivisions. Dans les régions en bordure du Bouclier, les limites physiographiques se trouvent amplement mises en évidence par des modifications distinctives de la topographie du terrain et de sa géologie. Dans le cas du Bouclier, l'âge des orogènes permet de le subdiviser géologiquement (Stockwell, 1965), mais l'on ne trouve aucun caractère directeur semblable de subdivision physiographique. Il existe cependant divers accidents de terrain, décrits dans le présent chapitre, qui permettent d'y tracer certaines subdivisions physiographiques majeures et mineures.

LE BOUCLIER CANADIEN

Accidents généraux de terrain

Vu de quelques hauts sommets, le paysage du Bouclier présente une ligne d'horizon uniforme et monotone, coupée çà et là de monadnocks à sommet arrondi ou aplati et de chaînes de collines. L'uniformité constitue la preuve évidente d'une surface d'érosion presque entièrement réduite à l'état de pénéplaine. Cette particularité, la plus marquée du Bouclier, donne à la région un air de ressemblance, que ce soit au Labrador ou dans les Territoires du Nord-Ouest. Le relief n'est montagneux que dans des régions éparses, telles que dans les hautes-terres de Davis et celles du Labrador et



II

Subdivisions physiographiques du Canada

H. S. Bostock

Plages soulevées des basses-terres
de la baie d'Hudson.

dans les environs de la baie Wager et des monts Mealy mais, même en ces lieux, les sommets présentent des vestiges d'une ancienne surface d'érosion. Dans la plus grande partie du Bouclier, le relief varie entre 200 et 300 pieds. Le point culminant au-dessus de 5,000 pieds se trouve dans les hautes-terres de Davis et du Labrador.

De longues périodes d'érosion ont fortement contribué à aplanir les vastes étendues du Bouclier et à les réduire à l'état d'une surface presque uniforme, même si certaines parties forment des entités géologiques distinctes. Des accidents de terrain tels que les collines d'East Arm n'ont pas une plus haute altitude que les bas-plateaux de roches cristallines qui s'étendent dans toutes directions à partir d'elles. Le bord est du plateau de la Caniapiscau forme un escarpement marqué qui domine les crêtes sinueuses des collines du Labrador, bien que certains de leurs sommets se trouvent à la même altitude que la surface du plateau.

Drainage

Dans ses détails, la surface du Bouclier varie d'un endroit à l'autre, mais elle présente une caractéristique résultant de sa glaciation. Une grande partie de sa surface demeure immergée, sous la forme de lacs, d'étangs et de marais. Bien que le pourcentage de la surface immergée du Bouclier ne soit pas connu exactement, il est certain qu'il excède 25 p. 100 dans plusieurs grandes régions. Cependant, ce taux est relativement faible dans certaines régions, comme dans la plaine de la Thelon et dans les régions recouvertes par les lacs glaciaires du Pléistocène ou celles anciennement submergées par la mer.

Le système de drainage varie largement et l'on n'a pas encore découvert de réseau préglaciaire, même dans le cas des grands cours d'eau. A peu d'exceptions près, sauf dans le cas de la rivière aux Feuilles, les cours d'eau principaux s'écoulent dans le sens de la pente générale du terrain. Cependant, l'écoulement des affluents demeure affecté par les effets locaux de la glaciation, y compris la déclivité du terrain, la distribution de la roche en place et la disposition des dépôts meubles. Le plus souvent, les lits des cours d'eau suivent les éléments structuraux de la roche en place, tels que des zones continues de fractures, de grands réseaux de joints et la position de couches tendres. Ça et là des barrages de dépôts meubles glaciaires les détournent de leurs cours à travers d'anciennes lignes de partage des eaux.

Dans bien des régions, l'avance glaciaire, transversale à la structure de la roche en place, et les dépôts épars de drift glaciaire ont formé une mosaïque d'étangs parsemée de petites crêtes et de bosses au milieu desquels des cours d'eau coulent sinueusement. Par contraste avec ce système de drainage hétérogène, les cours d'eau des régions à rares dépôts glaciaires présentent un drainage en forme de treillis. Les lignes principales de ce treillis suivent de longs linéaments droits, de grandes zones de fractures ou des systèmes de joints dominants dans des roches massives. La différence de résistance à l'érosion entre des couches non métamorphisées et des gneiss impose parfois un écoulement dirigé par les sinuosités des plis, avec lacs en forme de S, des vallées concentriques ou rayonnantes. En d'autres endroits, il demeure possible que les caractéristiques des dépôts glaciaires aient joué un rôle dominant, en imposant aux eaux un cours presque parallèle dans les régions de drumlins et de drumli-

notdes, ou à s'écouler de façon irrégulièrement parallèle dans les champs de guirlandes morainiques parallèles. En fait, il n'existe pas d'autre région au monde où la glaciation ait plus fortement mis sa marque sur le drainage.

Lorsque l'on compare les systèmes de drainage situés de chaque côté de la limite entre le Bouclier et les régions en bordure, on constate généralement des différences marquées malgré l'effet dissimulateur de la glaciation à laquelle les deux côtés ont été soumis. Sur le Bouclier, de nombreux lacs et cours d'eau constituent les éléments de drainage dont la forme dépend, répétons-le, des assises précambriennes. Au contraire, les régions en bordure adjacentes ont moins de lacs; ces lacs ont une forme souvent arrondie et les réseaux de cours d'eau ont un système différent étant déterminés par les roches paléozoïques.

Anciennes pénéplaines

La surface générale des roches précambriennes du Bouclier s'incline en pente douce sous les couches paléo-

zoïques en bordure du Bouclier des régions de l'Arctique et des plaines Intérieures, de la partie sud-ouest de la région du Saint-Laurent et notamment autour des basses-terres de la baie d'Hudson et de la plaine de Foxe. Dans certaines régions où des forages l'ont révélée, la surface est ondulée, mais en général elle s'incline graduellement à une grande profondeur au-dessous des roches des régions en bordure. Aux endroits en bordure où la nature de la surface du Précambrien se révèle clairement, ses collines et ses vallées se continuent sous les couches paléozoïques sus-jacentes. Les couches remplissent les dépressions, empiètent sur les crêtes, les recouvrent en partie et ne laissent que les parties supérieures, faisant saillie sous la forme d'enclaves le long des continuations des crêtes. Il en ressort que la surface actuelle du Bouclier, du moins en de nombreux endroits près de sa bordure, est une surface d'érosion pré-paléozoïque exhumée.

Des lambeaux de couches paléozoïques se trouvent très dispersés dans le Bouclier, certains d'entre eux très à l'intérieur s'étendent généralement dans des dépressions ou des

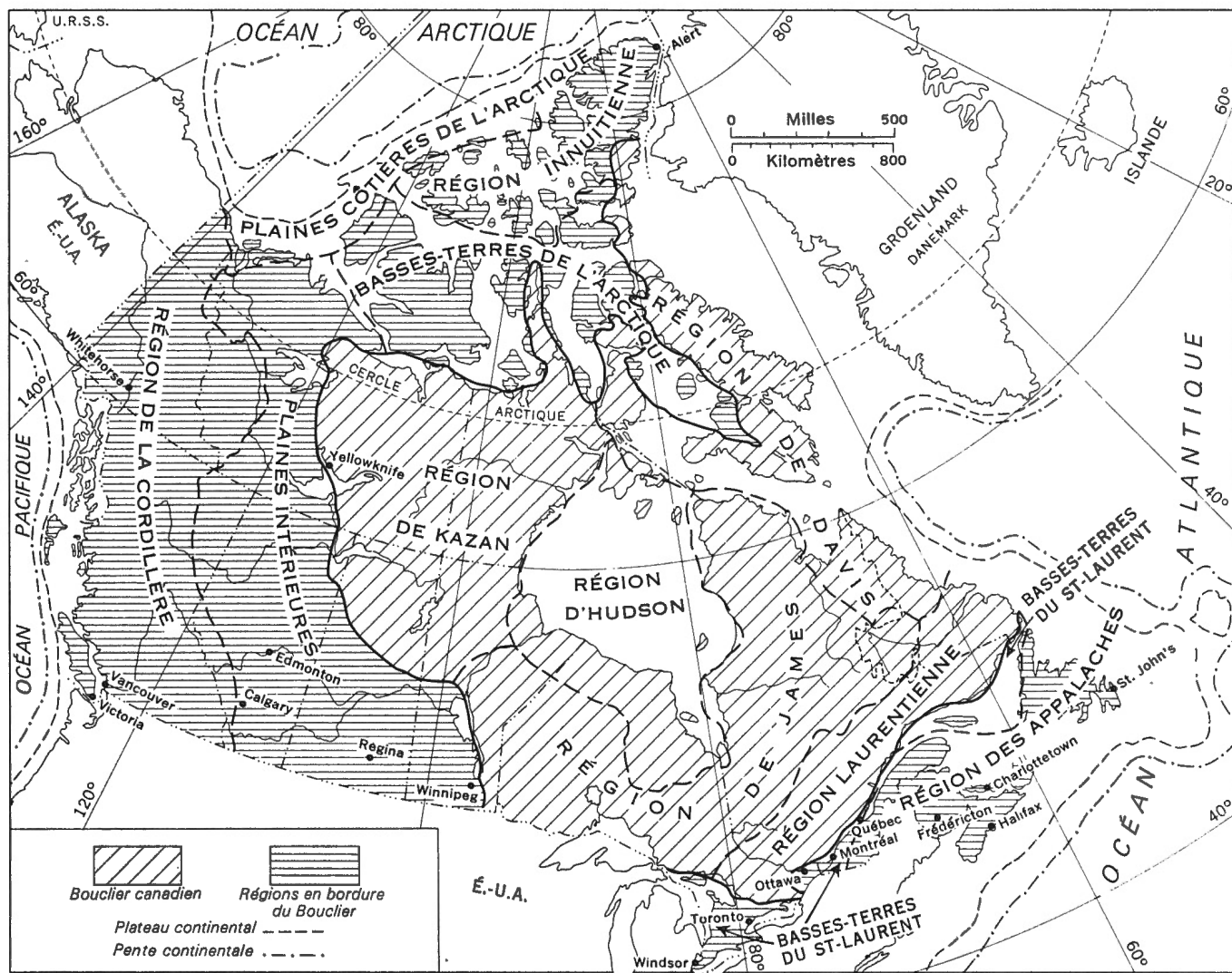


FIGURE II-1. Régions physiographiques du Canada.

CGC

grabens. Certains se trouvent dans des vallées, comme celle du lac Témiscamingue (Hume, 1925), où les couches paléozoïques reposent dans une région à relief de plus de 200 pieds. Ils s'étendent également dans des cuvettes profondes comme celle du lac Manicouagan (Rose, 1955), où plusieurs lambeaux se rencontrent à 1,200 pieds ou plus sous la surface actuelle des bas-plateaux précambriens environnants, sans qu'un mouvement tectonique évident ne les aient amenés à leur position actuelle. La répartition de ces lambeaux porte à croire que l'érosion a réduit le Bouclier à l'état d'une pénéplaine, avec un réseau de vallées creusées dans la roche en place, avant le Paléozoïque. Il semble que la surface du Précambrien a peu changé depuis l'élimination du manteau de roches paléozoïques et que la glaciation n'a modifié que superficiellement son caractère (Ambrose, 1964).

La surface du Bouclier vue dans son état actuel forme une surface en grande partie exhumée étant donné qu'elle se trouvait enfouie sous des couches paléozoïques; plusieurs régions de roches sédimentaires protérozoïques présentent des relations semblables avec la surface des roches cristallines archéennes sous-jacentes (Ambrose, 1964). Ainsi, la surface du Bouclier dans son état actuel a une évolution ancienne et complexe. Au cours des temps antérieurs au Protérozoïque, une pénéplaine formée sur les roches archéennes a été partiellement sculptée. Au cours du Protérozoïque, la surface s'est trouvée enfouie et exhumée une ou peut-être deux fois. Puis une nouvelle exhumation de ces différentes surfaces a enlevé la couverture paléozoïque. Enfin, un rabotage glaciaire de la surface a eu lieu durant les avancées glaciaires du Pléistocène.

Subdivisions du Bouclier

Bien que le terrain du Bouclier présente en général un caractère d'uniformité, il ressort de ses structures géologiques et des caractères de ses orogènes que le Bouclier se compose de secteurs qui, physiographiquement, étaient probablement aussi distincts, autrefois, que sont actuellement la région de la Cordillère et celle des plaines Intérieures. C'est pourquoi certaines limites géologiques coupent des terrains qui forment un ensemble physiographique.

Quatre types de terrains du Bouclier sont relativement faciles à distinguer comme unités physiographiques et coïncident avec telle ou telle particularité géologique: 1) les plaines, formées sur des régions de roches non métamorphisées plus ou moins horizontales, tels que les terrains de grès et de conglomérat des plaines de la Thelon, d'Athabasca et de Cobalt, ou la région des sills de gabbro horizontaux de la plaine du Nipigon; 2) les collines, composées de roches faiblement métamorphisées, c'est-à-dire de sédiments et de sills généralement inclinés ou faiblement plissés, telles que les collines de Bathurst et d'East Arm, les collines Pénokéennes et celles du Labrador; 3) les montagnes, composées de roches massives très résistantes, telles que les anorthosites des monts Mealy, qui dominent fortement leurs environs; et 4) les hautes-terres, formées de grandes régions soulevées de roches cristallines massives profondément sculptées, telles que les hautes-terres du Labrador et celles de Davis, sur-

montées de glaciers. D'autres subdivisions diffèrent les unes des autres par des caractères moins marqués. Enfin certaines régions, bien qu'elles soient uniformes, se trouvent subdivisées de façon arbitraire en raison de leur grandeur et de leur forme irrégulière.

Région de Kazan

La région de Kazan, de topographie plutôt effacée, se compose de grandes étendues de roches massives en forme de bas-plateaux, de plateaux et de basses-terres en pente douce. Le secteur nord-ouest de cette région comprend entre autre des collines de roches stratifiées plissées, et affaissées le long de failles. Dans les secteurs du sud et du centre, s'étendent quelques plaines sablonneuses à couches horizontales.

La subdivision la plus grande de la région de Kazan est le *bas-plateau de Kazan*, vaste région onduleuse criblée de lacs et dont l'aspect général caractérise une si grande partie du Bouclier. Au nord de la plaine d'Athabasca, les points les plus élevés atteignent 1,500 et 1,900 pieds d'altitude, mais il est rare que le relief dépasse 200 ou 300 pieds. Le bas-plateau s'incline en pente douce et ses cours d'eau s'écoulent vers la baie d'Hudson, sauf à la bordure ouest, où ils se déversent dans le bassin hydrographique du Mackenzie. En direction de la baie d'Hudson, à environ 150 milles de la côte, le relief augmente jusqu'à 600 pieds et les plus hauts sommets deviennent distincts et bien visibles. De la baie d'Hudson jusqu'à 100 milles à l'ouest, des dépôts marins postglaciaires ont recouvert le bas-plateau et s'élèvent au maximum à 675 pieds d'altitude (Lee, 1959). La région, submergée autrefois par la mer, forme une plaine littorale à relief faible, recouverte en grande partie de dépôts glaciaires remaniés, qui masquent presque toute la roche en place.

La *plaine d'Athabasca* forme une grande indentation dans le secteur ouest du bas-plateau de Kazan et se compose de grès en couches presque horizontales. L'altitude de sa surface boisée, onduleuse, mamelonnée, à nombreux lacs, varie de 900 pieds à l'ouest à 2,000 pieds à l'est et son relief local est de 200 à 300 pieds.

Dans le centre de la région de Kazan s'étend la *plaine de la Thelon*, composée de couches presque horizontales de grès et de roches volcaniques représentées typiquement en surface par des étendues sablonneuses couvertes d'une végétation clairsemée.

Au sud-ouest de la plaine de la Thelon s'élèvent les *collines d'East Arm*, formées de sédiments et de sills de gabbro érodés différentiellement et affaissés le long de faille et par plissement. Sur le versant nord des collines, les sills résistants plongent vers le sud et forment de larges buttes-témoins dont les plus hautes atteignent 1,400 pieds au-dessus du niveau de la mer soit 900 pieds au-dessus du niveau du Grand lac des Esclaves. La plupart des vallées intermédiaires sont submergées par l'eau des bras du lac des Esclaves et autres lacs. Sur le versant sud, les collines plus étroites et plus basses se terminent abruptement au long et haut escarpement de faille qui borde le bas-plateau de Kazan.

Les *basses-terres de la Back* comprennent quelques bas-plateaux hauts de plus de 1,000 pieds, à l'est des collines

de Bathurst près de la plaine de la Thelon. Malgré cela, les basses-terres de la Back sont plus basses que le bas-plateau de Kazan et le plateau de Wager qui les bordent au sud et à l'est, notamment entre les rivières Back et Ellice. La majeure partie de cette région est typique de la région du Bouclier qui est dépourvue d'arbres, mais près de la côte, la transgression postglaciaire y a déposé une couche de boue et de vase. A l'intérieur, des eskers caractérisent ces basses-terres.

L'altitude de la surface du *plateau de Wager* augmente graduellement depuis l'inlet Chesterfield et la baie Wager, jusqu'à une élévation d'environ 2,000 pieds située entre l'inlet et la baie, où la surface du plateau se trouve profondément sculptée. En direction nord à partir de la baie Wager, le plateau s'incline et disparaît sous la forme de bas-fonds alternant avec des étendues accidentées dont l'altitude varie de 400 à 700 pieds.

Le *plateau de Boothia*, composé de gneiss cristallin recouvert en partie de lambeaux de roches du Paléozoïque, est un prolongement du Bouclier en forme d'une étroite pointe en direction nord. Au sud, il atteint une altitude de 2,500 pieds au-dessus du niveau de la mer et se fond avec le plateau de Wager, mais vers le nord son altitude s'abaisse jusqu'aux basses-terres adjacentes.

Les *collines de Bathurst* (Bird et Bird, 1961), composées de sédiments et de sills plissés affaiblis le long de failles, s'étendent au sud de l'inlet Bathurst entre des bas-plateaux surélevés, constitués de roches massives. Les couches les plus tendres ont subi l'érosion et, en bien des endroits, elles se trouvent submergées sous des baies et des chenaux, tandis que les couches de roches plus dures, en général des sills, forment de longues côtes ou buttes-témoins hautes de plus de 1,000 pieds. La transgression marine a recouvert quelques basses parties de ces collines et y a laissé des vases et des dépôts remaniés. Le secteur sud-ouest des collines de Bathurst forme un groupe de crêtes appelées les collines Peacock, lesquelles, en partie très accidentées, s'élèvent à 600 pieds au-dessus des lacs voisins, atteignant une altitude de plus de 2,000 pieds.

Le *bas-plateau de Bear-Slave* se compose surtout de roches massives, mais son secteur nord-est contient certaines roches stratifiées. En général, la surface de ce bas-plateau, réduite à l'état de pénéplaine, est caractéristique des régions dépourvues d'arbres du Bouclier où la roche se trouve dénudée. De nombreux lacs occupent les dépressions et des collines rocheuses arrondies, hautes de quelques centaines de pieds, caractérisent le paysage. Cependant, bien des monadnocks ont un relief au-dessus de 1,000 pieds et leurs sommets dépassent 1,600 pieds.

La majeure partie de la région des *collines du Couronnement* forme une étendue basse et longe les rivières Rae et Richardson vers l'est jusqu'au golfe du Couronnement. Les collines sont formées de roches sédimentaires légèrement inclinées vers le nord, et injectées de sills et dykes qui se prolongent dans le golfe et forment des îles. L'altitude des collines et des crêtes dépasse 800 pieds. Dans la partie sud-

ouest, la nature du terrain se modifie: les crêtes se rapprochent les unes des autres, jusqu'à se fondre avec les grands bas-plateaux des collines Coppermine aux sommets relativement arrondis, dont l'altitude atteint environ 2,000 pieds. Au sud-ouest des lacs Dismal, des roches massives saillent hors des roches sédimentaires et forment de grosses collines arrondies.

Région de Davis

La région de Davis (Dunbar et Greenaway, 1956) s'étend de l'île Ellesmere vers le sud et le sud-est jusqu'au nord du Labrador. Relativement étroite à chacune de ses extrémités, elle s'élargit en son milieu où des roches cristallines précambriennes entourent les couches paléozoïques horizontales de la plaine de Foxe, rattachée à la région d'Hudson. La région de Davis présente l'aspect général d'une ancienne surface d'érosion étendue, faiblement arquée vers le haut, érodée superficiellement le long des réseaux de joints et des zones de roches tendres. Elle est presque dénuée de dépôts meubles, sauf çà et là près de la plaine de Foxe. Le long du littoral est, le relief est en général prononcé. On divise la région en un secteur nord ou insulaire et un secteur sud ou continental.

Les *hautes-terres de Davis* (Ives et Andrews, 1963) forment une bande de roches cristallines profondément sculptées, s'étendant le long du flanc nord-est des îles Baffin et Bylot, puis vers le nord à travers la partie est des îles Devon et Ellesmere jusqu'à la presqu'île Bache. Sur toute cette distance d'environ 1,200 milles, les hautes-terres sont montagneuses; on y trouve des vestiges d'une ancienne surface d'érosion formant les sommets ou marquée par des cimes dont la plupart atteignent 5,000 pieds ou plus au-dessus du niveau de la mer. Dans le nord, l'ancienne surface d'érosion s'incline en pente douce vers l'ouest et, dans le sud, vers le sud-ouest. De longs bras de mer s'enfoncent dans les terres sous la forme de larges détroits ou de fjords. Dans l'île Baffin, certains de ces bras de mer traversent les hautes-terres jusque dans le bas-plateau de Baffin. La plupart des parties les plus hautes ont une calotte glaciaire dont la plus grande, la calotte glaciaire Penny, se trouve à l'altitude de 6,000 ou 7,000 pieds, en bordure du bas-plateau Baffin.

La *basse-terre côtière de Baffin* borde les hautes-terres de Davis dans l'est de l'île Baffin et s'étend de la péninsule Henry Kater au fjord Eglinton. Dans sa plus grande largeur, elle mesure environ 25 milles, mais souvent elle se réduit à d'étroites bandes de terre isolées au bout des péninsules ou des îles.

Le *bas-plateau de Baffin* présente également les caractéristiques de l'ancienne surface d'érosion des hautes-terres de Davis. D'une altitude de 3,000 pieds près des hautes-terres de Davis et de la calotte glaciaire Barnes, cette ancienne surface d'érosion s'incline en général vers le sud-ouest et se termine presque au niveau de la mer aux environs de la plaine de Foxe. La limite entre les hautes-terres de Davis et le bas-plateau de Baffin passe là où le terrain est moins sculpté, là où l'ancienne surface d'érosion devient le caractère prédo-

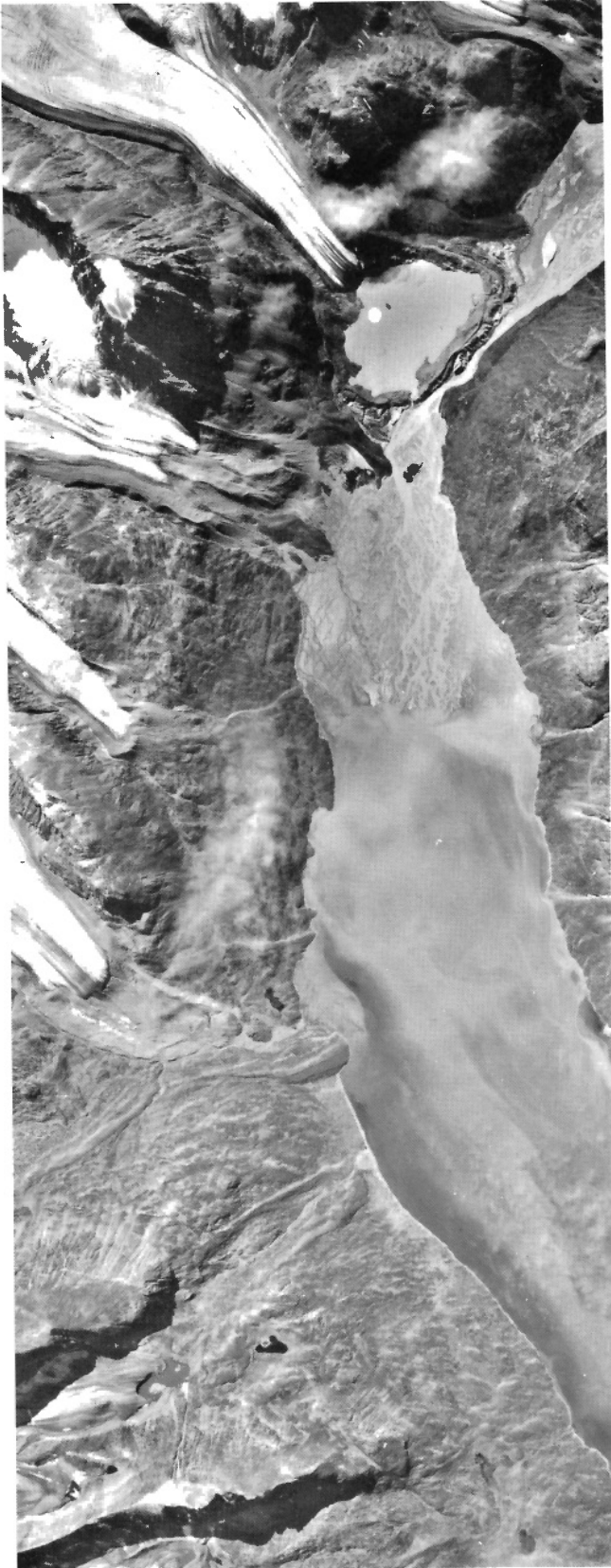


PLANCHE II-1. Fjords et glaciers, hautes-terres de Davis, île Baffin.

minant de la région et où le réseau d'écoulement des eaux s'incline vers le sud-ouest.

Sur la péninsule Hall, la baie Cumberland sépare le *bas-plateau de Hall* du bas-plateau de Baffin. Les deux bas-plateaux ont une surface semblable. Le bas-plateau de Hall atteint une altitude de 3,800 pieds sur le côté nord-est et s'incline vers le sud-ouest jusqu'à la baie Frobisher. Au sud de la baie, le *bas-plateau de Frobisher* s'élève brusquement du niveau de la mer à 3,000 pieds d'altitude, puis s'incline vers le sud jusqu'au détroit d'Hudson. Une région semblable mais plus basse et plus irrégulière s'étend vers l'ouest jusqu'à la péninsule Foxe. La partie sud-ouest de la péninsule au sud de la baie Frobisher, où des sommets atteignent environ 1,200 pieds, fait partie du bas-plateau de Frobisher. Les roches massives qui forment les roches en place de ces bas-plateaux semblent se continuer sous la mer et font saillie isolément sur les plateaux accidentés des îles Salisbury et Nottingham.

La partie continentale du *plateau de Melville* forme en majorité un bas-plateau uniforme sans caractères spéciaux, élevé de 1,500 à 2,000 pieds, mais avec certains accidents le long de sa bordure ouest. Sur l'île Southampton, le bas-plateau présente une surface plus basse aux extrémités nord-ouest et est, mais près du centre, il atteint environ 2,000 pieds en de nombreux endroits.

Les *hautes-terres du Labrador* ainsi que le *plateau de la George* ressemblent aux hautes-terres et aux bas-plateaux de l'île Baffin. Ils montrent des vestiges d'une ancienne surface d'érosion sur des roches massives. Cette ancienne surface s'incline vers l'intérieur des terres à partir des hautes-terres coupées de vallées et de fjords profonds le long des côtes. Les hautes-terres du Labrador comprennent plusieurs chaînons, dont les monts Torngat en forment les sommets les plus élevés et les plus accidentés de l'Est continental du Canada. Les sommets de ces chaînons atteignent souvent une altitude de 3,500 pieds, mais rarement celle de 5,000 pieds. L'ancienne surface d'érosion subsiste sous la forme de témoins ondulés généralement inclinés vers l'ouest et autour desquels la glaciation a érodé des cirques, des pics rugueux, de profondes vallées en U et des fjords à hautes falaises qui tombent à pic dans la mer. Dans la partie nord, de profondes vallées transversales coupent les hautes-terres du Labrador et en rejoignent d'autres sur le plateau de la George, dont les cours d'eau se jettent dans la baie d'Ungava. A l'intérieur des terres, l'ancienne surface d'érosion devient plus continue et un peu moins ondulée. Elle caractérise le plateau de la George qui s'incline vers la baie d'Ungava et les basses-terres de Whale. Les parties supérieures du plateau de la George plafonnent entre 1,000 et 2,000 pieds, mais elles s'élèvent près des hautes-terres du Labrador. En nombre d'endroits du plateau, le till s'est déposé sous forme de drumlins, notamment dans les parties basses.

Les *basses-terres de Whale*, large région irrégulière, sont couvertes de dépôts glaciaires et drainées par la rivière à la Baleine. La hauteur des collines éparses varie de 2,000 pieds dans le sud à 800 pieds dans le nord. Ses frontières identifiées surtout par les limites des dépôts glaciaires sont arbitraires.

Région d'Hudson

La région d'Hudson comprend les basses-terres de la baie d'Hudson, la baie d'Hudson elle-même, la plaine de Southampton, les îles Belcher et les collines de Richmond. Elle est recouverte de couches paléozoïques et protérozoïques non métamorphisées, partiellement submergées, la plupart horizontales. Elle constitue la principale dépression centrale du Bouclier.

Les basses-terres de la baie d'Hudson forment une plaine basse, marécageuse, noyée d'eau, recouverte de formes glaciaires réduites et comprennent une zone de plages soulevées sur le rivage de la baie d'Hudson (frontispice). Ses roches sont des couches paléozoïques recouvrant les roches précambriennes sous-jacentes non stratifiées et stratifiées. Les couches paléozoïques s'inclinent en pente douce vers le nord-est et l'est jusqu'à la baie d'Hudson et la baie James. L'altitude varie de 200 à 400 pieds en bordure des bas-plateaux de la Severn et d'Abitibi. Un escarpement, qui domine le bas-plateau d'Abitibi, marque sa bordure est. La physiologie du secteur se trouve marquée par la crête Sutton, enclavée de couches précambriennes à 600 pieds d'altitude qui domine les environs de près de 500 pieds.

La plaine de Southampton (Dunbar et Greenaway, 1956) forme également une plaine recouverte de couches paléozoïques horizontales, mais sa surface plutôt irrégulière a un bon drainage. Haute de moins de 300 pieds en général, elle a en bordure deux hautes buttes-témoins de roches précambriennes du plateau de Melville. L'une située sur l'île Southampton, atteint 500 pieds, la seconde, sise à l'extrémité nord de l'île Coats, s'élève à 700 pieds.

Les îles Belcher résultent des chaînes de collines faisant saillie dans les eaux de la baie d'Hudson et formées de couches résistantes d'une épaisse succession de roches sédimentaires et volcaniques du Protérozoïque. Ces roches, déformées en plis complexes, ont la forme de longues épingles à cheveux recourbées. Les plus hauts points des îles atteignent environ 400 pieds et ont leurs sommets tronqués par une ancienne surface d'érosion. Les collines de Richmond, y compris les îles Nastapoka et autres îles situées plus au nord, forment à l'est de la région un groupe dominant de lambeaux de roches sédimentaires et volcaniques du Protérozoïque.

Le fond de la majeure partie de la baie d'Hudson se situe en moyenne à environ 100 mètres, sauf dans la région nord-centre où il atteint presque 230 mètres. La forme bathymétrique générale de la baie correspond à celle d'une soucoupe, notamment dans les régions périphériques. Cependant, de longues crêtes et vallées rompent cette forme bathymétrique et, dans certains cas, des sinuosités plus continues ressemblent à un réseau fluvial submergé. Le repérage par échos enregistrés révèle que des vallons à parois abruptes, hautes de 30 mètres, se trouvent dans le prolongement des estuaires actuels. Le fond d'une vallée, orientée vers le nord et située à 80 milles à l'ouest des îles Ottawa, est à 330 mètres au-dessous du niveau de la mer et à presque 200 mètres au-dessous du fond marin adjacent de la baie. La vallée semble devoir sa configuration à l'érosion en surface le long d'une direction de structure.

Les autres directions linéaires comprennent les hautes régions topographiques, dont la plus prononcée est la crête à direction nord, sise parallèlement à 75 milles à l'ouest de la profonde vallée susmentionnée. La partie la plus élevée de cette crête arquée, appelée les hauts-fonds du centre, se trouve à une profondeur d'environ 30 mètres, et sa formation dépend peut-être de la roche en place. Les autres petites crêtes en place sont peut-être aussi des interfluves submergés. Dans la partie nord-est de la baie d'Hudson, près des îles Digges, une auge linéaire, profonde de près de 490 mètres, serait le résultat de l'érosion en surface et de l'érosion glaciaire le long de failles.

Région de James

La majeure partie de la région de James présente les caractères généraux du Bouclier qu'on retrouve dans les grands plateaux et bas-plateaux de la région de Kazan, et à un moindre degré dans la région de Davis. On la divise arbitrairement en un certain nombre de secteurs, mais elle comprend plusieurs petites subdivisions distinctes, telles que la plaine du Nipigon et les collines du Labrador. D'après des photos aériennes, Hare (1959) a décrit la physiographie du nord du Québec et du Labrador. Dans le présent chapitre est fait un grand usage de sa carte, mais en simplifiant les limites de ses divisions et en ajoutant quelques noms.

Les bas-plateaux de la Severn et d'Abitibi, recouverts de roches cristallines archéennes identiques, ont une surface ondulée étendue, qui s'élève graduellement à partir des basses-terres de la baie d'Hudson au nord, et atteint environ 1,500 pieds d'altitude près des limites sud-ouest et sud des bas-plateaux. Leur altitude dans la majeure partie se situe entre 900 et 1,200 pieds. Des dépôts de lac glaciaire recouvrent de grandes parties du sud-ouest du bas-plateau de la Severn et du nord du bas-plateau d'Abitibi.

La plaine du Nipigon repose à une altitude d'environ 900 pieds sur les sills de gabbro et les roches sédimentaires protérozoïques qui entourent le lac Nipigon. Profondément découpée, il ne reste que quelques lambeaux des sills résistants sous la forme de collines éparses. Les collines de Port-Arthur, formées elles aussi de sills et de roches sédimentaires protérozoïques inclinés vers le sud, se présentent en buttes-témoins et crêtes dont certaines se prolongent dans le lac Supérieur sous forme de promontoires. Leurs sommets atteignent 1,500 pieds et s'élèvent par endroits à 800 pieds au-dessus du lac Supérieur et des vallées environnantes. L'île Michipicoten, constituée de roches stratifiées, est reliée aux collines Pénokéennes, composées de roches sédimentaires plissées. L'altitude de la plupart des sommets des collines Pénokéennes varie entre 800 et 1,000 pieds, mais deux sommets d'au moins 1,500 pieds d'altitude établissent un relief moyen d'environ 900 pieds. La plaine de Cobalt, composée de sédiments détritiques horizontaux, a des crêtes et des collines formées de sills de gabbro où apparaissent des enclaves de roches cristallines archéennes.

Les basses-terres d'Eastmain rejoignent le bas-plateau d'Abitibi et le plateau de Larch, mais en général elles sont plus basses, notamment près de la limite de la baie James,

où de grandes étendues ont subi la transgression marine du Pléistocène. Les lacs y sont rares et les marécages y prédominent. En général, la surface de cette plaine s'élève graduellement vers l'est et est coupée de collines çà et là. Le secteur le plus élevé se trouve au nord-ouest du lac Mistassini, où des lacs s'étendent à 1,200 pieds d'altitude.

Le plateau de Larch a une surface ondulée et son relief varie entre 500 et 1,500 pieds (Stevenson, 1965). La roche affleure en de nombreux endroits et le drift à sa surface est généralement de faible épaisseur. Cependant, du côté ouest, la région a subi la transgression marine postglaciaire et le secteur sud-est, peu élevé, a une grande partie de sa surface recouverte de till déposé sous forme de drumlins. Dans le sud, le réseau hydrographique s'incline vers l'ouest et les eaux se déversent dans la baie d'Hudson, mais plus au nord, l'écoulement des eaux d'une grande région s'effectue vers la baie d'Ungava par la rivière aux Feuilles et la rivière Larch. La rivière aux Feuilles prend naissance à moins de 30 milles de la baie d'Hudson, à l'altitude d'environ 500 pieds. En suivant son cours vers le nord-est, l'altitude des collines du centre du plateau passe de 600 à plus de 1,000 pieds.

Les collines de Povungnituk comprennent les chaînons du cap Smith et les chaînons Povungnituk et se composent en grande partie de roches volcaniques protérozoïques et de sills de gabbro semblables à ceux des collines de Richmond et des collines du Labrador. Les couches plissées forment une suite de crêtes et de vallées à direction est-ouest, relativement hautes dans la partie ouest, plus basses à l'est, où le sommet des collines se fond presque avec le plateau de Larch et le plateau de Saglouc.

Le plateau de Saglouc, situé à l'extrémité nord de la péninsule d'Ungava, se trouve séparé du plateau de Larch par les collines de Povungnituk. Par endroits, le long de la côte nord, le plateau s'abaisse abruptement d'une altitude de 1,700 pieds jusqu'à la mer. Il s'incline doucement vers l'ouest, là où il a subi la transgression marine postglaciaire. À l'intérieur, le plateau a une surface légèrement ondulée et atteint l'altitude de 1,900 pieds.

Le plateau des Lacs a l'aspect d'une plaine ondulée coupée de nombreux lacs (Hare, 1959) et à collines isolées de roches en place dont certaines, très accidentées, dominent d'environ 500 pieds la surface générale du plateau. Dans le nord-ouest, l'altitude varie entre 1,500 et 3,000 pieds. Le sud, plus haut dans l'ensemble, a un relief moins marqué. L'altitude y varie entre 2,500 et 3,000 pieds, tandis que dans le nord-est l'élévation, moins accentuée, s'étage entre 1,400 et 2,100 pieds.

Le plateau de la Caniapiscou constitue le noyau du plateau des Lacs et est formé de collines très découpées composées de roches massives marquées d'évidents réseaux de fissures. Par places, l'altitude dépasse 3,000 pieds. À l'est, un escarpement dominant les collines du Labrador borde le plateau, mais ailleurs sa surface se fond avec celle du plateau des Lacs.

Les collines de Mistassini se composent de collines, de crêtes et de vallées presque parallèles, celles-ci étant partiellement comblées par les eaux du lac Mistassini. Les sommets des monts Otish, hauts de plus de 3,500 pieds et dominant de

2,500 pieds le lac Mistassini, forment le secteur le plus élevé de ces collines. La plupart des crêtes, constituées de roches sédimentaires et de sills de gabbro, forment des buttes-témoins dominant la région vers le nord et ont un aspect général atténué, notamment autour du lac Mistassini.

Les collines du Labrador couvrent la plus grande partie de la zone de roches plissées sédimentaires et volcaniques datant du Précambrien et bordent le côté est des plateaux de Larch et de la Caniapiscou. C'est une zone de crêtes et de vallées sinueuses, formée de couches plissées, affaissées en cuvette et faillées. L'altitude des sommets varie entre 2,400 pieds dans le sud et le centre et 1,200 pieds dans le nord. Le relief, plutôt atténué à l'extrémité nord, devient plus prononcé en allant vers la rivière Koksoak où il atteint 300 pieds. Plus au nord, la zone de collines se rétrécit et se fond avec les plateaux adjacents. Les vallées, formées en cet endroit, ont le fond généralement recouvert de drift, de tills, de drumlins et de sable.

Région Laurentienne

La région Laurentienne se compose de bas-plateaux et de hautes-terres qui s'élèvent brusquement au-dessus des basses-terres du Saint-Laurent le long de sa longue bordure du sud-est. Le relief accentué de cette bordure provient partiellement d'escarpements de faille et forme un contraste avec les bordures ouest et nord du Bouclier où la péninsule s'incline doucement sous les couches paléozoïques sus-jacentes des plaines Intérieures et des plaines de l'Arctique.

Les hautes-terres Laurentiennes s'élèvent brusquement au-dessus des basses-terres du Saint-Laurent, du fleuve et du golfe. La bordure sud-est de ces hautes-terres est profondément coupée par le lit de plusieurs grandes rivières largement creusé en certains endroits. Ces rivières augmentent en volume en traversant l'intérieur élevé et onduleux de ces hautes-terres, et s'écoulent rapidement pour se jeter dans le fleuve ou dans le golfe Saint-Laurent. Ce relief donne un aspect montagneux à la bordure sud-est où l'altitude y varie en moyenne de 1,000 à 2,000 pieds. En plusieurs endroits à l'intérieur, le relief est également montagneux, mais en général les sommets forment un même niveau. Le relief de cette ancienne surface d'érosion varie entre 1,000 et 1,500 pieds, et a une altitude légèrement supérieure à celle du bas-plateau d'Abitibi l'avoisinant au nord. Une grande partie de la surface des hautes-terres Laurentiennes atteint environ 2,000 pieds, mais de vastes régions ont des sommets s'élevant à 3,000 pieds et parfois à 4,000. Les hautes-terres Laurentiennes s'étendent au sud de la rivière Outaouais, couvrent la région ondulée de roches précambriennes qui traversent le fleuve Saint-Laurent aux Mille-Îles, forment les Mille-Îles et rejoignent les monts Adirondacks aux États-Unis.

Le plateau de la Mécatina forme une vaste superficie à terrains variés, à surface accidentée, ondulée et profondément découpée le long de ses bords. À partir de la côte, le relief s'élève brusquement et atteint rapidement de 700 à 1,200 pieds, puis graduellement approche de 1,800 pieds à sa bordure intérieure. Du drift couvre la majeure partie des régions occidentales et intérieures du plateau.

Au nord-ouest du plateau de la Mécatina et dans le secteur limitrophe aux régions de James et de Davis s'étend une vaste superficie de terrains accidentés, composés de plusieurs bas-plateaux et plateaux, coupés de secteurs moins élevés. Le *bas-plateau de Hamilton* comprend trois secteurs distincts de collines. Chaque secteur atteint 2,500 pieds d'altitude et présente un relief variant de 500 à 1,000 pieds au-dessus du plateau de la Mécatina couvert de lacs et de drift. Au sud-est du bas-plateau de Hamilton, les régions couvertes de drift forment le *plateau de Hamilton*. La *plaine du Melville*, basse-terre à surface irrégulière au relief moyen de 500 pieds, renferme le lac Melville situé sensiblement au niveau de la mer. Quelques collines y atteignent 1,000 pieds. Sa surface est profondément coupée de vallées de cours d'eau qui y entrent à partir de l'ouest. Les *monts Mealy* s'élèvent brusquement au-dessus de la partie sud de la plaine du Melville et atteignent leur point culminant de 3,700 pieds dans l'est. Une ancienne surface d'érosion tronque leurs sommets et s'incline vers l'ouest. Selon Hare (1959), la partie supérieure de ces montagnes présenterait des cirques.

RÉGIONS EN BORDURE DU BOUCLIER

Ces régions comprennent une grande variété de provinces physiographiques et se divisent en plusieurs subdivisions reconnaissables, dont certains noms sont établis depuis longtemps. Elles comprennent, au nord, la région Innuïtienne, la plaine côtière de l'Arctique et les basses-terres de l'Arctique, à l'ouest, les plaines Intérieures et la région de la Cordillère et à l'est, les basses-terres du Saint-Laurent et la région des Appalaches.

Région Innuïtienne

La région Innuïtienne présente un relief topographique varié, en général plus accidenté que celui des provinces physiographiques limitrophes. Elle s'est formée à partir d'ensembles épais de roches sédimentaires déformées et de peu de roches intrusives. De forme sensiblement triangulaire, elle atteint une superficie d'environ 210,000 milles carrés, et forme une partie de l'anneau extérieur de la région en bordure située entre le Bouclier et l'océan Arctique. D'après E. F. Roots, la région Innuïtienne est caractérisée par deux zones arquées au relief assez accidenté, coupées de grandes étendues discontinues de terrain moins accidenté. Le paysage révèle les effets de plusieurs cycles d'érosion interrompus ou surimposés, mais la plupart des formes du terrain indiquent un stade intermédiaire d'évolution ou un stade comparativement jeune d'évolution. Ces formes traduisent directement la composition des roches, la structure géologique de la région et les mouvements verticaux récents de la déformation Innuïtienne.

La zone montagneuse la plus au nord (zone extérieure) de la région Innuïtienne est celle des *monts Grantland* et des *monts Axel Heiberg*, qui comprend les chaînes Empire-Britannique et États-Unis, dans le nord-ouest de l'île Ellesmere, et le centre et l'ouest montagneux de l'île Axel Heiberg. Les monts Grantland et Axel Heiberg forment un ensemble de longues crêtes de couches plissées du Mésozoïque et du

Paléozoïque, avec un peu de roches intrusives ignées. Par places, le relief atteint 4,000 pieds d'altitude et les plus hauts sommets 8,200 pieds. Les montagnes du centre de l'île Axel Heiberg et du nord-ouest de l'île Ellesmere se trouvent presque enfouies sous des calottes glaciaires au travers desquelles des sommets émergent formant des rangées de nunataks. Sur leur versant nord-ouest, elles font place assez brusquement à un plateau étroit, incliné vers la mer; sur leurs versants est et sud-est, elles s'étendent en devenant de moins en moins accidentées, jusqu'à la crête dentelée du bas-plateau d'Eureka. Complètement au sud de l'île Axel Heiberg, cependant, les accidents de terrain apparaissent comme la continuation de la zone montagneuse intérieure du bas-plateau d'Eureka. De nombreuses vallées transversales à parois escarpées parallèles coupent les chaînes et les crêtes; quelques-unes sont droites et anguleuses en plan, d'autres sont uniformément courbées. Dans le nord-ouest de l'île Ellesmere, elles constituent des fjords spectaculaires et des vallées en forme de U couronnées de glaciers.

La zone montagneuse intérieure s'étend sur toute la longueur de la région Innuïtienne, du nord-est de l'île Ellesmere à la pointe ouest des îles Parry. Elle s'est formée en général sur les plis faiblement arqués, presque parallèles dans des roches carbonatées, des schistes argileux et des grès paléozoïques du géosynclinal franklinien. Dans l'ensemble, cette zone est moins accidentée que la zone montagneuse extérieure. Les plus hautes montagnes se trouvent dans le nord-est de l'île Ellesmere, où les *monts Victoria et Albert* atteignent plus de 6,500 pieds et portent une vaste calotte glaciaire et de nombreux glaciers. Le relief de cette zone comporte tout un système de vallées et de crêtes bien développé, avec des sommets de crêtes hauts de 3,500 à 4,000 pieds et un relief local atteignant 2,500 pieds. Le système de vallées et de crêtes se poursuit vers le sud et sud-ouest à travers l'île Ellesmere, puis vire brusquement vers l'ouest, pour continuer, avec des interruptions, jusqu'à l'île Melville. A mesure que les sommets des crêtes s'élargissent et que les sommets arrondis deviennent le caractère dominant de la région, ce bas-plateau passe graduellement dans le plateau de Parry, peu découpé.

Le *bas-plateau d'Eureka* comprend une région allongée à relief relativement atténué dans le centre et l'ouest de l'île Ellesmere et dans l'est de l'île Axel Heiberg et située entre les deux grandes zones montagneuses de la région Innuïtienne. Sa surface, en majeure partie onduleuse et occupée par des crêtes, est déterminée par les couches plissées sous-jacentes; son altitude demeure le plus souvent inférieure à 3,000 pieds. De vastes secteurs peu élevés de plateaux découpés et de bas-plateaux légèrement onduleux se sont formés sur du grès et du schiste argileux tendres de la fin du Mésozoïque et du Tertiaire. Des dépressions en forme de tranchées coupent ces bas-plateaux. Arquées, sinueuses ou ramifiées en plan, ces dépressions forment de grands réseaux dendritiques de drainage, dont le fond descend graduellement sous la mer et atteint 300 mètres dans le détroit de Nansen et la baie Norvégienne.

Sur l'île Bathurst, la surface du *plateau de Parry* comprend de nombreuses et larges crêtes à sommet plat, à versants escarpés, et hautes en moyenne de moins de 800 pieds.

Elles séparent de larges vallées longitudinales à fond plat coupées de vallées transversales profondes ressemblant à des ravins. Plus à l'ouest, sur l'île Melville, où le plateau domine la région, l'altitude moyenne augmente et atteint plus de 1,000 pieds. Dans l'ouest de l'île, quelques collines hautes de 2,500 pieds portent quatre petites calottes glaciaires. Des baies et des détroits en forme de fjords à parois abruptes coupent profondément la surface surélevée du plateau.

Dans la partie ouest des îles Reine-Élizabeth, le plateau de Parry a comme limite au nord les *basses-terres de Sverdrup* à faible relief, et formées sur un bassin structural de roches mésozoïques généralement tendres, médiocrement consolidées et peu déformées. La surface forme en général des basses-terres onduleuses, avec escarpements, et d'une altitude de moins de 500 pieds. On y trouve par places des étendues de bas-plateaux de faible élévation, des plateaux découpés hauts de 1,200 pieds et de vastes plaines surélevées de quelques pieds seulement au-dessus du niveau de la mer. Parmi les accidents de terrain caractéristiques se trouvent des dômes découpés et des structures annulaires formés sur des pointements diapirs de gypse et d'anhydrite et sur des injections ignées. Environ la moitié de la superficie des basses-terres de Sverdrup se trouve submergée par la mer, dont le fond, presque plat et profond de 200 à 500 mètres sur de grandes étendues, s'élève brusquement sur les rivages de l'île; ce relief laisse supposer une longue période d'érosion sous l'action des vagues, à un niveau plus bas que celui des mers actuelles.

Plaine côtière de l'Arctique et plateau continental de l'Arctique

La *plaine côtière de l'Arctique* s'étend le long du rivage de l'océan Arctique, depuis l'île Meighen à l'Alaska. Elle borde du côté de la mer la région Innuïtienne, les basses-terres de l'Arctique, les plaines Intérieures et la région de la Cordillère. Bien que la région soit en apparence uniforme, chaque secteur a des caractères physiographiques distinctifs.

Dans le secteur de la *plaine côtière des îles*, allant de l'île Meighen à l'île Banks, la couche de roche en place à la surface est de la formation de Beaufort, composée de sables et graviers meubles, datant du Tertiaire ou du début du Pléistocène. Sur l'île Meighen, un mouvement a soulevé de 600 pieds cette formation, puis l'érosion l'a transformée en terrain accidenté portant une calotte glaciaire dont le sommet atteint actuellement plus de 800 pieds au-dessus du niveau de la mer. Sur les îles Ellef Ringnes, Borden, Brock et Prince-Patrick, la plaine côtière est basse, remarquablement plane et uniforme et pourvue d'un réseau de cours d'eau importants, encaissés de quelques pieds tout au plus et s'écoulant vers la mer. Sa limite à l'intérieur des terres, qui atteint l'altitude de 100 pieds, est marquée d'une crête basse par endroits ou d'un escarpement, faisant face à la mer ou vers la terre. Des vestiges épars de cette plaine subsistent dans les basses-terres de Sverdrup. Sur l'île Banks, des collines basses et onduleuses caractérisent le relief de la plaine côtière qui possède un bon drainage, des plaines d'alluvions et des terrasses basses inclinées vers l'ouest, bordant les principales vallées fluviales. Les terrasses témoi-

gnent de l'existence de plusieurs stades d'érosion et de soulèvement. A l'intérieur des terres, la plaine se fond, à l'altitude de près de 300 pieds, avec la plaine de Victoria.

Sur le continent, la plaine côtière de l'Arctique est formée du delta du Mackenzie et de la plaine côtière du Yukon. Le *delta du Mackenzie*, très complexe, se compose non seulement du delta du fleuve Mackenzie actuel, mais aussi d'anciens deltas et d'un ensemble de dépôts fluvio-marins tels que ceux du cap Bathurst (MacKay, 1958). De nombreux lacs et chenaux caractérisent la plaine du delta du Mackenzie, et dans les parties plus anciennes se trouvent un grand nombre de pingos, dont certains de grandes dimensions forment le caractère dominant du terrain.

Juste à l'ouest de l'embouchure du Mackenzie, la *plaine côtière du Yukon*, située à une altitude bien supérieure à celle du delta du Mackenzie, semble être en grande partie une surface d'érosion creusée dans la roche en place et recouverte d'une mince couche de sédiments d'âge récent. Elle décline vers l'ouest et le long de la côte jusqu'à l'île Herschel et est parsemée de drift ou de lacs. De l'île Herschel à la frontière de l'Alaska à l'ouest, elle est formée de deltas qui fusionnent et de cônes de déjection formés par des cours d'eau originaires des monts Britanniques et de lagunes littorales.

La plaine côtière de l'Arctique s'étend sous la mer jusqu'au point où elle se fond avec le *plateau continental de l'Arctique*. Le fond marin, peu profond, au large des îles Meighen, Ellef Ringnes, Borden et Prince-Patrick, s'incline à la fois vers la mer et vers les chenaux qui séparent les îles, où la pente, plus abrupte et plus irrégulière, atteint près de 300 mètres de profondeur. Il est évident que la partie apparente de la plaine côtière de l'Arctique n'est qu'un secteur d'une surface émergée de sédimentation, dont la plus grande partie est antérieure aux chenaux profonds qui séparent les îles. Les promontoires submergés s'allongent en mer à partir de chaque groupe d'îles se fondent à une profondeur d'environ 300 mètres avec le plateau continental proprement dit. Le plateau forme une surface presque plane, s'inclinant vers la mer à raison de 12 pieds par mille. Près de la plaine côtière de l'Arctique ce plateau s'unit graduellement au fond plat des chenaux à une profondeur de 450 mètres. A la bordure extérieure, à une distance d'environ 80 à 120 milles des promontoires des îles le plus à l'extérieur, une rupture brusque et nette se produit à une profondeur de 750 mètres; le plateau devient la pente continentale abrupte mais uniforme jusqu'au fond sous-marin de l'océan Arctique. Au nord du continent, le plateau continental est peu profond, et la pente générale de la plaine côtière du Yukon se poursuit sans variation au-dessous du niveau de la mer, sa profondeur n'atteignant que 100 mètres à 50 milles ou plus de la côte. Là, le plateau continental s'affaisse rapidement, devient une pente continentale irrégulière, plutôt découpée, qui s'incline fortement jusqu'à des profondeurs océaniques sous la mer de Beaufort.

Basses-terres de l'Arctique

Les basses-terres de l'Arctique sont formées sur les roches sédimentaires horizontales ou presque du Paléozoïque ou de la fin du Protérozoïque et s'étendent entre le Bouclier et la

région Innuïtienne. Elles comprennent le plateau de Lancaster, la plaine de Foxe, la plaine de Boothia, les basses-terres de Victoria et les monts Shaler.

Dans le nord-est, la surface du *plateau de Lancaster* s'incline doucement vers le sud à partir d'une altitude de près de 2,500 pieds dans le sud de l'île Ellesmere, en passant par le centre de l'île Devon, jusqu'à une altitude moyenne de 1,000 à 2,000 pieds sur l'île Somerset et sur la presqu'île Brodeur dans le nord-ouest de l'île Baffin. Son uniformité générale demeure continue, sans déviation apparente, à travers les grands chenaux des détroits de Jones et de Lancaster et de l'inlet Prince-Régent. Plus au sud, la surface s'abaisse davantage jusqu'à former, sur les deux côtés du golfe de Boothia, la surface de la *plaine de Boothia*. Elle atteint ensuite le niveau de la mer et semble s'incliner sous la mer à la baie Comité.

La *plaine de Foxe* s'étend basse et unie sur des couches paléozoïques et forme une sorte de bassin peu profond sur l'ancienne surface des roches précambriennes. Des mers très peu profondes submergent en partie cette ancienne surface. La plaine comprend trois secteurs: la grande plaine de la rivière Koukdjuak, les hautes-terres de Soper, au nord de la rivière Koukdjuak, et les hautes-terres de Putnam, au sud de la même rivière. Les hautes-terres de Putnam atteignent l'altitude de 600 pieds. La grande plaine de la rivière Koukdjuak a, comme traits marquants, une large zone dans l'est de plages soulevées s'étendant du nord au sud et, dans le centre, nombre de lacs circulaires.

À l'ouest de l'étroite bande de roches cristallines du Bouclier canadien qui constituent le plateau de Boothia, la surface de la partie est des *basses-terres de Victoria* semble avoir une inclinaison semblable à celles de la surface du plateau Lancaster et de la plaine de Boothia. L'altitude en général baisse vers le sud-ouest et le sud à travers l'île Prince-de-Galles, dont la côte sud-ouest est très basse. Les profondeurs du détroit de M'Clintock demeurent peu connues, mais il est possible que le fond du détroit forme la suite de la surface de ces basses-terres au-dessous du niveau actuel de la mer, car vers l'ouest la surface remonte pour former la côte basse est de l'île Victoria et atteint 2,500 pieds dans la partie centrale des monts Shaler, à l'intérieur de l'île Victoria. Les *monts Shaler* se composent de roches stratifiées de la fin du Protérozoïque; les roches injectées de sills de gabbro forment des buttes-témoins surmontées de roches volcaniques en couches horizontales. Plus à l'ouest, l'altitude de la surface générale des basses-terres de Victoria diminue graduellement et, dans le centre de l'île Banks, la surface se fond avec la plaine côtière de l'Arctique. Dans l'est de l'île Banks et dans la majeure partie des îles Victoria et Prince-de-Galles, l'ancienne surface des basses-terres de Victoria, unie et onduleuse, est couverte de dépôts glaciaires variés avec de grandes étendues de crêtes drumlinoïdes qui donnent aux formes physiographiques mineures une trame caractéristique. Des zones de moraines grossières très épaisses forment des collines irrégulières dans le sud-ouest de l'île Victoria et sur les deux rives du détroit du Prince-de-Galles. Ces régions constituent la partie la plus accidentée des basses-terres de Victoria.

Les plaines Intérieures s'étendent entre le Bouclier à l'est et les montagnes de la région de la Cordillère à l'ouest et sont recouvertes de couches horizontales de roches de la fin du Protérozoïque et de roches du Paléozoïque, du Mésozoïque et du Tertiaire. Elles rejoignent les basses-terres de Saint-Laurent de l'Est du Canada, en passant par les États-Unis, et sont séparées des basses-terres de l'Arctique par le golfe Amundsen. La partie sud de ces plaines se compose de prairies semi-arides, la région centrale forme le secteur boisé et la partie nord, la toundra. La région comprend plusieurs subdivisions; au nord, elles sont plus petites et plus variées qu'au sud.

Les *plaines de Horton et d'Anderson* forment le versant arctique où les eaux se déversent directement dans l'océan Arctique. La plaine d'Anderson, couverte d'un manteau de drift glaciaire et de matériaux d'épandage proglaciaires, se distingue de la plaine de Horton, légèrement plus élevée et où la roche affleure généralement. La roche en place de la plaine de Horton se compose de roches sédimentaires presque horizontales, du Paléozoïque et de la fin du Protérozoïque. L'altitude de la plaine de Horton varie de 1,200 à 2,000 pieds et le secteur le plus élevé se trouve dans le sud. La majeure partie de la moitié ouest de la plaine de Horton est rocheuse, mais dans l'est on y trouve des régions onduleuses de drift. Sauf quelques-uns, les lacs ont une petite surface et se trouvent dispersés. Dans l'ensemble, à mesure qu'ils grossissent, les cours d'eau deviennent encaissés de 200 à 400 pieds au-dessous de la surface de la plaine. Au nord, certaines couches légèrement plissées et faillées de la fin du Protérozoïque ont formé une surface onduleuse d'escarpements bas et de buttes-témoins éparses. Les collines de Melville, y compris le mont Hooker d'une altitude de 1,600 pieds, forment la ligne de partage des eaux entre la rivière Horton et l'océan Arctique. La plaine d'Anderson (Douglas et coll., 1963; Mackay, 1958) est typiquement onduleuse et s'élève vers l'intérieur des terres. De vastes secteurs des régions les plus hautes de la plaine sont rocheux, mais de nombreux dépôts d'épandage proglaciaires provenant d'un front de glacier situé près de la limite sud-est couvrent de grandes étendues; plusieurs chenaux encaissés serpentent à travers cette plaine. Au nord, le long de la côte, la plaine comprend les caps Bathurst et Parry, plats, bas et parsemés de lacs. Vers l'intérieur, l'altitude de cette plaine augmente rapidement le long d'un escarpement haut de 600 à 1,000 pieds. Au fur et à mesure de l'élévation graduelle de l'altitude vers le sud, les vallées des principales rivières et les chenaux parsemés de lacs le long de leur système d'écoulement passent à des altitudes de 500 à 700 pieds tandis que la surface environnante atteint entre 800 et 1,000 pieds.

La *plaine de Peel* (Douglas et coll., 1963) s'étend au sud-ouest du fleuve Mackenzie. La partie sud-ouest de cette plaine forme une large dépression, peu profonde, à près de 400 pieds d'altitude et parsemée, en certains endroits, d'une multitude de petits lacs. Au nord-est, la surface de la plaine s'élève jusqu'aux collines de Grandview, hautes de 1,500 pieds à leur extrémité est. La rivière Arctic Red, encaissée, traverse la plaine de Peel. La rivière Ontaratue, également encaissée,

prend naissance dans cette plaine et s'écoule vers le fleuve Mackenzie. La partie sud-ouest de la plaine de Peel est recouverte de roches sédimentaires mésozoïques tandis que les collines au nord et à l'est de cette plaine sont formées de couches paléozoïques.

Le *plateau de Peel* s'élève en gradin de la plaine de Peel aux monts Mackenzie. La surface du premier gradin tronque les bords relevés des couches paléozoïques et mésozoïques et forme une surface d'érosion. Au-dessus, certaines parties forment un deuxième gradin ou une terrasse, et au-dessus, s'élève un troisième gradin, formé d'un groupe de plateaux onduleux, arrondis et à couches presque horizontales. Une large vallée, peu profonde et mal définie, sépare ces plateaux onduleux des monts Mackenzie. Certains endroits du sud-ouest de ce plateau ne semblent pas avoir subi la glaciation, mais sur la majeure partie de sa surface repose une mince couche de dépôts glaciaires, avec de petits lacs dispersés dans les dépressions. Des vestiges d'un ou plusieurs grands chenaux encaissés, dus à l'eau de fonte, traversent le plateau de l'est jusqu'aux rivières Snake et Peel.

Les *collines de Colville* (Douglas et coll., 1963) comprennent plusieurs crêtes de strates paléozoïques qui dominent l'ensemble des plaines environnantes. Elles renferment des dépressions où s'étendent plusieurs grands lacs disposés en forme d'un réseau aux mailles espacées de 10 milles ou plus. Le bas-fond des mailles varie de 800 à 1,000 pieds d'altitude, tandis que les crêtes à relief plutôt sinueux atteignent parfois 2,200 pieds.

La *plaine de Great Bear* (Douglas et coll., 1963) à relief onduleux est formée surtout de couches mésozoïques. Son altitude en général ne dépasse pas 1,000 pieds, mais un certain nombre de petits plateaux et collines presque circulaires, telles que les collines Scented Grass et Grizzly Bear, atteignent parfois près de 1,500 pieds.

Le versant sud de l'escarpement des monts Cartridge forme la limite sud de la plaine de Great Bear et domine la *plaine de Great Slave* recouverte de couches paléozoïques et en général de peu de relief. La majeure partie de la surface de la plaine atteint moins de 1,000 pieds d'altitude et est caractérisée par de bas escarpements formés de couches de roches carbonatées résistantes et par de petits lacs peu profonds. Sa partie centrale, cependant, contient le plateau de Horn, recouvert de couches du Crétacé. Le plateau de Horn forme une butte-témoin du plateau de l'Alberta situé au sud.

Le *plateau de l'Alberta* (Holland, 1964), constitué de roches sédimentaires du Crétacé, se compose d'un cercle de plateaux séparés par de larges vallées. Il comprend les collines Cameron et les monts Caribou. Au nord, ces collines forment un haut escarpement discontinu et dominant la plaine de Great Slave avec des sommets de 2,500 à 3,200 pieds d'altitude. À l'est, elles dominent l'extrémité nord de la plaine de la Saskatchewan. Au sud-est, elles comprennent les collines Cheecham, qui atteignent 2,500 pieds. De là, la limite sud du plateau longe des versants de collines au nord de la rivière Athabasca et rejoint les Foothills des montagnes Rocheuses. Une surface uniforme en hauteur, équivalente à un bas-pla-

teau, constitue le caractère dominant de toutes ces collines généralement plus hautes au sud-ouest, où elles atteignent près de 4,300 pieds d'altitude. Les deux principales vallées des rivières Fort Nelson et de la Paix forment plus de la moitié de la superficie du plateau de l'Alberta. Les deux rivières et leurs principaux affluents s'écoulent plus ou moins encaissés dans les vallées, dont l'altitude passe de moins de 1,000 pieds au nord et au nord-est à près de 2,500 à l'ouest.

Au sud de la rivière Athabasca, la *plaine de l'Alberta* (Acton et coll., 1960), constituée surtout de roches sédimentaires mésozoïques, comprend, à l'ouest et au sud, quelques couches tertiaires. La plaine s'étend vers le sud-est jusqu'à la frontière canado-américaine. Bien qu'elle soit virtuellement la suite du plateau de l'Alberta, elle a une surface plus uniforme avec quelques groupes très séparés de basses collines, telles que les collines Neutral, du Cyprès et Porcupine. La majeure partie de la plaine de l'Alberta s'étend à 2,500 pieds d'altitude. Les vallées fluviales y sont encaissées de 200 à 400 pieds et les sommets des collines atteignent 3,500 pieds ou plus. Les collines du Cyprès s'élèvent à 4,700 pieds et il semble que certaines parties de leurs sommets n'ont pas subi la glaciation.

Le coteau du Missouri constitue la limite est de la plaine de l'Alberta (pl. II-2) et forme un gradin plus bas, intermédiaire entre la plaine de l'Alberta et la *plaine de la Saskatchewan*. Une série de basses collines, arrondies, formées de roches sédimentaires du Tertiaire marque ce coteau à la frontière canado-américaine. Le coteau disparaît graduellement à mesure qu'il s'étend vers le nord-ouest. À l'est du coteau, la plaine de la Saskatchewan, légèrement onduleuse, peu accidentée et recouverte de roches sédimentaires mésozoïques, est plus basse et plus uniforme que la plaine de l'Alberta. Elle s'étend à une altitude de 1,500 à 2,600 pieds et son relief s'élève de 300 pieds dans les parties les plus montagneuses. La rivière Saskatchewan traverse actuellement cette plaine, encaissée dans la roche en place. À la fin du Pléistocène, les eaux de la rivière Saskatchewan avaient creusé une large vallée en direction sud-est, où coule actuellement la petite rivière Qu'Appelle. Dans le nord-ouest, la basse-terre de l'Île-à-la-Crosse (Acton et coll., 1960) forme, autour du lac Peter Pond, une région détachée à altitude généralement inférieure à la surface de la partie sud de la plaine de la Saskatchewan. Elle est néanmoins placée ici avec cette plaine.

La plaine de la Saskatchewan est bordée à l'est par l'escarpement du Manitoba qui domine la *plaine du Manitoba* recouverte de roches sédimentaires paléozoïques. Des cours d'eau, orientés vers l'est, ont creusé de profondes vallées dans l'escarpement du Manitoba et le divisent en une série de collines distinctes. La colline Riding, la plus haute de ces collines, s'élève à près de 1,000 pieds au-dessus de la plaine du Manitoba. La surface plane ou légèrement onduleuse de la plaine du Manitoba s'étend à environ 800 pieds d'altitude. Elle est parsemée de nombreux lacs, y compris la plus grande partie du lac Winnipeg. Dans le sud, les dépôts d'argiles et de silts du lac glaciaire Agassiz ont nivelé le relief. Les plages de ce lac longent la partie basse de l'escarpement du Manitoba et indiquent les niveaux d'eau successifs.



PLANCHE II-2

Plaine de l'Alberta et coteau du Missouri, avec leur moraine, près d'Assiniboia (Sask.).

Région de la Cordillère

Caractères généraux

La Cordillère au Canada se divise en trois grandes zones longitudinales, appelées système de l'Est, système de l'Intérieur et système de l'Ouest (Bostock, 1946 et 1961; Holland, 1964). Chaque système est caractérisé par une géologie et une physiographie distinctives. Le système de l'Est se compose presque entièrement de strates sédimentaires plissées. Le système de l'Intérieur se compose de couches sédimentaires et volcaniques plissées et de roches métamorphiques massives injectées çà et là de grosses et de petites masses de roches ignées avec en certains endroits des roches volcaniques horizontales. La plus grande subdivision du système de l'Ouest est la chaîne Côtière, formée presque entièrement de roches plutoniques tandis que les autres subdivisions de ce système contiennent un mélange de couches sédimentaires et volcaniques plissées, injectées de masses dispersées de roches ignées. Ces trois grands systèmes se divisent en régions, subdivisées en montagnes, chaînes, plateaux, collines, vallées, sillons, bassins, plaines, etc.

La Cordillère se divise aussi transversalement en un certain nombre de secteurs le long de zones de terrains plutôt bas, à direction est-ouest. La vaste partie nord du plateau Intérieur, la plus au sud de ces zones, en est la plus importante. Elle sépare les deux principales régions de terrains hauts et montagneux de la Colombie-Britannique. Au 60^e degré de latitude, une région de terrains bas comprenant le plateau de la Liard, la plaine de la Liard et le plateau du Yukon sépare les montagnes Rocheuses et la chaîne des Cassiars des monts Mackenzie, de la chaîne de Selwyn et des monts Ogilvie au nord. Ceux-ci se trouvent à leur tour séparés des chaînons Richardson par les plateaux de Peel et de Porcupine. Dans le nord du Yukon, un large ensellement, reliant le plateau de Porcupine et la plaine côtière du Yukon, sépare les monts Britanniques des chaînons Richardson.

Anciennes surfaces d'érosion

Le caractère le plus remarquable de la physiographie de la Cordillère réside probablement en la présence générale de vestiges d'une ancienne surface d'érosion. Il demeure possible que cette surface ne soit pas la même dans différentes parties



PLANCHE II-3

Partie du plateau du Yukon non affectée par les glaciers et le fleuve Yukon, près de Dawson (Yukon).

de la Cordillère et, de fait, bien des caractères font penser qu'il existe des surfaces d'érosion d'âges différents. L'ancienne surface des régions de plateau du système de l'Intérieur est l'une des plus frappantes. On l'a décrite comme une péninsule, mais elle ne mérite pas ce nom, car son relief n'est pas suffisamment faible sur de grandes étendues. En général, cette surface d'érosion n'est marquée que par une uniformité d'élévation des sommets, ce qui crée une ligne d'horizon frappante, ou bien elle est onduleuse et parsemée de sommets arrondis. Par places, notamment dans le nord du Yukon, des crêtes de bas-plateau ont leurs sommets aplanis et leurs structures géologiques tronquées en biseau à un très haut degré. Sur le versant ouest de la chaîne Côtière, la surface est particulièrement impressionnante à sa naissance au détroit d'Hécate. Elle tronque les sommets des collines des îles, puis nivelle ceux des montagnes de l'autre côté des fjords jusqu'à ce qu'elle soit détruite par l'érosion sur les plus hauts points des chaînes de l'intérieur.

On suppose que cette ancienne surface d'érosion s'est formée au début du Tertiaire ou vers la fin du Crétacé et qu'elle a subi une longue série de phénomènes tels que sou-

lèvement, bombement, affaissement et nouveau soulèvement, une évolution dont on commence seulement à comprendre la complexité dans quelques secteurs du système de l'Intérieur (Lay, 1940 et 1941). Au début du Tertiaire, cette ancienne surface a subi un soulèvement, les rivières y ont creusé leur lit profondément, des sédiments se sont déposés dans les vallées et les dépressions, puis des roches volcaniques du début du Tertiaire, surtout des laves, ont rempli les vallées. L'érosion et un nouveau soulèvement ont, par la suite, abaissé ces roches volcaniques le long de failles, les ont soulevées et tronquées. De ces périodes au temps actuel, des extrusions de lave ont eu lieu çà et là.

Régions n'ayant pas subi de glaciation

De vastes régions du nord-ouest du Yukon (carte 1253A) n'ont pas subi de glaciation, ce qui donne une idée de la nature des plateaux de la Cordillère durant la période antérieure à la glaciation du Pléistocène. La formation du relief de ces régions s'explique seulement par le processus ordinaire de l'érosion en surface aux latitudes nord. La région type à cet égard se trouve dans les environs de la rivière Klondike, sur

le plateau du Yukon, où le relief varie de 2,000 à 3,000 pieds; les roches métamorphiques correspondent sensiblement à celles des régions limitrophes ayant subi la glaciation. La région au relief tabulaire n'ayant pas subi de glaciation se compose, à partir d'une ligne de partage des eaux, de longues crêtes séparées par de petits ruisseaux qui se rejoignent vers l'aval et forment de plus gros cours d'eau. Les pentes uniformes ne sont pas coupées de rapides ou de lacs. Les vallées en V s'évasent en pente douce vers les larges crêtes arrondies des bas-plateaux. Aux sommets ou proche, la ligne des crêtes est brisée çà et là par des affleurements ayant la forme de châteaux. En général, le drainage est dendritique, notamment dans le cas des petits cours d'eau, mais certains grands cours d'eau sont rectilignes et suivent quelque forme structurale linéaire. Des terrasses de roches résistantes formées dans la roche en place, le long de plusieurs larges vallées, ont une couche de gravier, de sable et de terre d'épaisseur variable et ont une pente plus douce que celle des cours d'eau actuels. Par places, le renversement de l'écoulement et la capture des cours d'eau demeurent évidents. La région est dépourvue de lacs, mais quelques petites masses d'eau se trouvent dans les dépressions formées par l'avancée de la glace de surface sur des bas-fonds de vallée, et dans certaines vallées où des coulées de lave ou des éboulis ont formé des barrages. Quelques lacs ont également la forme de méandres abandonnés le long de larges rivières.

Formes glaciaires

Les glaciers ont recouvert toute la Cordillère, sauf la région précitée et quelques étendues peu importantes. Dans plusieurs chaînes de montagnes, seuls les plus hauts sommets faisaient saillie au-dessus de la glace. Les glaciers ont laissé leur empreinte sur la physiographie de la région. L'érosion et les dépôts ont également laissé leur marque. Les montagnes sont caractérisées par des cirques, des arêtes et des pics. Sur les bords des vallées principales se trouvent des vallées glaciaires secondaires suspendues, creusées dans la roche en place, des terrasses de kames et des moraines. Le fond des vallées conserve de nombreuses formes provenant surtout de dépôts meubles: till altéré, plaines de dépôts d'épandage proglaciaires et terrasses, champs de drumlins, eskers simples ou ramifiés, terrasses lacustres et toutes formes de dépôts fluvioglaciaires.

De grandes vallées en U sillonnent la région. Elles sont le plus spectaculaire là où elles forment des lacs ou des inlets de l'océan. Une zone de lacs en longueur longe le côté ouest et sec du système de l'Intérieur, depuis le lac Klouane au Yukon jusqu'aux lacs Taseko en Colombie-Britannique. Une zone semblable s'étend du côté est, sur les versants ouest relativement humides des montagnes, à partir du lac Mayo au nord jusqu'aux lacs Shuswap et Kootenay au sud. Cependant, les vallées glaciaires les plus spectaculaires se trouvent dans les fjords de la chaîne Côtière. Les fjords, creusés presque uniquement dans des roches cristallines dures, ont leurs dispositions déterminées par de grands réseaux de fissures et joints. Certains, longs de plusieurs dizaines de milles, ont une forme en U dans la section transversale et sont profonds.

Par endroits, ils atteignent 2 milles de large et présentent un relief de 6,000 pieds. Leur fond peut atteindre parfois plus de 600 mètres au-dessous du niveau de la mer et émerger en mer sous la forme d'un sill de petites îles rocheuses.

Sillons

Dans la région de la Cordillère, quatre larges vallées rectilignes à direction nord-ouest s'étendent sur une longueur d'au moins 300 milles chacune. Certaines délimitent et séparent de grandes provinces physiographiques et géologiques. Elles sont la partie sud et la partie nord du sillon des Rocheuses en Colombie-Britannique et les sillons de Tintina et de Shakwak au Yukon. Ce ne sont pas de simples vallées fluviales, mais ce sont des caractères frappants de la région avec parois étroites, droites et raides. Le fond de ces vallées varie d'un mille de large à plus de 15 milles. L'écoulement des eaux s'effectue par plusieurs rivières dont la ligne de partage des eaux est basse et dans les sillons mêmes. Le fond de ces sillons, remarquablement uniforme en élévation, passe graduellement de près de 1,800 pieds à 3,000 pieds d'altitude, à l'exception du sillon de Tintina dont l'altitude se situe en majorité à environ 1,000 pieds. Le système de l'Intérieur a aussi un certain nombre de vallées semblables, mais plus petites et plus courtes, par exemple, le sillon de Purcell, sinueux, à direction nord dans le sud de la Colombie-Britannique et la vallée de Teslin au Yukon.

Formes volcaniques

Dans le système de l'Intérieur et dans le système de l'Ouest, les formes structurales du terrain sont le résultat de processus volcaniques. Les formes les plus courantes sont les plaines, les plateaux et les mesas constituées d'épanchements de lave basique, les basaltes de plateau. Ce qui frappe le plus cependant, ce sont les trois grands volcans en forme de bouclier de la partie nord-ouest du plateau Intérieur, et un groupe de volcans semblables, comme celui du pic Edziza, sur le plateau de Stikine. Sur le plateau de Stikine se trouvent également un certain nombre de *tuyas*, volcans à sommet plat dont l'éruption remonte à la période glaciaire du Pléistocène (Mathews, 1947). Nombre de petits volcans et de cônes de cendres apparaissent dans le paysage, isolés ou alignés, ou bien encore en groupes. Leur âge varie du pré-Pléistocène à quelques centaines d'années avant le présent; leur hauteur va de quelques dizaines à quelques centaines de pieds.

Système de l'Est

Région des monts Porcupine

A la lumière de travaux récents de physiographie et de géologie portant sur la partie nord du Yukon, le présent ouvrage comporte un regroupement des unités physiographiques. Le plateau de Porcupine et ses subdivisions, compris antérieurement dans la région septentrionale des monts et plateaux, portent désormais le nom de région des monts Porcupine et sont placés dans la partie nord du système de l'Est, car ils ressemblent aux unités de ce système. Les chaînes, appelées jusqu'à maintenant les monts Ogilvie du nord sont,



PLANCHE II-4

Plaine d'Old Crow, région du nord de la Cordillère (Yukon). Vue prise vers le nord, montrant la rivière Old Crow et les lacs rectangulaires.

elles aussi, semblables à ces unités et ont été rattachées au système de l'Est. Les monts Britanniques et le chaînon Old Crow demeurent dans le système de l'Intérieur, où ils constituent la région du chaînon Brooks.

Les *chaînons Richardson* comprennent un groupe de chaînons dont les sommets accidentés atteignent jusqu'à 5,500 pieds vers le nord de la partie centrale du massif. Les chaînons du sud, étroits et moins élevés, sont caractérisés par des formes adoucies et arrondies. Ces montagnes ne semblent pas avoir subi la glaciation, mais une langue du glacier des Laurentides, venant de l'est par le col McDougall, les a traversées.

Le *plateau de Porcupine*, dans sa presque totalité, n'a pas été recouvert par les glaciers. La plaine d'Old Crow, qui en constitue la partie la plus septentrionale, a une altitude d'environ 900 pieds et est recouverte de sills non consolidés et de tourbe. On y trouve des lacs et des étangs, très rapprochés et dont les formes rectangulaires, toutes orientées dans la même direction, semblent être dues à l'action des vents dominants (pl. II-4). La rivière Old Crow et ses affluents forment des méandres compliqués et sont encaissés au fond de jeunes vallées jusqu'à la plaine. Dans la plaine d'Eagle, dans la partie méridionale du plateau, les crêtes allongées et nivelées ont des sommets larges et arrondis, avec des pentes douces, caractéristiques de régions qui n'ont jamais été recouvertes par des glaciers. Le relief atteint un maximum de 900 pieds environ dans les parties les plus élevées du sud, là où certaines

crêtes atteignent une altitude de 2,500 pieds. Autour du plateau, la surface s'élève, notamment à l'ouest, où le plateau est limitrophe des chaînons Porcupine. Ces chaînons sont recouverts de roches stratifiées et plissées qui forment des crêtes rectilignes, des collines et des montagnes basses, séparées par de larges vallées irrégulières. Les sommets des chaînons Keele et Nahanni présentent des vestiges d'une ancienne surface d'érosion.

Région des monts Mackenzie

Les *chaînons Taiga* et les *monts Wernecke* constituent l'extrémité occidentale de la région des monts Mackenzie. Les chaînons Taiga sont séparés du plateau de Porcupine et des chaînons du même nom par les vallées des rivières Peel et Ogilvie, larges et irrégulières. Ils ont été peu affectés par les glaciers et leurs sommets et crêtes les plus élevés atteignent une altitude de 7,000 pieds. Les monts Wernecke sont formés de phyllades et de roches carbonatées massives et presque horizontales que l'action des glaciers a modelé en montagnes massives et très accidentées. De larges vallées, orientées vers le nord-ouest, les divisent en plusieurs chaînes.

La partie intérieure des *monts Mackenzie*, les chaînons Backbone, est une mer de sommets et de crêtes atteignant 8,500 pieds d'altitude. Certains de ces sommets et crêtes contiennent de petits glaciers alpins et ont été sculptés par des glaciers alpins et des glaciers de vallée. Les chaînons les plus à l'est, les chaînons Canyon, sont les plus bas et sont séparés

par de larges vallées ou découpés par des canyons profonds. Au cours du Pléistocène, des glaciers venant de l'est ont pénétré dans les vallées, mais les monts Mackenzie ne portent pas d'autre indice de glaciation. Abrisés à l'ouest contre les précipitations par la chaîne de Selwyn, les monts Mackenzie sont plutôt secs. La limite de la zone forestière est basse et les monts présentent un aspect de pentes dénudées, couvertes de roches, avec quelques escarpements.

La *plaine du Mackenzie*, large, onduleuse, couverte de drift et d'arbres, se trouve entre les monts Mackenzie et les monts Franklin, entre lesquels le fleuve Mackenzie est encaissé. Les *monts Franklin* forment une série de chaînons et de crêtes rectilignes, plutôt bas, composés surtout de roches carbonatées résistantes, atteignant près de 5,000 pieds d'altitude. Des glaciers venant de l'est les ont chevauchés.

Au sud des monts Mackenzie et des monts Franklin, s'étend le *plateau de la Liard* entre la rivière Nahanni-Sud et la rivière Liard. Sur le plateau s'élèvent des collines couvertes d'arbres et de toundra, dont la plupart ont moins de 4,500 pieds d'altitude et sont formées surtout de schiste argileux et grès. Par suite de la disposition des couches, nombre de sommets sont plats, mais y demeurent de nombreux vestiges d'anciennes surfaces d'érosion. Les vallées sont étroites et profondément découpées.

Région des montagnes Rocheuses

La région des montagnes Rocheuses s'étend sur plus de 850 milles, à partir de la rivière Liard jusqu'au 49^e degré de latitude. Elle comprend les Foothills des Rocheuses qui forment le front oriental de la partie sud de la région de la Cordillère, et les parties sud et nord des montagnes Rocheuses. Chacune de ces trois parties peut se diviser en plusieurs chaînons presque parallèles. Les *Foothills* en général s'élèvent brusquement au-dessus des plaines Intérieures, surtout en crêtes rectilignes et en collines, et sont formés de grès du Mésozoïque; s'y élèvent également quelques secteurs plus montagneux. L'endroit le plus large et le plus haut de la *partie nord des Rocheuses* se situe dans les chaînons Muskwa aux environs du mont Churchill d'une altitude de 10,500 pieds. Le terrain sculpté par l'action glaciaire sur de grandes épaisseurs de roches stratifiées est aussi accidenté que n'importe où ailleurs dans les montagnes Rocheuses. Quelques glaciers de type alpin se trouvent autour des plus hautes cimes. L'endroit le plus étroit de la partie nord des Rocheuses se situe au point où la rivière de la Paix les traverse. Les chaînons Hart de la *partie sud des Rocheuses* s'élèvent graduellement vers le sud et forment une longue crête de montagnes plutôt atténuées, aux sommets entre 6,000 et 9,000 pieds d'altitude. Les chaînons Continentaux sont plus larges et leur altitude augmente jusqu'au mont Robson à 12,972 pieds. Sur la ligne de partage des eaux des chaînons Continentaux, plusieurs hauts sommets se groupent autour du champ de glace Columbia, le plus vaste des nombreux glaciers alpins des montagnes Rocheuses. Vers le sud, des sommets atteignent plus de 10,000 pieds, et se trouvent à intervalles ou en groupes le long de la grande arête montagneuse jusqu'aux environs du pas du Nid-de-Corbeau, où ils sont généralement plus bas, pour ensuite s'élever au

sud du 49^e degré de latitude. Les chaînons Continentaux sont caractérisés par leur direction rectiligne, leurs grands escarpements et leurs falaises escarpées de roche grise dénudée. Ils ont été sculptés par l'érosion glaciaire sur de grandes épaisseurs de roches carbonatées stratifiées.

Système de l'Intérieur

Région du chaînon Brooks

Les *monts Britanniques* s'étendent près de la mer, s'élèvent abruptement à partir de l'étroite plaine côtière du Yukon, au nord, et s'abaissent vers l'intérieur, en direction du plateau de Porcupine. Ils renferment de nombreuses vallées en V, en digitation entre les ramifications des crêtes. Nombre de cours d'eau ont coupé radialement les crêtes et la vallée de la rivière Firth, la plus large, traverse entièrement le massif. Seules de petites aires dans la partie la plus élevée, près de la frontière avec l'Alaska, ont des monts rugueux, aux sommets d'environ 6,000 pieds; la région semble avoir échappé à la glaciation. Le *chaînon Old Crow*, au sud-ouest de la plaine d'Old Crow, est une chaîne atténuée aux vastes collines arrondies, généralement couronnées d'affleurements granitiques ressemblant à des châteaux-forts.

Région septentrionale des monts et plateaux

Les *monts Ogilvie* s'étendent entre le sillon de Tintina et la vallée du Taiga, au sud des chaînons Taiga. Ils sont formés de couches sédimentaires coupées de stocks granitiques. Leurs plus hauts pics et crêtes atteignent 7,000 pieds d'altitude. Au cours du Pléistocène, dans la partie orientale de ces montagnes, des glaciers de vallée de type alpin fusionnaient et formaient des champs de glace continue.

Le *plateau du Yukon*, vaste division physiographique, renferme de nombreuses subdivisions. Il a la forme d'un bassin peu prononcé, dont la partie centrale s'élève à environ 4,000 pieds. Sa surface s'élève vers les bords du plateau; elle est aussi plus élevée dans les chaînes de montagnes telles que les monts Pelly. Le drainage s'effectue par les nombreux cours d'eau du bassin hydrographique du fleuve Yukon. Dans sa région de réception, le fleuve se trouve encaissé à environ 2,200 pieds dans le plateau, dont la surface atteint environ 4,400 pieds d'altitude. L'altitude du fleuve décline graduellement de 3 ou 4 pieds par mille, avec peu de rapides, jusqu'à moins de 900 pieds à la frontière de l'Alaska. Au cours du Pléistocène, la glace s'étendait des montagnes dans toutes les directions sauf au nord-ouest, et n'a pas recouvert le plateau du Klondike.

Au nord-est et à l'est, le plateau du Yukon est bordé par la *chaîne de Selwyn*, qui a subi la glaciation sur de grandes étendues, et comprend de nombreuses crêtes accidentées séparées par de larges vallées. Sur les plus hauts sommets, entre 7,000 et 9,000 pieds d'altitude, s'étendent quelques glaciers alpins. Le mont Keele, à 9,700 pieds d'altitude, est le pic le plus élevé.

Le *plateau de Hyland* est formé de collines ondulées, s'élevant jusqu'à 4,000 pieds d'altitude, et de vallées larges,

parfois orientées parallèlement aux structures tectoniques. Le plateau a subi entièrement la glaciation; les dépôts de drift en recouvrent la surface et obstruent les vallées principales. Au sud, le long de la limite entre le plateau et la plaine de la Liard, s'étendent quatre groupes isolés de montagnes d'une altitude au-dessus de 5,000 pieds. La *plaine de la Liard* est une région basse dans laquelle la rivière Liard est encaissée. La plaine se trouve à moins de 3,000 pieds d'altitude et une grande partie est à 2,000 pieds. Elle est recouverte de sédiments glaciaires et de dépôts d'épandage, y compris un ensemble d'eskers.

Région centrale des monts et plateaux

Le *plateau de Stikine* forme au sud le prolongement du plateau du Yukon. Il est caractérisé par l'existence d'un certain nombre de volcans datant de la fin du Tertiaire et du Pléistocène. Les plus importants sont le grand volcan en bouclier du mont Level, masse basse en forme de dôme atteignant une élévation de 7,101 pieds, dont la lave recouvre une superficie de plus de 700 milles carrés, et le mont Edziza, formé d'un ensemble de cônes à 9,143 pieds d'altitude.

La *chaîne des Cassiars* et les *chaînons Ominéca* forment une zone de roches cristallines massives. Leurs plus hauts sommets atteignent 8,000 pieds d'altitude et portent plusieurs glaciers alpins. Les *chaînons Skeena* au sud et à l'ouest de la chaîne des Cassiars et des chaînons Ominéca ont une altitude générale un peu moins élevée et se composent en grande partie de roches stratifiées plissées de même résistance, de telle sorte que le facteur déterminant des montagnes et des vallées est la structure de la roche. Au sud-ouest des chaînons Skeena, s'étend le *bassin de la Nass*, région de faible relief, au fond un peu onduleux, et en majorité à moins de 2,500 pieds. Le bassin est presque encerclé par des montagnes, mais de larges passes le relient à la vallée de la rivière Skeena et à la mer par la vallée de la rivière Nass.

Les *chaînons Hazelton* forment un groupe de chaînes de montagnes traversées par la rivière Skeena. Ils se composent surtout de roches sédimentaires et volcaniques plissées et, par places, de roches ignées intrusives, alors qu'à l'ouest, la chaîne Côtière se compose presque entièrement de roches granitiques, et les chaînons Skeena, à l'est, de roches sédimentaires. L'altitude des plus hauts sommets varie de 8,200 à 9,200 pieds.

Région méridionale des monts et plateaux

La principale subdivision est le *plateau Intérieur*, qui s'étend sur la moitié de la longueur de la Colombie-Britannique au nord du 49^e degré de latitude. Trois grands volcans en bouclier se dressent près du milieu du côté ouest et des coulées de lave volcanique horizontales du Tertiaire au Récent recouvrent de grandes régions de ce plateau. La surface du plateau, situé en général entre 4,000 et 5,000 pieds, s'élève à partir de moins de 3,000 pieds dans le bassin du Fraser au nord-est, et au-dessus de 6,000 pieds dans la chaîne Columbia. La surface du *bassin du Fraser* est plate, légèrement onduleuse, recouverte surtout de drift glaciaire, dans lequel le fleuve

Fraser et ses affluents, et autres importants cours d'eau se trouvent fréquemment encaissés de plus de 1,000 pieds. Les dépôts glaciaires ont la forme de «drumlinoïdes» bien définis, de terrasses parsemées de creux, et d'eskers simples ou composés. S'y étendent également de grandes aires recouvertes de dépôts de lacs glaciaires.

La *chaîne Columbia* contient de nombreux sommets de plus de 10,000 pieds. L'altitude générale est semblable à celle de la partie sud des montagnes Rocheuses à l'est du sillon des Rocheuses. La chaîne constitue la principale région de la zone intérieure humide de la Colombie-Britannique. Fortement sculptées par les glaciers du Pléistocène, ses parties les plus élevées portent encore des glaciers.

Système de l'Ouest

Région de la chaîne Côtière

La région de la chaîne Côtière comprend la chaîne Côtière elle-même et la chaîne des Cascades. La chaîne Côtière se compose de gneiss cristallins et de roches granitiques, tandis que les montagnes Rocheuses sont formées de roches stratifiées. Ces deux grands groupes de montagnes diffèrent en ce que les sommets des Rocheuses sont massifs tandis que les sommets et les crêtes de la chaîne Côtière sont très découpés et portent des pinacles en forme de dent. Seules les rivières de la Paix et Liard traversent les Rocheuses, mais neuf grandes rivières ou plus traversent la chaîne Côtière.

La *chaîne Côtière* comprend trois grandes subdivisions: les chaînons Frontaliers, les chaînons Kitimat et les chaînons du Pacifique. Les *chaînons Frontaliers* s'étendent vers le sud à partir du sud-ouest du Yukon le long de la frontière de la partie sud-est (*Panhandle*) de l'Alaska. C'est une zone de montagnes très découpées à sommets en général entre 7,000 et 10,000 pieds et recouverts de plusieurs vastes champs de glace. Ces montagnes sont coupées en plusieurs tronçons par les grandes vallées transversales des rivières Taku, Stikine et Iskut. Par places, les versants des vallées atteignent 9,000 pieds. De vastes glaciers (dont plusieurs en Alaska aboutissent à la mer) descendent le long de vallées tributaires à partir de champs de glace adjacents, jusqu'à 500 pieds au-dessus du niveau de la mer. Les *chaînons Kitimat*, aux sommets rarement au-dessus de 8,000 pieds, forment un ensellement entre les chaînons Frontaliers et ceux du Pacifique. Les glaciers y sont rares et petits. Les *chaînons du Pacifique* forment la masse principale de la partie sud de la chaîne Côtière. Plusieurs sommets atteignent entre 9,500 et 11,000 pieds; le plus haut, le mont Waddington, s'élève à 13,177 pieds. Comme dans les chaînons Frontaliers, les plus hauts sommets sont entourés de champs de glace; plusieurs vastes glaciers descendent à de faibles altitudes, mais aucun d'eux n'atteint la mer. Ces chaînons sont également coupés en tronçons par des fjords ou des inlets et de larges vallées transversales, telles celles des rivières Klinaklini et Homathko.

La *chaîne des Cascades* est séparée de la partie sud de la chaîne Côtière par le canyon du fleuve Fraser et s'étend aux États-Unis. Elle se compose des chaînons Skagit, Hozameen

et Okanagan, dont les plus hauts sommets atteignent de 8,000 à 8,500 pieds. Dans les chaînons Skagit et Hozameen, les hautes crêtes sont dentelées, mais les basses crêtes sont arrondies par la glaciation. Bien que les chaînons Okanagan soient profondément coupés de cirques, leurs sommets présentent encore les contours onduleux d'une ancienne surface d'érosion s'élevant à partir du plateau Intérieur.

Région de la chaîne Extérieure et des basses-terres Côtières

La chaîne Extérieure comprend le massif de St-Élie et la chaîne Insulaire, qui forment les îles Reine-Charlotte et Vancouver. Les basses-terres Côtières bordent la région de la chaîne Extérieure et celle de la chaîne Côtière.

Le massif de St-Élie renferme les plus hautes montagnes du Canada et forme l'une des grandes zones montagneuses du monde. Le point culminant, le mont Logan, atteint 19,850 pieds. Les chaînons des Glaciers forment le centre de ce vaste massif et s'étendent près de la frontière de l'Alaska. Les principaux sommets forment des groupes un peu isolés, séparés par de larges vallées comblées de glaciers aux altitudes au-dessus de 8,000 pieds. La limite des neiges éternelles étant aux environs de 7,000 pieds, ces montagnes sont recouvertes par d'importantes masses et d'immenses étendues de glace et de neige. Le mont Logan est le point culminant d'une grande région de montagnes dont quatre monts au moins s'élèvent à plus de 18,000 pieds. Ce plateau élevé, compte tenu des longues crêtes reliant le mont St-Élie (18,008 pieds), le mont Lucania (17,150 pieds) et le mont Steele (16,439 pieds), fait croire à l'existence d'une ancienne vaste surface d'érosion. Les champs de glace donnent naissance à plusieurs grands glaciers de vallée qui descendent jusqu'à l'océan le long de la côte de l'Alaska et vers le sillon de Shakwak à l'intérieur du continent au Canada. Les sommets les moins élevés, dont nombre s'élèvent à plus de 10,000 pieds, tendent à former des groupes ou des crêtes entre les glaciers de vallée. Au nord-est des chaînons des Glaciers, les chaînons Klouane, moins élevés, et dont les pics peuvent atteindre jusqu'à 8,500 pieds, bordent le sillon de Shakwak. Ces chaînons sont beaucoup moins accidentés que les chaînons des Glaciers et possèdent seulement de petits glaciers de type alpin.

Les basses-terres d'Hécate et de Géorgie, situées en bordure de la chaîne Côtière, sont formées d'une ancienne surface d'érosion dont les collines aplanies, constituées de roches cristallines, gneissiques et ignées, s'élèvent graduellement depuis la mer d'où elles émergent, jusque dans l'intérieur. On fixe arbitrairement leur limite à la ligne de niveau de 2,000 pieds. Ces basses-terres ont été découpées par les glaciers jusque dans leurs parties les plus basses, et le socle affleure. À l'intérieur, une bonne partie de la surface est couverte de muskeg (marécage boréal). Les basses-terres de Géorgie comprennent, le long des côtes est et sud de l'île Vancouver, une région de couches tendres plissées où l'érosion a découpé des crêtes du type cuesta, d'une altitude inférieure à 2,000 pieds. Elles comprennent également les îles du détroit de Géorgie et une étroite bande de terre sur le continent. Les basses-terres

du Fraser, le long du fleuve Fraser, sont constituées en grande partie de matériaux non consolidés, avec quelques parties de roches dures du socle et forment des collines ondulées atteignant jusqu'à 1,000 pieds d'altitude. Le delta du Fraser en occupe une partie.

Les chaînons Reine-Charlotte constituent l'épine dorsale des îles Reine-Charlotte dont les sommets, dans la partie sud-est, atteignent au-dessus de 3,500 pieds. Ces chaînons et le plateau de Skidegate au nord-est ont été recouverts par une calotte glaciaire locale (Holland, 1964). Les basses-terres de la Reine-Charlotte sont constituées de couches du Tertiaire, de faible pendage, recouvertes, dans la partie nord-est, d'une mince couche de till et d'épais dépôts d'épandage fluvio-glaciaires. À l'intérieur, elles s'élèvent en direction du sud-ouest, et atteignent des altitudes entre 500 et 1,000 pieds au-dessus du niveau de la mer.

Les chaînons de l'île Vancouver forment le massif principal de l'île et leurs pics les plus élevés atteignent une altitude de 7,000 pieds. Ils ont subi l'érosion de glaciers locaux de type alpin, mais une partie de la glace, en provenance du continent à l'est, a découpé de profondes vallées en U. Les basses-terres de Nahwitti, à l'extrémité nord de l'île Vancouver, sont des basses-terres ondulées, découpées dans des couches légèrement plissées, et d'une altitude généralement inférieure à 1,000 pieds. Sur la côte ouest de l'île Vancouver, une basse-terre étroite et découpée constitue la plaine côtière d'Estevan. Elle est recouverte surtout de couches tendres du Tertiaire, de faible pendage, formant une plaine basse et plate, mais certaines parties sont découpées dans des roches relativement massives et forment de basses collines d'environ 250 pieds au-dessus du niveau de la mer.

Plateau continental du Pacifique

Au large des côtes de la Colombie-Britannique, le plateau continental du Pacifique est étroit et sa surface descend brusquement à des profondeurs océaniques, le long d'une ligne presque droite, très proche de la ligne des promontoires des îles les plus au large, à laquelle elle est à peu près parallèle. À l'ouest des îles Reine-Charlotte, le bord du plateau serre la côte de près et, à son point le plus proche, à 4 milles de la terre, le plateau descend à plus de 1,000 mètres. Au large de l'île Vancouver, le bord du plateau est en général à 20 milles ou plus en mer, le maximum étant de près de 50 milles à l'entrée du détroit Juan de Fuca et le minimum d'environ 6 milles au large de la péninsule Brooks.

Au nord des îles Reine-Charlotte, à l'entrée Dixon, un large chenal, profond en général de 200 à 400 mètres, se prolonge vers la passe Portland et se ramifie entre les îles de l'Alaska. Il y a lieu de croire que l'entrée Dixon a été occupée, sur toute sa largeur, par les glaciers du Pléistocène en provenance de la chaîne Côtière et des îles de l'Alaska. En travers du chenal s'étend un banc qui s'élève jusqu'à 40 mètres dans sa partie médiane, près du débouché vers le large.

À l'entrée du détroit de la Reine-Charlotte, le bord du plateau présente quatre enfoncements allant jusqu'à des

profondeurs océaniques; ces enfoncements sont courts mais profonds. Ils donnent naissance à trois larges chenaux, profonds de plus de 200 mètres et qui se prolongent, en direction du continent, jusqu'à proximité des îles situées au large de la côte. Ces chenaux sont séparés par deux larges bancs. Le chenal du nord, le plus petit, est profond d'un peu moins de 125 mètres tandis que la majeure partie du plus grand chenal atteint moins de 40 mètres dans la région près du continent. Le chenal du nord se prolonge vers le détroit d'Hécate et longe surtout le côté est de ce détroit, côté continent, ce qui laisse de grandes régions peu profondes en pente douce vers l'est et s'étendant à travers la plus grande partie du détroit. Au nord, les hauts-fonds s'étendent presque aux îles proches de la côte, si bien que, sur près de 4 milles, le détroit d'Hécate n'est profond que de 20 mètres. Le chenal du sud s'étend vers les détroits qui séparent l'île Vancouver du continent. Ces détroits, peu larges, entourent de nombreuses îles et contiennent bien des trous profonds et des chenaux de plus de 200 mètres de profondeur. Ces caractéristiques s'appliquent aussi à bien des chenaux et des fjords sis le long de la côte. Il en est ainsi de tout le détroit de Géorgie, en grande partie occupé par un bassin de forme irrégulière, profond de 400 mètres ou plus en plusieurs endroits.

Basses-terres du Saint-Laurent

Les basses-terres du Saint-Laurent bordent le Bouclier au sud-est, et s'étendent de l'extrémité ouest des lacs Huron et Érié, vers le nord-est, jusqu'au détroit de Belle-Isle. Elles se composent des basses-terres de l'Ouest, du Centre et de l'Est. Elles reposent sur des couches paléozoïques non plissées. Les basses-terres de l'Ouest et du Centre ressemblent à des plaines. Les basses-terres de l'Est, bien qu'elles soient formées de secteurs très éloignés les uns des autres, ressemblent elles aussi à une plaine par leurs formes et leurs structures. Toutes les basses-terres du Saint-Laurent ont été recouvertes par les glaciers du Pléistocène. Aussi l'on y trouve de nombreux dépôts meubles et de formes physiographiques typiques de ces glaciers.

Les basses-terres de l'Ouest sont divisées en deux sections par l'escarpement de Niagara. Cet escarpement, dont la pente abrupte fait face au nord-est, s'étend de la rivière Niagara en serpentant vers l'ouest et le nord-ouest jusqu'à la péninsule Bruce et l'île Manitoulin et est dû à la résistance offerte à l'érosion par des roches carbonatées siluriennes à faible pendage sud-ouest. L'escarpement atteint près de 650 pieds d'altitude dans le sud et présente un relief de 250 à 300 pieds. Le long de la rive sud de la baie Georgienne, il s'élève à 1,700 pieds, et se trouve à environ 1,000 pieds au-dessus du niveau de la baie. La surface ouest de l'escarpement s'abaisse graduellement vers le sud-ouest en passant par une région onduleuse à bas relief, jusqu'à l'altitude de 572 pieds du lac Érié. À l'est de l'escarpement, le terrain s'élève en pente douce vers le nord à partir du lac Ontario situé à 246 pieds d'altitude jusqu'à un point maximum de 1,000 pieds, au sud de la baie Georgienne. En plusieurs endroits, à l'est du lac Simcoe, un escarpement peu élevé marque la limite des basses-terres avec

le Bouclier. Les roches précambriennes de l'axe de Frontenac séparent les basses-terres de l'Ouest de celles du Centre.

Les basses-terres du Centre constituent la région intermédiaire entre la rivière Outaouais et le fleuve Saint-Laurent. Elles chevauchent le fleuve jusqu'à Québec puis s'allongent sur une courte distance sur la rive nord seulement. À l'est du fleuve Saint-Laurent, elles sont limitées par la ligne de Logan, une zone de faille qui marque la limite nord-ouest de la région montagneuse des Appalaches. Au nord de la rivière Outaouais et du fleuve Saint-Laurent, les couches paléozoïques qui recouvrent cette partie des basses-terres sont faillées contre les roches cristallines du Bouclier, ou les surmontent. L'altitude dépasse rarement 500 pieds, sauf dans le cas des sept collines Montérégiennes, formées de roches ignées intrusives.

Les basses-terres de l'Est comprennent l'île d'Anticosti, les îles Mingan, diverses petites étendues des rives du golfe Saint-Laurent et des rivages du détroit de Belle-Isle et les basses-terres côtières de Terre-Neuve. L'île d'Anticosti a environ 125 milles de long sur 35 milles au plus de large. Elle est recouverte de couches de roches carbonatées à pendage sud formant une cuesta à pente abrupte vers le nord. Des terrasses d'érosion dues à l'action des vagues s'étagent jusqu'à 400 pieds d'altitude sur les côtés nord et sud de l'île; elles sont généralement plus larges sur le côté sud. Les îles Mingan et deux secteurs sur la côte nord du détroit de Belle-Isle sont recouverts de couches paléozoïques à pendage sud. Il est probable qu'une grande partie du fond du golfe Saint-Laurent autour de l'île d'Anticosti et se prolongeant jusqu'aux basses-terres côtières de Terre-Neuve soit un secteur submergé des basses-terres de l'Est. Les basses-terres côtières de Terre-Neuve, recouvertes de couches paléozoïques tendres, en majorité non plissées, longent la côte nord-ouest de Terre-Neuve et comprennent la péninsule Port-au-Port, au sud-ouest de l'île. L'altitude de ces basses-terres demeure en général inférieure à 400 pieds; toutefois, elle atteint 1,160 pieds dans la péninsule Port-au-Port et 2,075 pieds à l'est de la baie St-Jean.

Région des Appalaches

La région des Appalaches a fait l'objet d'une division en un grand nombre d'unités physiographiques, dont on a groupé ici plusieurs de ces unités et généralisé quelque peu. La forme dominante du terrain a les traits d'une pénéplaine bien caractérisée, datant probablement du Crétacé, dont les plus hauts points se situent en général au nord-ouest de la région. La pénéplaine s'incline doucement vers le sud-est jusqu'à l'océan. L'érosion différentielle de roches tendres et dures y a créé des basses-terres, des hautes-terres et des bas-plateaux. Sur le côté de l'océan, la région a comme limite le plateau continental de l'Atlantique.

Sur l'île de Terre-Neuve, la région des Appalaches comprend trois hautes-terres, deux bas-plateaux et quatre basses-terres. Les trois hautes-terres forment un groupe appelé *plateaux de Terre-Neuve*. Formées de roches cristallines du Paléozoïque et du Précambrien, elles constituent des régions accidentées à pentes abruptes. Leur altitude varie de 600 à

2,670 pieds. La surface supérieure constitue la pénéplaine et s'incline doucement vers le sud-est. Le bord ouest de ces hautes-terres est parfois escarpé, ou passe graduellement sans limites définies aux plus hauts points des basses-terres côtières de Terre-Neuve. Les hautes-terres englobent deux petites régions de basses-terres: les basses-terres de St-Georges, le long de la côte sud-ouest, et les basses-terres du Grand-Lac, qui s'étendent de la baie Blanche jusqu'au Grand-Lac. Recouvertes de roches peu métamorphosées, elles atteignent rarement plus de 200 pieds.

Les *bas-plateaux atlantiques de Terre-Neuve* s'étendent à une altitude entre 600 et 1,000 pieds. Ils constituent les bas secteurs de la pénéplaine du fait que celle-ci s'incline vers le sud-est et non parce que les roches de ces secteurs ont une résistance moindre à celles des hautes-terres voisines. Aux endroits où les cours d'eau les ont entaillés profondément, ces bas-plateaux sont accidentés et rocheux, mais ailleurs ils demeurent onduleux et peu élevés. Ils entourent la petite basse-terre de Baie-d'Espoir, recouverte de roches sédimentaires tendres du Paléozoïque.

Les *basses-terres du Centre de Terre-Neuve*, recouvertes en majorité de couches du Paléozoïque, comprennent également quelques masses de roches intrusives, formant des collines proéminentes. Elles s'élèvent du niveau de la mer à l'altitude de 500 pieds à l'intérieur des terres, et de bas-plateaux sculptés à partir de roches ignées l'entourent. Elles ont une surface faiblement onduleuse et en général recouverte de drift.

La Nouvelle-Écosse se divise en trois hautes-terres, trois bas-plateaux et plusieurs petites basses-terres. Comme à Terre-Neuve, la pénéplaine se retrouve sur les hautes-terres et apparaît également sur les bas-plateaux. Les *hautes-terres de la Nouvelle-Écosse* comprennent les monts Cobequid à l'ouest, les hautes-terres d'Antigonish au centre et les hautes-terres du Cap-Breton au nord-est. Les monts Cobequid, larges d'une dizaine de milles et s'élevant à environ 900 pieds, ont une surface tantôt plate tantôt onduleuse. Les hautes-terres d'Antigonish ont un relief plus découpé que les monts Cobequid, mais la surface présente les mêmes caractères et atteint presque la même altitude. Les hautes-terres du Cap-Breton, profondément découpées en bordure, ont une surface intérieure remarquablement plate située entre 1,300 et 1,500 pieds d'altitude.

Les bas-plateaux comprennent le mont Nord et le bas-plateau atlantique de la Nouvelle-Écosse. Le *mont Nord*, constitué de basalte dur du Trias, forme une crête étroite à sommet plat à l'altitude moyenne de 550 pieds. Il longe sur 120 milles le côté sud-est de la baie de Fundy et s'élève en pente raide au-dessus de la vallée d'Annapolis. Le *bas-plateau atlantique de la Nouvelle-Écosse* longe sur près de 350 milles la côte sud-est de la Nouvelle-Écosse et englobe de petites étendues de basses-terres irrégulières sur l'île du Cap-Breton. L'ancienne pénéplaine du Crétacé constitue l'un des caractères principaux de ce bas-plateau et forme sa surface qui, d'une altitude d'environ 600 pieds sur le côté nord-ouest, s'incline jusqu'au rivage de l'Atlantique au sud-est.

Les principales basses-terres de la Nouvelle-Écosse, formées de roches sédimentaires tendres de la fin du Paléozoïque et du Trias, comprennent la basse-terre de Cumberland, longeant les versants nord et est des monts Cobequid et rattachée à la vaste plaine des Maritimes; la basse-terre des Mines, environnant le bassin des Mines et la baie Cobequid; et la vallée d'Annapolis.

Au point de vue physiographique, le Nouveau-Brunswick se divise en trois grandes régions: les hautes-terres, les bas-plateaux et les basses-terres. Les *hautes-terres du Nouveau-Brunswick* ont la forme d'un U en plan dont la branche ouest couvre une grande partie du centre du Nouveau-Brunswick. La courbe de l'U recouvre la partie sud et la branche est longe la baie de Fundy. Les sommets étant de même niveau, la surface représente la pénéplaine inclinée vers le sud-est. La partie nord-ouest dépasse 2,000 pieds d'altitude tandis que la partie longeant la baie de Fundy n'atteint qu'environ 1,000 pieds. Les hautes-terres du rivage de la baie offrent une grande diversité où apparaît des crêtes de roche dure et de petites étendues basses de roche tendre.

Les *bas-plateaux des Chaleurs* chevauchent la frontière Québec-Nouveau-Brunswick et s'étendent sur des couches plissées du Paléozoïque entre 800 et 1,000 pieds d'altitude. Le relief présente une uniformité de niveau remarquable dont la régularité n'est interrompue que par quelques collines et crêtes légèrement au-dessus du niveau général. Les vallées, comme celles des rivières Saint-Jean et Restigouche, se trouvent encaissées profondément. La limite entre les hautes-terres du Nouveau-Brunswick et les bas-plateaux des Chaleurs n'apparaît pas nettement, mais ces derniers ont une altitude bien inférieure à celle des monts Notre-Dame du Québec situés au nord.

La *plaine des Maritimes* longe en s'incurvant la côte du Nouveau-Brunswick et celle de la Nouvelle-Écosse, depuis la rive sud de la baie des Chaleurs aux environs du cap George. Elle s'étend vers l'intérieur jusqu'aux hautes-terres du Nouveau-Brunswick et englobe l'île du Prince-Édouard et les îles de la Madeleine. Région à bas relief, elle atteint à l'intérieur un maximum de 600 pieds et s'incline doucement vers la côte. Elle repose sur des couches surtout horizontales ou à pendage faible. De petites masses de roches intrusives percent ces couches et forment des collines proéminentes, notamment dans les îles de la Madeleine. La plaine s'étend probablement sous le golfe Saint-Laurent et rejoint les basses-terres de St-Georges de Terre-Neuve.

Les bas-plateaux des Chaleurs ont comme limite au nord les *monts Notre-Dame* qui s'étendent sur près de 400 milles, des environs de Thetford Mines à la baie de Gaspé. Dans le secteur est s'élèvent les monts Shickshock, dont l'altitude dépasse 4,000 pieds au nord. Au sud-ouest, les sommets, moins élevés, se fondent avec les bas-plateaux du Québec oriental. Ils présentent les caractéristiques de la surface tantôt plate tantôt onduleuse de la pénéplaine décrite plus haut. Dans le sud-ouest de la région québécoise des Appalaches, un secteur des bas-plateaux du Québec oriental sépare deux

autres hautes-terres. Celle de l'ouest, sous le nom de *monts Sutton*, constitue le prolongement des montagnes Vertes du Vermont et forme une chaîne de 40 milles aux sommets culminants de 3,175 pieds. Les *monts Mégantic* chevauchent la frontière canado-américaine et forme une partie des grandes montagnes Blanches de la Nouvelle-Angleterre. Les monts Sutton et Mégantic ont leurs fondations sur des anticlinoriums et sont plus élevés au sud. Au nord-est, ils s'unissent aux *bas-plateaux du Québec oriental*, dont l'altitude maximum atteint 1,000 pieds, déclinent graduellement vers le nord-ouest et se fondent, sans rupture nette du relief, avec les basses-terres du Saint-Laurent (partie Est.)

Plateau continental de l'Atlantique

Le golfe Saint-Laurent et le plateau continental de l'Atlantique bordent la région Laurentienne du Bouclier et celle des Appalaches et forment la bordure continentale de l'Amérique du Nord. Le fond du *golfe Saint-Laurent*, relativement plat et uniforme, présente de faibles élévations, dont l'une émerge et forme les îles de la Madeleine; d'autres forment des bas linéaires, vestiges d'anciennes vallées fluviales ayant subi profondément l'érosion glaciaire. Le chenal Laurentien, large de 60 milles, à parois escarpées et à fond plat, constitue le caractère principal du golfe Saint-Laurent. Le fond du chenal descend de 200 mètres, près de Québec, à 400 mètres, en traversant le plateau continental jusqu'au bassin océanique. Un important chenal tributaire le rejoint à partir du détroit de Belle-Isle.

Le *plateau continental de l'Atlantique*, peu profond en général, est à moins de 200 mètres et s'incline en pente douce, inférieure à un millième, jusqu'au point où la pente s'accroît brusquement jusqu'à un quarantième. Le chenal Laurentien divise le plateau et forme au sud le plateau continental de Scotian et le banc George, et au nord, les Grands bancs.

Le *plateau continental de Scotian*, d'une largeur moyenne d'environ 125 milles, a sur sa longueur, sur une distance de 10 à 80 milles de la côte, une série de dépressions d'environ 200 mètres, tels que les bassins de La Have et d'Émeraude. Une crête presque continue ou «banc», sise à une profondeur variant de 40 à 120 mètres, longe le plateau du côté de la mer et se trouve divisée par de bas ensellements en plusieurs bancs tels que les bancs de Brown, de La Have, d'Émeraude, de l'île de Sable et de Banquereau. L'arête émerge et forme l'île de Sable, île basse, sablonneuse, de 25 milles de long. Les bancs formés de lits horizontaux ressemblent à des buttes-témoins d'érosion. De nombreux ravins sous-marins se trouvent sur la pente continentale et à sa base, dont le plus important est le Goulet, ravin qui commence sur le plateau continental de Scotian à 25 milles à l'est de l'île de Sable. Situés au nord du chenal Laurentien, les *Grands bancs* atteignent une largeur de 300 milles et une longueur de 450 milles. Au nord-est de Terre-Neuve, la profondeur, exceptionnelle pour un plateau continental, varie entre 100 et 200 mètres.

Le plateau s'interrompt à la profondeur anormale de 300 mètres. La partie sud des Grands bancs comprend de faibles dépressions et plusieurs petits bancs tels que ceux de Saint-Pierre, à Vert et Baleine. Les *rochers Vierges* sont un haut-fond s'élevant à moins de 18 pieds au-dessous de la surface de l'océan, à 130 milles au sud-est de la presqu'île Avalon. Le haut-fond fait partie d'un banc morcelé surélevé de 200 à 300 pieds du fond du plateau continental.

A 400 milles à l'est de Terre-Neuve, le *Bonnet flamand* est considéré comme faisant partie du plateau continental de l'Atlantique, mais un chenal profond de 650 brasses le sépare des Grands bancs. Une large crête de 60 à 100 milles s'étend vers le sud-est à partir des Grands bancs et descend la pente continentale, vers la crête médio-atlantique. La crête, dite du sud-est de Terre-Neuve, fait partie de la pente continentale et délimite le bassin de Terre-Neuve au nord et le bassin Nord-Américain au sud.

La partie sud du *plateau continental du Labrador* s'étend à près de 400 milles de la côte et comprend des régions relativement peu profondes et onduleuses, dont certaines parties s'étendent à une profondeur de près de 250 mètres, et d'autres à moins de 80 mètres. Entre l'inlet Hamilton et le détroit d'Hudson, le plateau du Labrador atteint environ 75 milles de large et plonge ensuite dans la mer du Labrador à partir de son bord sis à 250 mètres de profondeur. Dans cette partie se trouve une série de larges bancs, à environ 80 mètres en profondeur, séparés du littoral par de grandes dépressions atteignant 200 mètres ou plus.

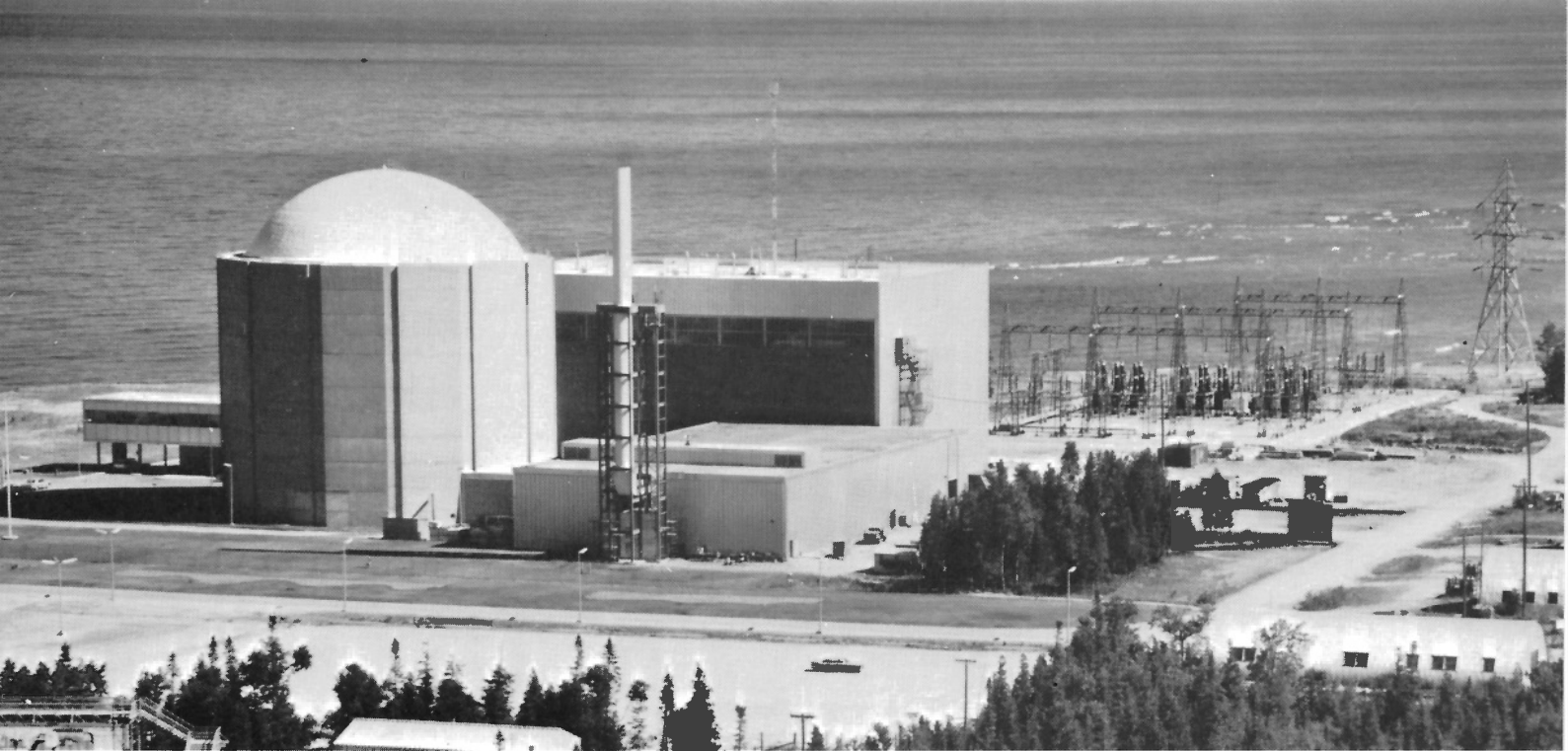
Le *seuil de Davis* s'étend sous le détroit de Davis et la baie Baffin, entre le Canada et le Groenland. Au large de l'île Baffin, au sud de la péninsule Cumberland et du cap Chidley, le seuil de Davis, souvent peu profond, n'atteint guère plus de 900 mètres en bien des endroits. Il est cependant plus profond et plus large que certains secteurs plus au nord. Sa surface s'incline jusqu'à près de 600 mètres, avant d'atteindre le bord abrupt de la pente continentale, à une centaine de milles ou plus au large de la péninsule Hall. À l'est du détroit d'Hudson, le fond de la mer descend à 3,000 mètres environ, et une dépression, profonde de 600 mètres ou plus par places, traverse le plateau continental. Dans la partie nord de la baie Baffin, à l'est de l'île Devon, le fond est relativement peu profond et n'atteint 600 mètres qu'en de rares endroits. Les sondages, bien que pratiqués de façon dispersée, laissent présumer l'existence d'une surface onduleuse en pente surtout vers le sud-est et s'inclinant de 300 à 500 mètres en profondeur. À l'est du détroit de Lancaster, un large chenal, profond de 800 mètres ou plus, s'étend vers le nord du bassin de Baffin au centre de la baie Baffin, où la profondeur atteint 2,000 mètres ou plus. Le long du littoral nord-est de l'île Baffin, les côtés du bassin de Baffin deviennent abrupts et à proximité s'étend un plateau étroit, de 30 milles de large au plus, à bord un peu sinueux et profond de 200 mètres. Trois chenaux traversent ce plateau, au large de l'inlet Pond, du golfe Buchan et de la baie Home.

CHOIX D'OUVRAGES À CONSULTER

- Acton, D. F., Clayton, J. S., Ellis, J. G., Christiansen, E. A., et Kupsch, W. O.
1960: Physiographic divisions of Saskatchewan as established by Saskatchewan Soil Survey in cooperation with Geology Division; *Cons. rech. Sask. et Dép. géol., Univ. Sask.*
- Ambrose, J. W.
1964: Exhumed paleoplains of the Precambrian Shield of North America; *Am. J. Sci.*, vol. 262, pp. 817-857.
- Atlas du Canada
Bathymétrie et orographie—Est du Canada; *min. Énergie, Mines et Ressources.*
- Bird, J. B., et Bird, M. B.
1961: Bathurst Inlet, Northwest Territories, Canada; *min. Mines et Relevés tech.*, Dir. géog., Mém. 7.
- Bostock, H. S.
1964: Physiography of the Canadian Cordillera, with special reference to the area north of the fifty-fifth parallel; *Comm. géol., Can.*, Mém. 247.
1961: Physiography and resources of the northern Yukon; *Can. Geograph. J.*, vol. 63, n° 4.
- Cooke, H. C.
1931: Studies of the physiography of the Canadian Shield, III. The pre-Pliocene physiographies as inferred from the geological record; *Soc. Roy. Can.*, 3^e sér., vol. 25, sect. 4.
- Craig, B. G., et Fyles, J. G.
1960: Pleistocene geology of Arctic Canada; *Comm. géol., Can.*, Étude 60-10.
- Donaldson, J. A.
1965: The Dubawnt Group, Districts of Keewatin and Mackenzie; *Comm. géol., Can.*, Étude 64-20.
- Douglas, R. J. W., Norris, J. K., Thorsteinsson, R., et Tozer, E. T.
1963: Geology and petroleum potentialities of northern Canada; *Sixième Congrès mondial du pétrole*, Francfort-sur-le-Main, juin 1963.
- Dunbar, M., et Greenaway, K. R.
1956: Arctic Canada from the air; *Cons. rech. défense, Can., Information Canada, Div. de l'édition, Ottawa.*
- Fortier, Y.-O. et collaborateurs
1963: Geology of the north-central part of the Arctic Archipelago, N.W.T. (Operation Franklin); *Comm. géol. Can.*, Mém. 320.
- Fyles, J. G., dans Thorsteinsson, R., et Tozer, E. T.
1962: Banks, Victoria and Stefansson Islands, Arctic Archipelago; *Comm. géol. Can.*, Mém. 330.
- Hare, F. K.
1959: A photo reconnaissance survey of Labrador-Ungava; *min. Mines et Relevés tech.*, Dir. géog., Mém. 6.
- Heezen, B. C., Tharp, M., et Ewing, M.
1965: The floors of the oceans, Part I: The North Atlantic; *Geol. Soc. Am.*, Étude spéc. 65, p. 122.
- Holland, S. S.
1964: Landforms of British Columbia, a physiographic outline; *min. Mines et Ress. pét., C.-B.*, Bull. 48.
- Hughes, O. L.
1964: Surficial Geology, Nichicun-Kaniapiskau map-area, Quebec; *Comm., géol., Can.*, Bull. 106.
- Hume, G. S.
1925: The Palaeozoic outlier of Lake Timiskaming, Ontario and Quebec; *Comm. géol., Can.*, Mém. 145.
- Ives, J. D., et Andrews, J. T.
1963: Studies in the physical geography of north-central Baffin Island, N.W.T.; *min. Mines et Relevés tech.*, Bull. géog. n° 19.
- Lay, Douglas
1940-1941: Fraser River Tertiary drainage-history in relation to placer-gold deposits; *min. Mines, C.-B.*, Bull. 3 et Bull. 11.
- Lee, H. A.
1959: Surficial geology of southern District of Keewatin and Keewatin Ice Divide, N.W.T.; *Comm., géol., Can.*, Bull. 51.
- Lemon, R. R. H., et Blackadar, R. G.
1963: Admiralty Inlet area, Baffin Island, District of Franklin; *Comm. géol., Can.*, Mém. 328.
- Lord, C. S.
1953: Geological notes on southern District of Keewatin, N.W.T.; *Comm. géol., Can.*, Étude 53-22.
- Mackay, J. R.
1956: Mackenzie deltas; *Can. Geograph.*, Prog. Rept., vol. 7, pp. 1-12.
1958: The Anderson River map-area, N.W.T.; *min. Mines et Relevés tech.*, Dir. géog., Mém. 5.
- Mathews, W. H.
1947: "Tuyas", flat-topped volcanoes in northern British Columbia; *Am. J. Sci.*, vol. 245, pp. 560-570.
- Reinecke, Leopold
1915: Physiography of the Beaverdell map-area and the southern part of the Interior Plateau of British Columbia; *Comm. géol., Can.*, Musée, Bull. 11.
- Rose, E. R.
1955: Manicouagan Lake-Mushalagan Lake area, Quebec; *Comm. géol., Can.*, Étude 55-2.
- Stevenson, I. M.
1965: Leaf River map-area, Quebec and District of Keewatin; *Comm. géol., Can.*, Étude 64-28; carte bilingue 11-1964.
- Stockwell, C. H.
1965: Tectonic Map of the Canadian Shield; *Comm. géol., Can.*, carte 4-1965.
- Taylor, Andrew
1956: Physical geography of the Queen Elizabeth Islands; *Am. Geograph. Soc.*, New York, 12 vol.
- Thorsteinsson, R., et Tozer, E. T.
1962: Banks, Victoria, and Stefansson Islands, Arctic Archipelago; *Comm. géol., Can.*, Mém. 330.
- Wright, G. M.
1957: Geological notes on eastern District of Mackenzie, N.W.T.; *Comm. géol., Can.*, Étude 56-10.

III. L'industrie minière au Canada

Indicateurs économiques de croissance.....	37
Croissance de l'industrie.....	40
Réserves de minerai.....	43
L'offre et la demande de minéraux.....	45
Évolution future.....	46



L'évolution de l'industrie minière au Canada s'étend sur une période de quatre siècles. Au cours des trois premiers siècles, on note surtout des opérations discontinues et, même pendant les 100 dernières années, la progression de la production est demeurée relativement lente jusqu'à la fin de la Seconde Guerre mondiale, époque à partir de laquelle elle s'élève rapidement (tabl. III-1). En 1900, la valeur de la production n'atteignait que 64 millions de dollars, en 1945, 500 millions, en 1950, un milliard et, en 1968, elle dépassait 4.7 milliards. La croissance relative de la production, notée

depuis 1940 dans chaque secteur de l'industrie, soit les métaux, les minéraux industriels et les combustibles, est donnée à la figure III-1.

TABLEAU III-1 *Production minière au Canada, pour les années choisies, de 1890 à 1968 (en millions de dollars)*

Années	Substances non métalliques et matériaux de construction			Total
	Métaux(a)	Com-bustibles		
1890	3.6	6.4	6.8	16.8
1900	40.5	8.6	15.3	64.4
1910	49.4	24.7	32.7	106.8
1920	77.9	64.2	85.8	227.9
1930	142.6	69.1	68.2	279.9
1940	382.4	68.6	78.8	529.8
1950	617.2	227.0	201.2	1,045.4
1960	1,406.6	520.1	565.8	2,492.5
1965	1,907.6	761.4	1,076.5	3,745.5
1966	1,984.4	837.5	1,150.6	3,972.5
1967	2,285.5	854.5	1,258.9	4,398.9
1968	2,492.6	890.2	1,342.5	4,725.3

Source: Bureau fédéral de la statistique.
a) N'est pas compris l'aluminium métal.

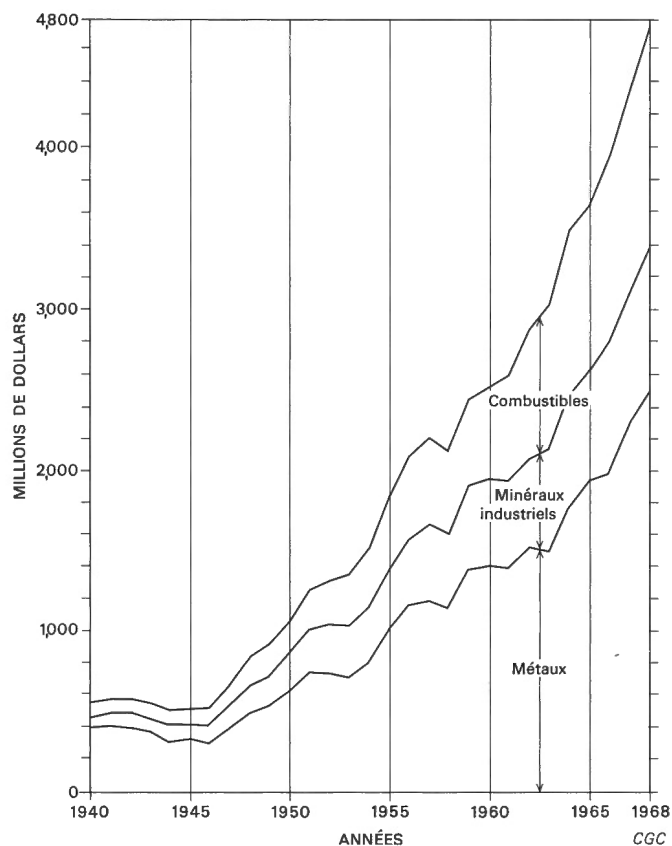


FIGURE III-1. Valeur de la production minière.



L'industrie minérale au Canada

R. B. Toombs¹

Centrale électrique nucléaire fonctionnant à l'uranium,
Douglas Point, lac Huron, Ontario.

INDICATEURS ÉCONOMIQUES DE CROISSANCE

On peut évaluer l'importance que revêt l'industrie minérale au sein de l'économie canadienne, et les progrès récents qu'elle a accomplis par rapport au développement économique général de la nation, en faisant appel à des indicateurs économiques. Ceux-ci se révéleront particulièrement utiles dans l'estimation de la valeur de l'industrie minérale et des progrès qu'elle a accomplis au cours de la période de rapide croissance d'après-guerre. Un de ces indicateurs, donné au tableau III-2, permet de comparer la production minérale au produit national brut (PNB). De 1945 à 1968, la valeur de la production minérale a été multipliée par 9.5, cependant que le facteur de multiplication du PNB était de 6.0. A la fin de la guerre, la valeur des minéraux représentait

TABLEAU III-2

Comparaison de la production minérale avec le produit national brut, pour les années choisies, de 1930 à 1968 (en millions de dollars)

Année	Production minérale (a)	PNB	% par rapport au PNB
1930	279.9	5,720	4.9
1940	529.8	6,713	7.9
1945	498.8	11,863	4.2
1950	1,045.5	17,955	5.8
1955	1,795.3	27,895	6.4
1960	2,492.5	37,775	6.6
1965	3,745.5	54,897	6.8
1966	3,972.5	61,421	6.5
1967	4,398.9	65,608	6.7
1968	4,725.3	71,454	6.6

Source: Bureau fédéral de la statistique.

a) N'est pas compris l'aluminium métal.

moins de 5 p. 100 du PNB, mais depuis, elle a augmenté jusqu'à en atteindre presque les 7 p. 100. Cette comparaison de la valeur de l'industrie minérale dans sa phase primaire n'est qu'une évaluation minimum de son importance dans l'économie du pays.

¹ Direction des ressources minérales.

TABLEAU III-3

Valeurs nettes de la production, 1950 et 1967, toutes les industries (en millions de dollars)

	1950	1967
Exploitation minière	657.3	2,910
Traitement des minéraux(a)	512.1	2,090
Total de l'industrie minérale	1,169.4	5,000
Agriculture	1,832.9	2,728
Forêts	487.1	687
Pêcheries et piégeage	97.4	175
Énergie électrique	313.3	1,234
Total de la production des industries primaires	3,900.1	9,824
Construction	1,544.7	5,148
Fabrication (ex. minérale)	5,430.0	14,915
Total de la production des industries secondaires	6,974.7	20,063
Total pour le Canada	10,874.8	29,887

Source: Bureau fédéral de la statistique.

a) Industrie primaire du fer et de l'acier, fonte et affinage des minéraux non ferreux, raffinage du pétrole, traitement des substances non métalliques.

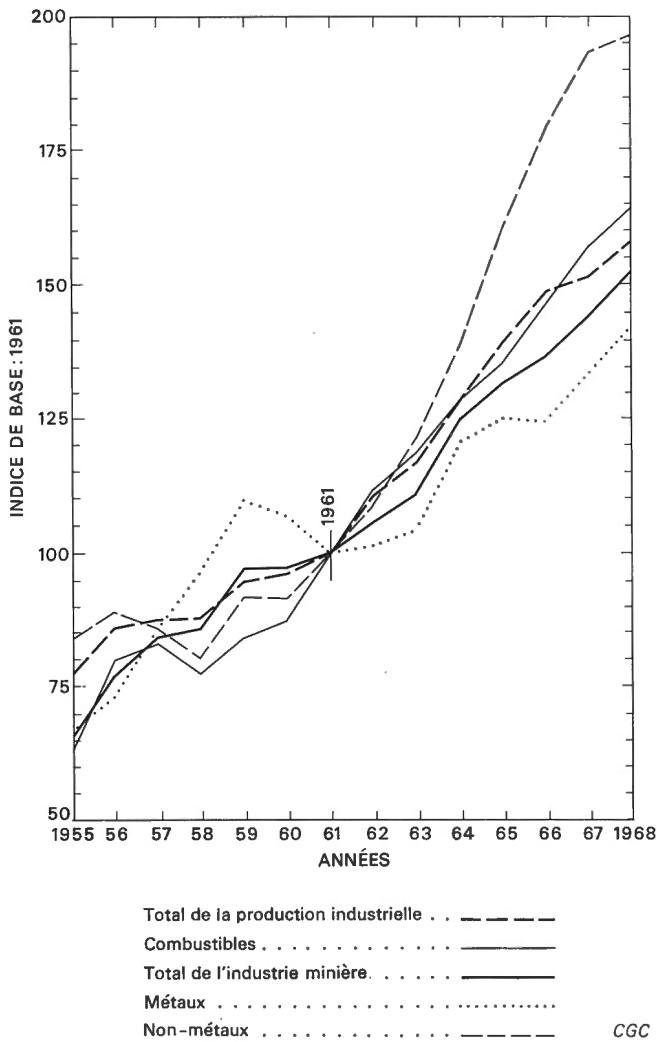


FIGURE III-2. Indices du volume de la production minérale et du total de la production industrielle.

La valeur nette de la production, définition qui tient compte d'une «valeur additionnelle», c'est-à-dire la valeur due aux plusieurs phases de traitement, est un indicateur plus exact de l'importance de l'industrie minière en tant que secteur productif dans l'économie du Canada. De 1950 à 1967, les valeurs nettes de production de l'exploitation minière¹ et du traitement des minéraux ont progressé plus rapidement que tous les autres secteurs, sauf celui de l'énergie électrique (tabl. III-3). La participation du secteur minéral à la production primaire est passée de 30 p. 100 à 51 p. 100, et la participation de ce secteur à la production totale des industries primaires et secondaires de l'économie canadienne

¹ L'industrie minière comprend la production primaire des métaux, des minéraux industriels et des combustibles.

² Le PIB diffère du PNB en ce sens qu'il ne comprend ni les impôts indirects diminués des subventions ni les revenus des facteurs payés à des personnes résidant au Canada pour des biens ou services produits à l'étranger, mais qu'il comprend les revenus des facteurs payés à des personnes résidant à l'étranger pour des biens ou services produits au Canada.

est passée de 11 p. 100 à plus de 16 p. 100. Au cours des années 1960, la valeur additionnelle pour l'industrie minière proprement dite, comparée à la valeur additionnelle totale pour l'ensemble des industries primaires, s'est maintenue bien au-dessus du tiers de cette dernière et a dépassé la valeur additionnelle pour l'agriculture.

La figure III-2 montre l'expansion de l'industrie minière exprimée en indices de volume. De 1946 à 1968, l'indice de l'industrie minière a sextuplé, alors que l'indice global, pour l'ensemble de l'économie industrielle, a un peu moins que quadruplé; l'accroissement est plus important pour l'industrie minière en raison de la hausse rapide de l'indice des combustibles. Parmi les indices de fabrication, ceux du raffinage du pétrole, des produits du pétrole et de la houille, des produits de substances non métalliques, de l'industrie primaire du fer et de l'acier ont dépassé l'indice pour l'ensemble de l'industrie manufacturière.

Le produit intérieur brut au coût des facteurs (PIB²) constitue un nouvel indicateur d'expansion. Le PIB du secteur minier a presque quadruplé de 1950 à 1968, si bien qu'à la fin des années 1960 il représentait les neuf dixièmes du PIB de l'agriculture, alors qu'au début des années 1950 il en représentait seulement le tiers. Pendant la même période, l'industrie minière est passée d'un PIB inférieur au double de celui de l'industrie forestière à un PIB du quadruple de celui-ci.

Au cours des dernières années, bien que l'industrie minérale eût procuré directement du travail dans les mines à moins de 3 p. 100 de la population ouvrière, les dépenses d'investissement du secteur minier ont représenté de 6 à 7 p. 100 du total des dépenses annuelles du pays. A la fin des

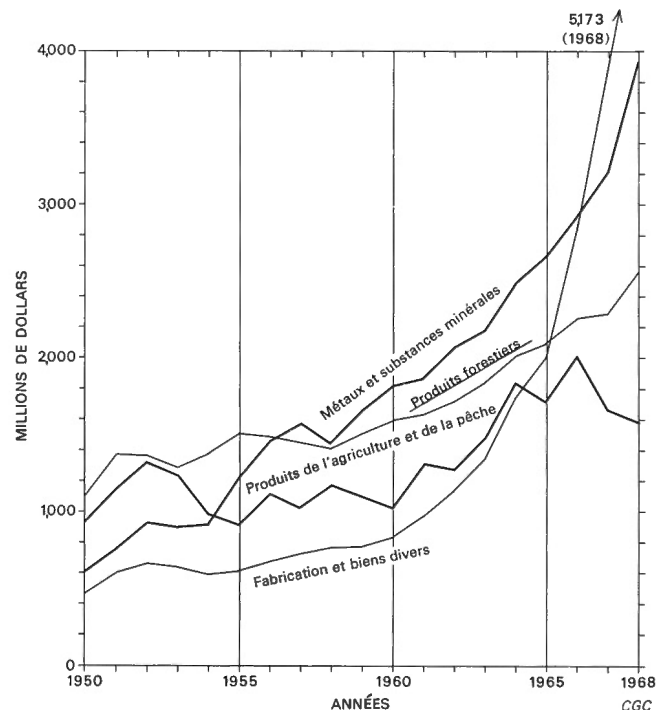


FIGURE III-3. Exportations du Canada, 1950-1968.

années 1960, les dépenses d'investissement affectées aux mines et aux industries de transformation basées sur les minéraux, ainsi qu'au transport par pipe-line et à la mise en marché du pétrole, du gaz naturel et des produits connexes, représentaient 12 p. 100 environ du total des dépenses d'investissement de l'économie canadienne. Cette comparaison sous-estime en fait, dans une très large mesure, les dépenses provoquées par l'industrie minière, puisqu'une bonne partie de l'expansion du réseau ferroviaire, nombre d'aménagements urbains, en particulier dans le Nord du Canada, un grand nombre de centrales électriques et de réseaux de communications et quelques installations portuaires ont été basés entièrement sur des exploitations minérales. L'industrie a un effet multiplicateur similaire en ce qui concerne les effectifs employés, puisque le nombre des salariés qui dépendent directement ou indirectement des entreprises de l'industrie

minérale représente plusieurs fois le nombre de ceux qui sont employés dans les mines.

En valeur, les exportations ont représenté généralement 60 p. 100 environ de la production totale de l'industrie minière, la plaçant en tête du secteur exportateur de l'économie. La situation est d'autant plus remarquable que les exportations représentent 17 p. 100 du PNB alors qu'aux États-Unis elles ne représentent que 5 p. 100. La figure III-3 met en évidence les tendances de l'exportation de l'industrie minière comparativement à celles des autres exportations.

La croissance et l'ampleur prises par la production, les placements de capitaux et le commerce démontrent la forte influence de l'expansion de l'industrie minière sur l'économie depuis 1946. L'effet cumulatif de cette expansion n'a jamais été si évident que pendant la période allant jusqu'en 1956, période pendant laquelle l'industrie devait répondre

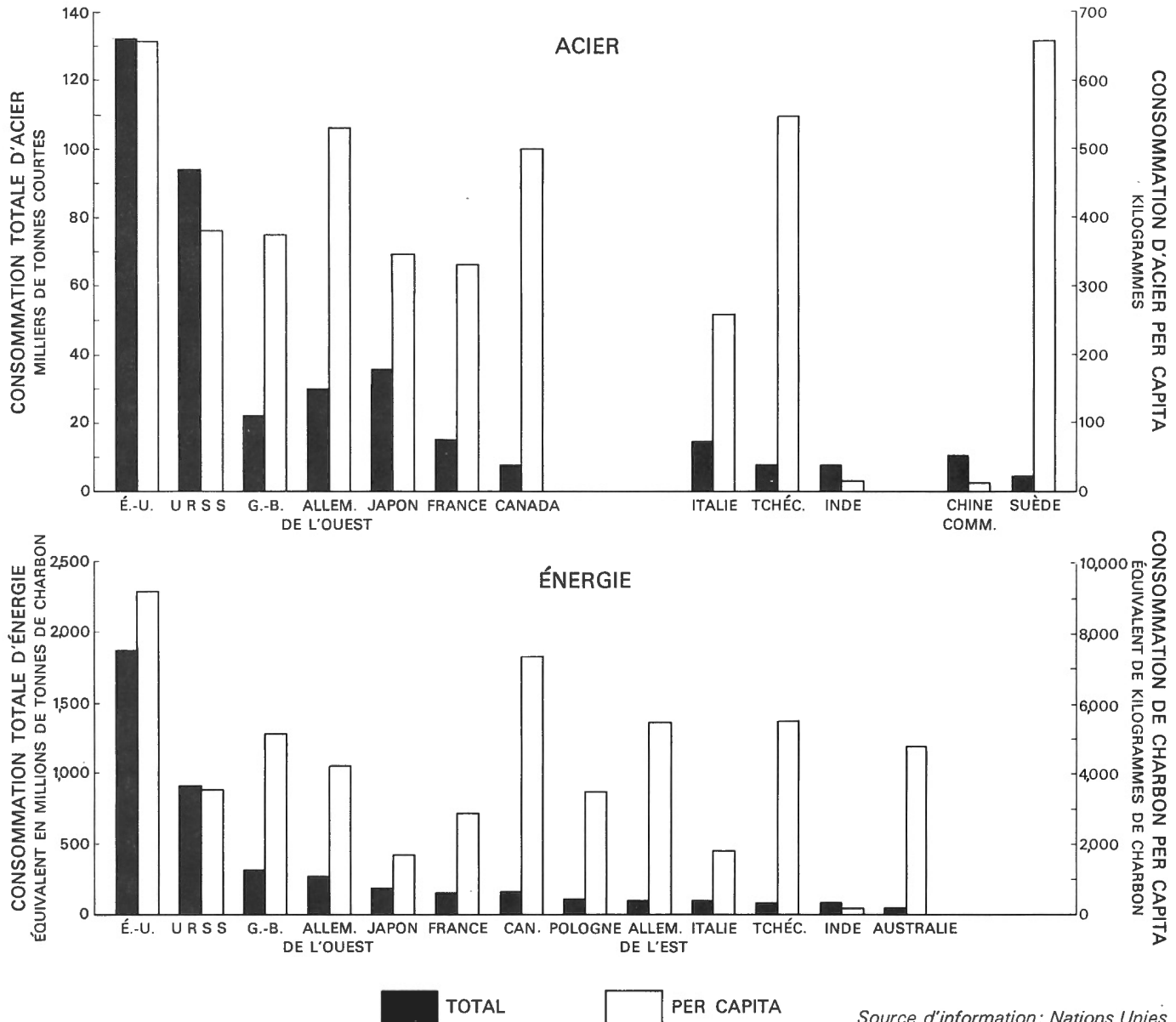


FIGURE III-4. Consommation totale et per capita d'acier et d'énergie en 1966.

Source d'information: Nations Unies

aux demandes accumulées à la suite de la Seconde Guerre mondiale et à celles qui résultaient des besoins en minéraux stratégiques causés par la situation d'urgence en Corée. Même vers la fin des années 1950, alors que les perspectives économiques étaient moins brillantes, cette industrie n'a pas fléchi beaucoup. Vers 1965, les ressources connues étant plus nombreuses que celles des années 1950, le taux d'accroissement de cette industrie s'est élevé. En résumé, l'industrie minérale a constitué une force dynamique pendant les périodes d'expansion industrielle et s'est révélée d'un grand soutien en périodes moins favorables.

Comparaison entre le Canada et les autres pays

La population du Canada est d'environ un demi pour cent de celle du monde entier, et sa superficie de plus de 7 p. 100; la densité de sa population est le cinquième de celle de l'URSS, le dixième de celle des États-Unis, le centième de celle de la Grande-Bretagne, et le douzième de la densité moyenne du monde. Parmi les nations industrielles, le Canada occupe la troisième place au point de vue du revenu national per capita, et son niveau élevé d'activité industrielle ouvre à ses minéraux des débouchés intérieurs importants. Cependant, étant donné sa population relativement peu élevée, le Canada doit exporter de grandes quantités de ses minéraux afin d'assurer à son industrie minérale un taux de croissance en rapport avec l'importance de ses ressources. Les exportations de minéraux permettent en fait au Canada d'occuper une situation éminente sur les marchés mondiaux. Le Canada occupe la cinquième place parmi les nations commerçantes et la première pour l'importance du commerce per capita au sein des nations commerçantes dominantes dans le monde; sa croissance et sa prospérité dépendent en grande partie du commerce international. Son essor économique, comparativement aux autres nations, apparaît clairement lorsque l'on examine sa consommation en énergie et en acier. Le Canada est au second rang dans le monde en consommation d'énergie per capita, et au cinquième rang en ce qui concerne la consommation d'acier (fig. III-4).

L'expansion économique du Canada au cours de la décennie de 1950 a sensiblement égalé celle des États-Unis. Mais certains pays européens, le Japon et l'URSS, en partant d'un très bas niveau économique vers la fin des années 1940, ont accompli de tels progrès que leur indice d'expansion économique a, au cours de la même décennie, surpassé aussi bien celui du Canada que celui des États-Unis. Cependant, les indices de croissance au Canada dans le domaine minier et celui des métaux communs ont suivi ceux de la plupart des nations les plus avancées; dans la décennie de 1960, l'économie canadienne a progressé rapidement grâce à l'important apport de la prospère industrie minérale.

CROISSANCE DE L'INDUSTRIE

L'importance, la structure et la diversité de production de l'industrie minérale canadienne sont surtout dues aux mises en valeur des ressources, aux progrès des débouchés économiques et aux directives adoptées par le gouvernement

depuis le milieu des années 1940. L'industrie a réalisé d'importants progrès ces dernières années dans chacun des trois secteurs minéraux, notamment dans celui des combustibles. En valeur, la production totale a été multipliée par plus de neuf de 1945 à 1968; la production des combustibles a été multipliée par plus de quatorze, celle des minéraux industriels (matériaux non métalliques et matériaux de construction) par plus de dix et celle des métaux par huit. En volume, la production globale a été multipliée par presque six et celle des combustibles, des minéraux industriels et des métaux, par dix, cinq et quatre respectivement. Le taux d'expansion en valeur, le plus élevé jusqu'en 1945, était inférieur au huitième du taux d'accroissement de 1945 à 1968.

Historique

Les origines de l'industrie minérale au Canada remontent aux 16^e et 17^e siècles au temps des explorateurs comme Cartier, Frobisher et Champlain. Vers 1850 et les années suivantes, les charbonnages et l'industrie sidérurgique étaient déjà bien implantés dans les provinces Maritimes. En 1858, les prospecteurs découvrent du pétrole dans le sud-ouest de l'Ontario et au cours de la même décennie, on découvre des placers aurifères en Colombie-Britannique. En 1877, des gîtes d'amiante étaient découverts dans les Cantons de l'Est (Québec) et, en 1883, du nickel à Sudbury (Ont.). Dans les décennies de 1880 et de 1890, au sud de la Colombie-Britannique, certains gîtes d'or, d'argent et de métaux communs étaient découverts ainsi que les gisements de plomb-zinc-argent de la mine Sullivan à Kimberley et les gîtes de cuivre-or des régions de Greenwood et de Rossland. En 1869, les prospecteurs trouvent de l'or placérien dans le fleuve Yukon dans le Territoire du Yukon; l'active prospection effectuée à la suite de cette découverte a amené en 1897 et en 1898 la fameuse ruée vers l'or du Klondike et a porté la production au Yukon en 1900 au record de 22.3 millions de dollars d'or, représentant le tiers de la valeur totale de la production minérale de l'année au Canada. La grève à Cobalt en 1903 a entraîné par la suite la mise en valeur des gisements d'or des régions de Kirkland Lake et de Porcupine, favorisant le développement de l'Ontario septentrional, et la découverte en 1921 du cuivre à Noranda dans le nord-ouest du Québec. Deux années auparavant, on avait procédé à la prospection de gisements de plomb-argent dans le district de Mayo (Yukon). En 1913, le champ de pétrole et de gaz de Turner Valley (Alb.) était découvert. Chaque événement important dans l'histoire minière du Canada devait avoir de nombreuses conséquences pour l'avenir et préparait la voie à l'expansion actuelle de cette industrie.

Période allant de 1946 à la fin de la décennie de 1960

La période de 1946 à 1950 se caractérise par le développement des ressources pétrolières de l'Ouest canadien, y compris la découverte de pétrole du Dévonien à Leduc, par une reprise dans l'exploitation de mines d'or et d'argent ainsi que par un accroissement considérable de la production d'amiante et des matériaux de construction. En dehors de ces secteurs, on note peu d'activité dans l'industrie minérale.

De 1951 à 1955, d'importants événements ont eu une influence décisive sur l'offre et la demande des minéraux canadiens, influence qui continuera à se faire sentir pendant de nombreuses années à venir. Cette période revêt une importance toute particulière à la suite des travaux d'exploration, d'expansion et des nouvelles mises en exploitation des terrains pétrolifères de l'Alberta et de la Saskatchewan, de la région des minerais de fer du Québec-Labrador, et des régions uranifères de Beaverlodge (Sask.), et d'Elliot Lake (Ont.). On a commencé l'exploitation de nouveaux gisements de cuivre à Gaspé et dans la région de Chibougamau (Québec) ainsi que des importants gîtes de cuivre-zinc à Manitouwadge (Ont.). Des gîtes de plomb-zinc étaient explorés à Pine Point, au Grand lac des Esclaves. D'importants gîtes de zinc-plomb-cuivre étaient découverts dans le district de Bathurst-Newcastle (N.-B.). Une raffinerie de nickel était construite à Fort Saskatchewan (Alb.), ainsi que des installations de fabrication de bioxyde de titane à Sorel et une usine de ferrosilicium à Beauharnois (Québec). La production d'amiante a commencé à McDame Creek, dans le nord de la Colombie-Britannique; en même temps progressait la mise en valeur des ressources des autres minéraux industriels, particulièrement des gisements de matériaux de construction.

De 1956 à 1960, les travaux d'expansion évoluent suivant des tendances diverses. La production de l'uranium prend un vaste essor dans les régions de Beaverlodge, d'Elliot Lake et de Bancroft. La production de cuivre-zinc commence à Manitouwadge (Ont.). Des projets de mise en production des gîtes de nickel du nord du Manitoba sont établis; les travaux de mise en valeur débutent à la mine de nickel de Thompson. Malgré le contingentement que les États-Unis imposent sur les importations de plomb et de zinc du Canada, on s'intéresse de plus en plus aux gisements de métaux communs des régions de Matagami (Québec) et de Bathurst (N.-B.). En 1959, l'*Atomic Energy Commission* des États-Unis déclare qu'elle ne renouvellera pas après 1962 son option d'achat d'uranium canadien; cette décision a ralenti la mise en valeur des ressources d'uranium. Cependant, malgré l'instabilité des conditions de l'offre et de la demande dans certaines parties du monde, l'industrie du cuivre demeure prospère au Québec, en Ontario et en Colombie-Britannique. La production du minerai de fer s'accroît remarquablement en 1959 face à la demande mondiale et à la suite de grèves prolongées aux États-Unis. À la suite des évaluations des gîtes de la Saskatchewan, le Canada est destiné à jouer un rôle important dans le monde comme producteur de potasse. Il était de plus en plus évident, vers la fin de la décennie de 1950, que l'URSS devenait un concurrent du Canada comme producteur d'amiante; cependant, l'expansion de cette industrie et les marchés du Canada se sont maintenus à un niveau élevé.

Une expansion considérable de la production de gaz naturel a été rendue possible en 1960 par l'ouverture de nouveaux débouchés à l'exportation, aux États-Unis, consécutive à l'achèvement des réseaux de gazoducs au Canada. L'accroissement substantiel des ressources en pétrole avait atteint un niveau où la capacité de production excédait

largement le débit. Le déclin de l'industrie des charbonnages au cours de la décennie de 1950 a pu être interrompu, en faisant appel à une aide accrue du gouvernement fédéral et en recourant à des améliorations de rendement dans certaines mines. Vers la fin des années 1950, on note quelques signes de ralentissement de l'expansion accélérée qui avait caractérisé la précédente décennie, mais au début des années 1960, la tendance s'est renversée avec l'accroissement des opérations des industries du minerai de fer, du pétrole et des métaux non ferreux.

De 1960 à 1965, le développement des ressources minérales reprend sa rapide progression. La mise en valeur des gîtes de fer du Québec et du Labrador continue, et on commence à exploiter de nouveaux gisements en Ontario et en Colombie-Britannique assurant ainsi au Canada la cinquième place dans le monde comme pays producteur de minerai de fer. Les améliorations apportées aux procédés d'enrichissement du minerai afin de répondre aux nouveaux besoins technologiques de la sidérurgie ont permis l'exploitation de gisements dont la teneur du minerai, même au milieu des années 1950, était considérée trop faible pour une exploitation économique. L'ouverture de nouvelles mines de nickel dans le nord du Manitoba, en Ontario et au Québec ont encore confirmé la place prépondérante dans le monde qu'occupe le Canada comme pays producteur de nickel. L'accroissement continu de la production des métaux du groupe platine a permis au Canada de prendre la deuxième ou troisième place dans le monde comme producteur de platine. Grâce à la mise en valeur des gisements de cuivre de la Colombie-Britannique, et de la région de Timmins, du nord de l'Ontario, le Canada a pu conserver la cinquième place comme producteur de cuivre. Bien que les États-Unis aient maintenu leur quota sur les importations de plomb et de zinc en provenance du Canada jusqu'à la fin de l'année 1965, on a mis en production d'importantes mines dans les régions de Bathurst (N.-B.), de Matagami (Québec), et de Pine Point (T.N.-O.). Vers 1965, le Canada était un des premiers producteurs de zinc au monde et devenait troisième producteur de plomb. Malgré le fléchissement de la production d'or et d'uranium, la prospection de l'or s'est poursuivie sur une petite échelle, en particulier dans les Territoires du Nord-Ouest et, vers le milieu des années 1960, on intensifiait à nouveau la prospection de l'uranium en prévision d'une plus grande demande de ce métal vers 1970. La recherche de nouveaux minéraux est devenue plus intense, et les résultats obtenus ont été intéressants, en particulier la découverte de minerai de molybdène en Colombie-Britannique et au Québec, ce qui a permis au Canada d'accéder, en 1966, au deuxième rang comme pays producteur de molybdène dans le monde.

Le Canada a aussi atteint un rang dominant dans le secteur des minéraux industriels grâce à l'expansion qu'a prise la production de la potasse et du soufre. Les progrès réalisés par l'industrie de la potasse de la Saskatchewan ont porté la capacité des mines canadiennes à un niveau équivalant, au moins au tiers de la consommation mondiale des dernières années 1960. En 1963, le Canada est devenu le

deuxième producteur mondial en soufre élémentaire, à la suite de l'expansion de la production du gaz naturel dans l'Ouest canadien, le soufre étant un sous-produit de récupération. La production de la plupart des substances non métalliques et des matériaux de construction a augmenté de façon continue chaque année. On a mis à jour un important gîte d'amiante près de Baie-Verte sur la côte nord de l'île de Terre-Neuve.

La concurrence de plus en plus vive des autres combustibles a provoqué un brusque déclin de la production charbonnière au cours des années 1950. La production s'est stabilisée au début des années 1960, à la suite de l'augmentation massive des subventions gouvernementales. La Société de développement du Cap-Breton a été constituée en 1967 en vue d'assurer le passage de l'économie de l'île du Cap-Breton de l'exploitation de la houille à d'autres formes d'activité économique. Vers le milieu des années 1960, les perspectives commerciales de l'Ouest canadien ont commencé à s'améliorer. La mise en valeur des ressources en gaz naturel a été accélérée à la suite de l'achèvement, au cours des dernières années 1950, des gazoducs continentaux; en 1964, le chiffre d'affaires atteignait le sixième rang de l'industrie minérale et cette position a été maintenue depuis lors. La mise en valeur des ressources en pétrole a fait mieux que suivre l'allure de l'expansion du marché, le pétrole brut a pris, dès 1953, la tête des minéraux canadiens. Des méthodes nouvelles ont été mises au point pour ouvrir à la production les sables pétrolifères de l'Athabasca qui constituent une des plus importantes réserves d'hydrocarbures au monde.

Structure et capacité de production de l'industrie

Bien que les dix principales substances minérales (pétrole brut, cuivre, minerai de fer, nickel, zinc, gaz naturel, amiante, ciment, sable et gravier, et argent) représentent près des quatre cinquièmes de la valeur annuelle de la production minérale, la production de plus de 50 autres minéraux augmente continuellement. En outre, au point de vue géographique, l'accroissement de la diversification a un effet marquant sur la croissance économique à l'échelon local, particulièrement dans les régions hors des camps miniers établis. Les sociétés minières appartiennent à des groupes distincts de propriétaires, mais des exceptions existent pour certains minéraux. Le grand nombre de propriétaires suscitent une exploitation active des ressources minérales du fait qu'elle s'exerce dans le cadre d'une économie basée sur la concurrence et la libre entreprise. De 1955 à 1965, on a mis en production 125 nouvelles mines, dont la plupart demeureront en exploitation pendant de nombreuses années.

On procède au développement continu de vastes installations de traitement des minéraux; en 1968, celles-ci comprenaient des alumineries à Arvida, Alma, Beauharnois, Shawinigan et Baie-Comeau (Québec), et à Kitimat (C.-B.), d'une capacité totale annuelle de 913,000 tonnes; des fonderies de cuivre ou de nickel-cuivre à Sudbury (Ont.), à Murdochville et Noranda (Québec), ainsi qu'à Flin Flon et Thompson (Man.), d'une capacité totale annuelle de 8.6 millions de tonnes. Il existe des affineries de cuivre d'une

capacité annuelle globale de 452,000 tonnes à Montréal et à Sudbury et des affineries de nickel, d'une capacité globale de 166,000 tonnes à Port Colborne (Ont.), à Thompson (Man.) et à Fort Saskatchewan (Alb.). La capacité de production annuelle de nickel sous toutes ses formes atteint 540 millions de livres. Il existe à Trail (C.-B.) une fonderie et une raffinerie de plomb ainsi que des installations d'affinage connexes servant à récupérer l'antimoine, le bismuth, le cadmium, l'indium et les métaux précieux. D'importantes affineries de zinc fonctionnent à Trail (C.-B.), Flin Flon (Man.), et Valleyfield (Québec). Quatre grandes usines situées à Hamilton et Sault-Sainte-Marie (Ont.), et à Sydney (N.-É.) ont une capacité conjointe de plus des quatre cinquièmes des 11 millions de tonnes représentant la capacité annuelle de production de lingots d'acier et d'acier moulé; le complément de capacité se trouve réparti entre 45 usines de moindre importance dispersées à travers le pays et dont plusieurs ont fourni l'approvisionnement local. La production élevée d'alliages, notamment, de ferrosilicium, de ferromanganèse et de ferrochrome, a plus que suffi à assurer l'approvisionnement. En outre, la capacité de production d'oxyde molybdique est suffisante pour répondre aux besoins de la consommation intérieure, et la production nationale répondra bientôt aux besoins de la consommation en ferromolybdène, en ferrocolumbium et en ferrovandium. Depuis plusieurs années, les installations de traitement des minéraux industriels sont plus que suffisantes. La capacité de raffinage du pétrole au Canada peut normalement répondre aux besoins de la consommation intérieure; toutefois, en périodes de demande maximum en huile de chauffage, l'on fait appel aux importations. Ces récentes années, la capacité des raffineries de Montréal, de Toronto et de Sarnia constitue environ 60 p. 100 de la capacité des raffineries de pétrole au pays. La capacité de traitement de gaz naturel s'est développée rapidement au fur et à mesure que de nouveaux champs de gaz étaient mis en production dans l'Ouest canadien; de 1955 à 1965, cette capacité a été multipliée par treize et a atteint une production annuelle de 6.1 milliards de pieds cubes; elle continue à connaître chaque année de substantielles augmentations.

L'expansion de la production et de la capacité des installations a été accompagnée par un accroissement de la mainmise étrangère sur l'industrie canadienne. Au cours de la période de 1954 à 1963, la participation étrangère dans l'industrie des mines et de la fonderie est passée de 53 à 61 p. 100; dans le secteur du pétrole et du gaz naturel, elle est passée de 60 à 64 p. 100. Cette forte proportion de participation étrangère s'est maintenue alors que l'industrie poursuivait son expansion pendant les années 1960. Les investissements effectués par des sociétés contrôlées par des Américains représentent plus des quatre cinquièmes du total de la participation étrangère dans l'industrie du pétrole et du gaz naturel et dans l'industrie des mines et de la fonderie.

Dans la mise en valeur des ressources minérales de 1950 à 1968, les dépenses annuelles d'investissement portant sur des usines, des machines et des équipements nouveaux, plus les dépenses de réparations, dans les industries des mines et

du pétrole, jusqu'au stade de la production, sont passées de 163 à 1,100 millions de dollars et les dépenses cumulées de cette période ont atteint près de 12,000 millions de dollars. La moitié environ de ces dépenses a été affectée à l'exploration, à la mise en exploitation et à la production du pétrole et du gaz. D'importantes sommes étaient également dépensées pour des installations de traitement des minéraux et de fabrication; vers 1965, ces dépenses étaient du même ordre de grandeur que les dépenses affectées à la mise en exploitation et à la production des ressources minérales.

RÉSERVES DE MINÉRAI

Réserves mesurées (prouvées). Réserves dont on détermine le tonnage d'après les dimensions révélées par les affleurements, les tranchées, les exploitations et les forages, et la teneur, d'après les résultats d'analyses d'échantillons. Les lieux d'inspection, d'échantillonnage et de mesures sont si proches les uns des autres, et le caractère géologique si bien défini, que la grandeur, la forme et la teneur de la masse minérale sont bien établies.

Réserves indiquées (probables). Réserves dont on détermine le volume et la teneur en partie d'après des mesures, échantillons ou chiffres de production précis, et en partie d'après une extrapolation à une distance raisonnable, sur la base des données géologiques. Les lieux où l'on peut procéder à des inspections, mesures et échantillonnages sont trop distants les uns des autres ou trop mal placés pour per-

mettre de délimiter entièrement les gîtes ou d'en déterminer partout la teneur.

Réserves présumées (possibles). Réserves dont on estime le volume en se fondant surtout sur une connaissance générale de la géologie du gîte et pour lesquelles on possède seulement un petit nombre d'échantillons ou de mesures. Les estimations se fondent sur une continuité ou une répétition supposée, confirmée par des données géologiques; celles-ci peuvent être fournies notamment par une comparaison avec des gisements de type analogue. On peut inclure des gîtes invisibles si certaines données géologiques témoignent de leur existence.

Réserves potentielles. Cette catégorie sert à l'évaluation, en tant que ressources, des gisements de minéraux dont l'extraction est subordonnée à l'amélioration des prix, des méthodes d'extraction ou de traitement, des moyens de transport, etc.

Le tableau III-4 montre, pour quelques minéraux les plus importants, les réserves mesurées et indiquées, telles qu'établies en 1956 et en 1967. Pour tous ces minéraux, les réserves ont augmenté, en dépit de la production cumulée très importante de la période comprise entre ces deux inventaires.

En 1967, le volume des réserves mesurées et indiquées de nickel atteignait au moins 7 millions de tonnes, à teneur de 1.25 p. 100, soit environ la moitié des réserves mondiales (bloc communiste non compris). D'autres importantes réserves potentielles de minerai de nickel de qualité inférieure

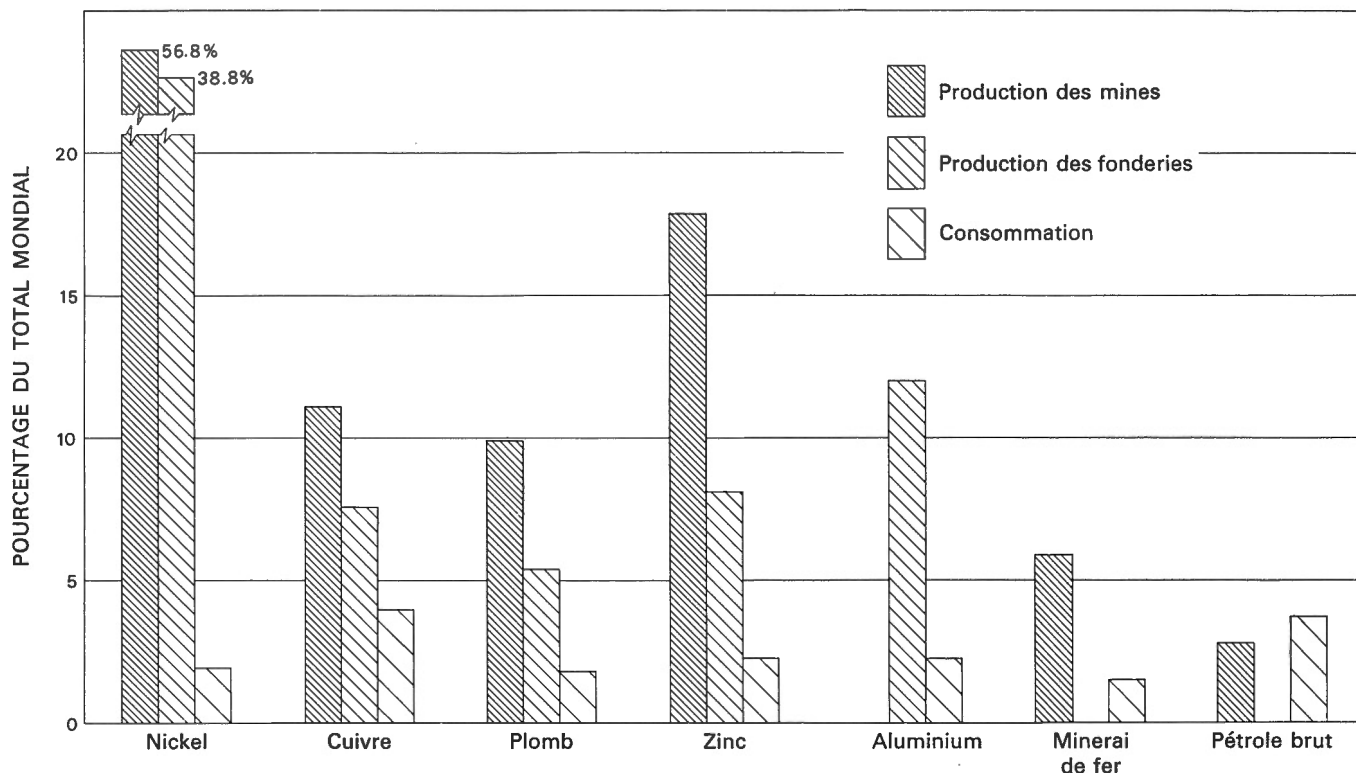


FIGURE III-5. Production et consommation de minéraux au Canada en pourcentage du total mondial, 1965.

CGC.

existent dans toutes les parties du monde, notamment dans les latérites ferronickélicifères de Cuba et de l'Indonésie. Les réserves au Canada contiennent des sulfures à teneur appréciable en platine et autres métaux.

Les réserves de minerai de fer sont immenses; les plus importantes se situent dans la fosse du Labrador, plus particulièrement dans la partie sud, depuis le lac Wabush au Labrador jusqu'au mont Wright, au mont Reed et au lac Jeannine, au Québec, soit une distance de 100 milles le long de laquelle de nombreux gîtes représentent au total plus de 10 milliards de tonnes de minerai. De nombreux gîtes prometteurs se trouvent disséminés au Canada, notamment dans la partie centrale du Québec, dans le nord de l'Ontario, dans l'île Baffin et au Yukon. En 1967, les réserves mesurées et indiquées de minerai de fer au Canada atteignaient environ 33 milliards de tonnes. Ce chiffre pourrait augmenter d'une façon considérable lorsque les réserves présumées et potentielles seront mises en exploitation.

Les réserves d'uranium se sont accrues rapidement pendant la période d'exploration active de 1950 à 1956, au cours de laquelle plus de 10,000 gîtes ont été découverts. Un des gisements d'Elliot Lake (Ont.) a été reconnu comme étant l'un des plus importants du monde. Relativement peu de gisements canadiens ont atteint le stade de la production, mais un certain nombre présente un intérêt économique. En 1967, les réserves d'uranium mesurées et indiquées atteignaient 490,000 tonnes d' U_3O_8 contenu dans du minerai exploitable à un coût inférieur à \$10 la livre d' U_3O_8 . Il existe en outre un volume équivalent de minerai plus pauvre qui pourrait être exploité à des coûts plus élevés. Le Canada,

les États-Unis et l'Afrique du Sud possèdent presque 86 p. 100 des réserves connues d'uranium du monde non communiste et exploitables à moins de \$10 la livre d' U_3O_8 .

En 1967, les réserves de cuivre mesurées et indiquées, contenues dans les masses de minerai des mines en production ou proches de la production, totalisaient 19.5 millions de tonnes. Les réserves de cuivre au Canada représentaient environ 10 p. 100 des réserves mondiales. Le volume des réserves de zinc atteint 31 millions de tonnes et place le Canada au premier rang, car ce volume représente près du quart du total des réserves mondiales, mesurées et indiquées. Le Canada possède en outre d'immenses réserves présumées et potentielles de zinc. Les réserves mesurées et indiquées de plomb totalisaient 12 millions de tonnes ce qui représente un volume bien supérieur à 15 p. 100 du total mondial.

Parmi les autres minéraux métalliques, le Canada possède des réserves importantes d'ilménite, de molybdène, de cobalt et de niobium; les réserves de molybdène ont fait l'objet d'une mise en valeur particulièrement active au cours des années 1960. Les gîtes de manganèse et de chrome sont importants, mais de trop faible teneur pour être actuellement exploités économiquement. Un petit gisement de tungstène à haute teneur a été mis en exploitation. Des métaux comme l'argent, l'antimoine, le bismuth, le cadmium et le sélénium constituent des quantités appréciables dans les gisements de métaux communs les plus importants, mais le rythme de leur récupération se trouve contrôlé par l'exploitation des métaux principaux. Le Canada a toujours possédé une industrie de l'or importante, la troisième au monde, et nombre de gîtes aurifères demeurent inexploités, mais les conditions actuelles

TABLEAU III-4

Réserves mesurées et indiquées de certains minéraux du Canada, 1956 et 1967

Minéral	Unité	Réserves mesurées et indiquées	
		1956	1967
Cuivre	Millions de tonnes de cuivre contenu	14.50	19.52
Fer	Millions de tonnes de minerai	¹	33,106
Plomb	Millions de tonnes de plomb contenu	9.96	12.15
Nickel	Millions de tonnes de nickel contenu	6.03	7.13
Uranium	Tonnes d' U_3O_8	237,000	490,000
Zinc	Millions de tonnes de zinc contenu	23.23	31.12
Amiante	Millions de tonnes de roches	958	1,192
Molybdène	Tonnes de molybdène	1,920	613,810
Potasse	Milliards de tonnes de K_2O	5.0	6.4
Soufre	Milliers de tonnes dans le gaz naturel	20,000 ²	134,759
Pétrole brut ³	Milliers de barils	2,849,370	8,168,924
Gaz naturel ³	Millions de pieds cubes	19,621,637	45,682,051
Hydrocarbures liquides du gaz naturel ³	Milliers de barils	279,934	1,378,868

¹ Chiffre non disponible sur la même base.

² Chiffre fourni en 1958 par le gouvernement de l'Alberta.

³ Réserves mesurées seulement.

Sources: 1956—Commission royale d'enquête sur les perspectives économiques du Canada.

1967—Direction des ressources minérales, ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources.

Note: Les chiffres ne comprennent pas les réserves présumées ni les réserves potentielles et ne représentent donc pas une évaluation de toutes les réserves minérales du pays.

de blocage à long terme du prix de vente et de l'accroissement des coûts n'ont guère encouragé l'établissement de nouvelles réserves.

Le Canada possède d'importantes réserves de substances non métalliques notamment d'amiante, de potasse et de soufre. Il occupe la première place sur le plan mondial pour la production d'amiante et de potasse, et le deuxième rang pour la production de soufre élémentaire.

Les réserves prouvées de pétrole représentent environ 2 p. 100 du total mondial. Il existe un vaste potentiel dans des régions inexplorées, et les réserves des sables pétrolifères de l'Athabasca, en Alberta, font du Canada un des premiers pays au monde en ce qui concerne les sources potentielles d'hydrocarbures. Les réserves mesurées de gaz naturel ne le cèdent qu'à celles des États-Unis. Les gisements connus de houille de l'Ouest du Canada sont très importants, mais ils sont en général classés dans la catégorie des gisements potentiels. En raison des progrès réalisés vers la fin des années 1960 dans les domaines technique et commercial, des quantités importantes pourraient être reclassées dans les catégories des réserves mesurées et indiquées.

L'OFFRE ET LA DEMANDE DE MINÉRAUX

En 1967, le Canada était le premier pays producteur du monde pour le nickel, le zinc et l'amiante; le second pour l'uranium, le molybdène, le gypse et le sélénium; le troisième pour l'aluminium métal, le cobalt, le plomb, l'or, les métaux du groupe platine, l'argent, le soufre (sous toutes ses formes), le tellure et les concentrés de titane (ilménite); le quatrième pour le cadmium, le minerai de fer, le magnésium et la potasse; et le cinquième pour le cuivre et la barytine; en général, le Canada était très bien placé parmi les pays producteurs pour un grand nombre d'autres minéraux. Sa position mondiale en ce qui concerne l'offre des minéraux continue d'être très en avance par rapport à sa situation en tant que consommateur de produits minéraux.

Le Canada occupe la troisième place pour la valeur de sa production de minéraux métalliques et de substances non métalliques et la septième pour sa production en combustibles. Pour les produits minéraux diversifiés, le Canada est, après les États-Unis et l'Union soviétique, le troisième pays producteur du monde. A l'échelon mondial, l'industrie minérale au Canada est une importante source d'approvisionnement; le volume de ses vastes réserves potentielles lui permettra de maintenir sa position dans l'économie mondiale pendant de nombreuses années.

Les quatre cinquièmes de la valeur des exportations de minéraux bruts et ouvrés proviennent des exportations de sept métaux, de l'amiante, du pétrole et du gaz naturel. Les rapports entre les chiffres des principales exportations depuis 1950 et l'augmentation générale des exportations jusqu'en 1965 sont indiqués au tableau III-5. Les chiffres ne comprennent pas les exportations d'or, mais ils comprennent les exportations d'aluminium métal. La figure III-6 indique les principaux marchés auxquels le Canada exporte ses minéraux bruts et semi-ouvrés et la place importante qu'occupent les

États-Unis parmi ces marchés. Bien que les États-Unis demeurent pour le Canada le plus important marché de minéraux, on entrevoit des marchés mondiaux plus nombreux pour l'avenir.

Bien que le Canada importe certains minéraux, depuis quelques années la valeur de ses exportations de minéraux bruts et ouvrés a dépassé de 1,500 millions de dollars annuellement celle de ses importations de minéraux bruts et ouvrés. Le pétrole brut importé dans l'Est canadien, pour approvisionner les raffineries qui ne peuvent être économiquement

TABLEAU III-5 *Exportations canadiennes de minéraux, par principal produit (en millions de dollars)*

Produit	1950	1955	1960	1965 ¹
Minerai de fer.....	53.8	167.6	228.6	360.8
Aluminium.....	103.2	211.0	268.1	372.5
Cuivre.....	77.2	155.0	206.7	272.6
Plomb.....	38.1	37.2	26.0	64.2
Nickel.....	105.3	215.2	258.3	397.2
Zinc.....	58.7	70.6	63.5	141.4
Uranium.....	—	26.5	263.5	53.7
Amiante.....	62.6	94.8	120.1	160.7
Combustibles ²	3.2	41.1	119.3	419.9
Autres.....	67.5	132.8	129.1	539.3
	569.6	1,151.8	1,683.2	2,782.3

Source de renseignements: Bureau fédéral de la statistique.

¹ La valeur ne peut se comparer de façon précise avec celles des exportations jusqu'en 1960 en raison d'un changement des modes de classification des produits au B.F.S. en 1961.

² Seule la houille entre en ligne de compte pour 1950, puis une légère augmentation des exportations de ce produit au cours de la période. En 1965, le pétrole brut a représenté 70 p. 100 des exportations du groupe des combustibles et le gaz naturel la majeure partie du reste.

TABLEAU III-6 *Exportations des principaux minéraux par rapport à la production, 1967*

Unité de mesure	Production	Exportations	% des exportations par rapport à la production
Cuivre.....t.c.	592,299	404,895	68.3
Minerai de fer...t.f.	37,787,859	31,406,530	83.1
Plomb.....t.c.	321,563	258,514	80.4
Nickel.....t.c.	250,180	246,525	98.5
Argent.....onces	36,426,079	24,143,093	66.3
Zinc.....t.c.	1,086,557	1,033,357	95.1
Amiante.....t.c.	1,400,708	1,342,044	95.8
Gypse.....t.c.	5,119,955	3,896,134	76.1
Potasse.....t.c.	2,204,231	2,004,504	90.9
Soufre élémentaire.....t.c.	2,322,223	1,773,671	76.4
Houille.....t.c.	11,395,754	1,338,353	11.8
Pétrole brut...barils	351,287,792	150,344,567	42.8
Gaz naturel...Mpc	1,471,597,800	505,164,622	34.3

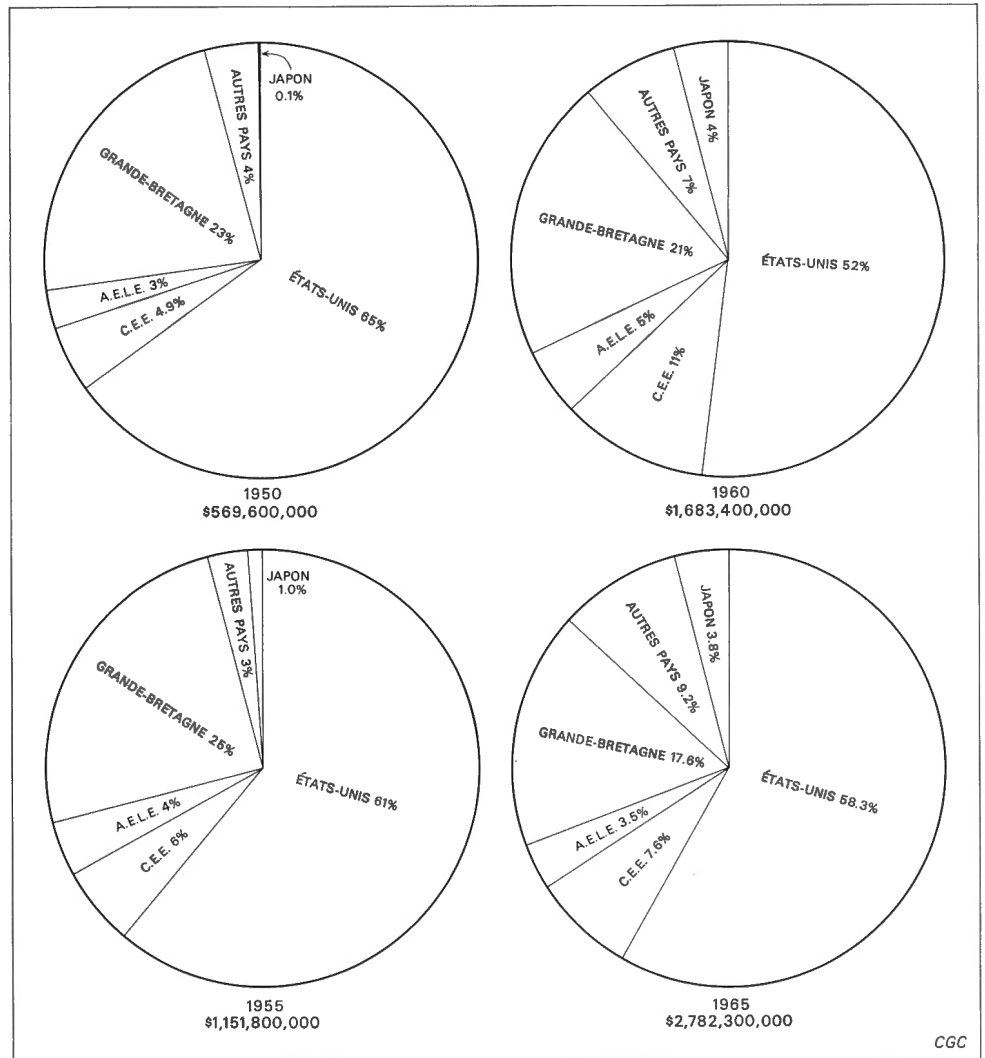


FIGURE III-6
Marché d'exportation des minéraux
(bruts et semi-ouvrés) du Canada.

desservies en pétrole de l'Ouest canadien, représente les deux tiers des importations de minéraux. Le tableau III-6 montre le pourcentage d'exportation des minéraux principaux par rapport à la production. Étant donné le très faible volume des importations de tous les minéraux, sauf le pétrole brut et la houille, les pourcentages indiqués donnent une idée du chiffre net des excédents susceptibles d'être exportés après avoir satisfait aux besoins de la consommation intérieure en minéraux. Parmi les minéraux relativement peu nombreux, en carence au Canada, les plus importants sont le manganèse, le chrome, l'étain, la bauxite et la roche phosphatée.

ÉVOLUTION FUTURE

Après 1970, un certain nombre d'événements importants dont la mise en production à pleine capacité des sables pétrolifères de l'Athabasca, l'exploitation de zones potentiellement riches en pétrole dans le Grand-Nord et au large des côtes, la reprise de la demande d'uranium, la pénétration sur les marchés des métaux non ferreux et du minerai de fer

en Europe occidentale, l'ouverture de marchés pour la houille au Japon et une place plus importante des minéraux canadiens en Amérique du Nord pourraient accélérer une augmentation du taux d'expansion de la production minière canadienne. De toute façon, il semble bien que le volume de la production en 1980 devrait être au moins le double de celui réalisé en 1965.

L'industrie canadienne des minéraux étant fortement orientée vers le commerce d'exportation, les progrès futurs seront déterminés en grande partie par les facteurs influant sur le commerce international. Ces facteurs comprennent les problèmes relatifs aux excédents de minéraux dans le monde, les restrictions du commerce, les programmes de stockage des principaux consommateurs et les objectifs nationaux régissant l'exploitation et la vente des minéraux, particulièrement dans les pays encore au stade initial d'évolution et détenteurs d'importantes sources de minéraux. Ces facteurs peuvent s'ajouter aux problèmes de nature purement concurrentielle de l'accroissement des marchés d'exportation.

	Métaux		Minéraux industriels		Combustibles		Total Tous les minéraux	
	millions de dollars	% du total	millions de dollars	% du total	millions de dollars	% du total	millions de dollars	% du total
Bouclier canadien.....	1,780.2	78.9	97.9	11.1	—	—	1,878.1	42.5
Orogène des Appalaches.....	147.4	6.5	205.0	23.2	59.2	4.6	411.6	9.3
Plate-forme du Saint-Laurent.....	2.6	0.1	283.9	32.1	9.3	0.7	295.8	6.7
Plate-forme de l'Intérieur.....	97.9	4.3	215.3	24.4	1,160.1	91.1	1,473.3	33,4
Orogène de la Cordillère.....	228.9	10.2	81.7	9.2	45.0	3.6	355.6	8.1
Total.....	2,257.0	100.0	883.8	100.0	1,273.6	100.0	4,414.4 ^p	100.0

Symbole: — : néant
p: préliminaire

Les problèmes que posent au Canada la mise en valeur des ressources et leur production découlent d'une répartition trop vaste des ressources dans un immense pays, des difficultés que présentent le terrain et le climat et d'un chiffre de population relativement faible. A leur tour, ces conditions entraînent des frais d'exploitation élevés dans les régions éloignées et des frais de transport considérables. Cependant, à la différence des problèmes causés par les entraves au commerce international, ceux de l'industrie peuvent être diminués en augmentant l'efficacité de l'exploitation par le recours à toutes les nouvelles méthodes scientifiques et technologiques. La somme des économies ainsi réalisées déterminera le rythme d'expansion de l'industrie dans la mesure où cette expansion subit à son tour l'influence des marchés soumis à la concurrence. Le volume sans précédent de la production minérale au Canada de ces dernières années témoigne de la possibilité d'établir une industrie minérale vraiment rentable au pays.

Le gouvernement appuie et encourage fortement l'industrie minérale au Canada. Les divers moyens destinés à en favoriser l'expansion comprennent: des lois avantageuses sur les droits miniers, des stimulants fiscaux favorisant particulièrement l'exploration et la mise en valeur de nouvelles mines, la participation du gouvernement aux levés et aux recherches portant sur les ressources, certaines subventions et primes, le développement du commerce et des études économiques des progrès de l'industrie. Les lois minières du Canada prévoient la sauvegarde du régime foncier, la juste répartition des droits miniers et des règlements explicites concernant l'exploitation minière. En vertu du système de gouvernement canadien, tous les droits miniers sont en principe dévolus aux dix provinces comme le stipule l'Acte de l'Amérique du Nord britannique de 1867, à l'exception de ceux portant sur des gisements situés dans le Territoire du Yukon et dans les Territoires du Nord-Ouest, dépendant de l'administration fédérale, dans des périmètres au large des côtes, dans les réserves indiennes, dans les parcs nationaux et dans certaines zones peu étendues à l'intérieur des provinces. Il incombe aux provinces d'adopter

des lois d'administration et de réglementation de l'industrie minérale dans les limites de leur territoire. La stabilité du régime législatif et du régime fiscal et les nombreux stimulants qu'ils comportent ont attiré vers l'industrie d'importants capitaux pour en assurer l'expansion.

Les progrès réalisés au cours des 20 dernières années dans les domaines de l'exploration et de l'exploitation, joints aux conditions favorables de l'appareil législatif canadien, donnent l'assurance, pour les 20 prochaines années, d'un progrès encore plus considérable de la mise en valeur des ressources. L'industrie minérale canadienne, dont le chiffre d'affaires global était de 4.7 milliards de dollars en 1968, peut espérer jouer un rôle de plus en plus important dans l'économie canadienne et assumer une part de responsabilité encore plus grande à satisfaire les besoins mondiaux en minéraux, besoins dont l'ampleur croît rapidement.

TABLEAU III-8

Valeur de la production minérale au Canada, par province, 1950-1968 (en millions de dollars)

Province ou territoire	1950	1955	1960	1965	1968
Ontario.....	367	584	983	992	1,355
Alberta.....	136	326	396	794	1,092
Québec.....	220	357	446	716	729
Saskatchewan.....	36	85	212	328	357
Colombie-Britannique.....	139	189	186	280	389
Terre-Neuve.....	26	68	87	208	310
Manitoba.....	32	62	59	183	210
Nouveau-Brunswick.....	13	16	17	82	88
Territoires du Nord-Ouest.....	8	26	27	77	116
Nouvelle-Écosse.....	59	67	66	71	57
Yukon.....	9	15	13	13	21
Île-du-Prince-Édouard.....	—	—	1	1	1
Total.....	1,045	1,795	2,493	3,752	4,725

Symbole: — : néant

IV. Géologie du Bouclier canadien

Introduction.....	50
La province du lac Supérieur.....	61
La province des Esclaves.....	80
La province de l'Ours.....	86
La province de Churchill.....	94
La province du Sud.....	120
La province de Nain.....	132
La province de Grenville.....	134
Les systèmes de dykes de diabase.....	145
Les structures de métamorphisme de choc.....	149
La plate-forme de la baie d'Hudson.....	151
Choix d'ouvrages à consulter.....	160



INTRODUCTION

Le Bouclier canadien est une immense région de roches précambriennes; il couvre près de la moitié de la surface du Canada et forme la roche en place sur une superficie d'environ 1,864,000 milles carrés, en majorité au Canada, mais dont une partie s'étend au sud aux États-Unis dans les régions du lac Supérieur et des Adirondacks. A l'exception de la partie nord-est, face au Bouclier groenlandais, le Bouclier canadien est entouré de roches sédimentaires du Phanérozoïque formant une plate-forme de recouvrement très peu déformée du fait qu'elle était protégée par le soubassement très stable du Précambrien. Plusieurs enclaves de roches précambriennes percent la plate-forme de recouvrement; les roches précambriennes ont été plissées dans les régions géosynclinales voisines, telles que les régions des Appalaches, de la Cordillère et Innuïtienne. Les roches de la plate-forme de recouvrement peuvent avoir, à un certain moment, recouvert le Bouclier. Mais, actuellement, ces roches de couverture se retrouvent uniquement à l'emplacement de la plate-forme de la baie d'Hudson, dans le bassin de Foxe, dans plusieurs petits lambeaux d'érosion et dans des blocs abaissés le long de failles. Toutefois, le Bouclier a été virtuellement stable depuis

¹ L'introduction a été confiée à C. H. Stockwell. Tout ce qui se rapporte aux provinces du lac Supérieur, des Esclaves, de l'Ours, du Sud et une partie de la province de Churchill a été préparé par J. C. McGlynn. Les sections portant sur les régions du Labrador et de Cape Smith et sur la sous-province de Belcher ont été confiées à J. A. Donaldson. R. F. Emslie a eu la responsabilité des provinces de Nain et de Grenville et B. V. Sanford, la plate-forme de la baie d'Hudson. W. F. Fahrig s'est vu confier la partie sur les intrusions de diabase et K. L. Currie celle des structures de métamorphisme de choc. Pour fins de référence, veuillez noter l'auteur et la page.

la fin du Précambrien. Seules quelques failles du Phanérozoïque l'ont affecté, plus particulièrement le long de sa bordure sud et le long des limites de la partie nord de l'arche de Boothia. Les failles du Phanérozoïque sont en grande partie absentes le long de la bordure ouest plus stable du Bouclier.

Une évaluation de la composition chimique du Bouclier ressemble approximativement à celle de la composition des granodiorites; le Bouclier contient plus de silicium et de potassium et moins de magnésium, de calcium et de quelques autres éléments qui sont estimés être présents dans la croûte terrestre (Shaw et coll., 1967). La plus grande partie du Bouclier est actuellement cartographiée géologiquement et des relevés gravimétriques et aéromagnétiques ont été effectués sur une très grande superficie. Des études géologiques ont déterminé plusieurs caractéristiques locales de la succession stratigraphique et des relations orogéniques et ont permis la subdivision du Bouclier en provinces tectoniques. Nombre de traits locaux sont actuellement datés et mis en corrélation par les méthodes de datation isotopique. Un schéma global des phénomènes orogéniques et stratigraphiques est maintenant possible. Plusieurs sujets sont abordés dans les sections suivantes et les résumés qui en sont présentés sont suivis de descriptions plus détaillées de la géologie des provinces tectoniques.

Provinces tectoniques

La subdivision du Bouclier en provinces et sous-provinces tectoniques est basée principalement sur des différences d'ensemble portant sur les directions de la tectonique à l'intérieur de chaque province et sur les types de plissements.

IV

Géologie du Bouclier canadien

C. H. Stockwell, J. C. McGlynn, R. F. Emslie,
B. V. Sanford, A. W. Norris, J. A. Donaldson,
W. F. Fahrig et K. L. Currie¹

Escarpement de la faille McDonald,
limitant la zone de plissements d'East
Arm, province de Churchill (T. N. -O.).

Les frontières entre les provinces sont établies là où existe une intersection dans les directions de la tectonique, soit le long de zones majeures de discordance soit, en l'absence de ces zones, le long de fronts orogéniques. Les divisions tectoniques, bien que basées en premier lieu sur les données géologiques, ont été grandement appuyées par les datations isotopiques des orogénèses, lesquelles sont abordées plus loin dans ce texte. Les provinces et les sous-provinces diffèrent des orogènes en ceci qu'elles ont une plus grande portée; elles contiennent non seulement des roches déformées lors d'orogénèses, mais aussi des roches de recouvrement non déformées et une variété d'intrusions postorogéniques.

En se basant principalement sur des critères structuraux, le Bouclier a été divisé en six provinces et plusieurs sous-provinces tectoniques (fig. IV-1). Les divisions et leur nomenclature sont, dans l'ensemble, un compromis entre celles présentées par M. E. Wilson (1939), J. E. Gill (1948, 1949), J. T. Wilson (1949), et Farguhar et Russell (1957). Les directions structurales sont indiquées sur la «Carte tectonique du Canada» (carte 1251A) et sous une forme plus généralisée à la figure IV-2. Elles montrent la direction des structures gneissique et schisteuse, la direction de la stratification, les limites des formations et les lignes maximums des anomalies magnétiques positives. Les directions linéaires, en grande partie, représentent les traces de longs plis serrés tandis que les directions courbées peuvent représenter des plis plus ouverts, ou plus fréquemment, des plis serrés qui ont été courbés par des intrusions batholitiques; elles peuvent également représenter des plis fortement replissés, des dômes et des bassins gneissiques.

Province du lac Supérieur

La province tectonique du lac Supérieur est caractérisée par une prédominance de l'orientation des structures vers l'est; toutefois, dans la grande région située à l'est de la baie d'Hudson, l'orientation des directions est surtout nord. Dans la partie ouest de la province, les directions est sont très prononcées dans les zones de Cross Lake, d'English River et de Quetico. Les structures courbées sont plus typiques des régions intermédiaires, dans lesquelles les intrusions batholitiques prédominent, par exemple, dans les zones de Cat Lake, de Wabigoon et de Wawa. La zone de Kapuskasing est orientée nord-est à travers des structures orientées vers l'est et elle est flanquée de failles à direction nord-est. Dans cette province, les roches plissées sont recouvertes en discordance par les roches non plissées ou très légèrement plissées de l'homoclinal de Mistassini et des bassins de Cobalt et de Nipigon. Il y a également dans la province du lac Supérieur des intrusions postorogéniques y compris des masses de syénite et de carbonatite et des dykes de diabase. On y trouve aussi quelques blocs de sédiments paléozoïques abaissés le long de failles et une structure circulaire contenant des matériaux volcaniques permo-triasiques.

Province des Esclaves

Dans la province tectonique des Esclaves, les directions sont généralement courbées, mais l'orientation de l'ensemble est surtout nord. Les traits postorogéniques comprennent une intrusion de syénite, les roches légèrement plissées du bassin de Bathurst et des dykes de diabase.

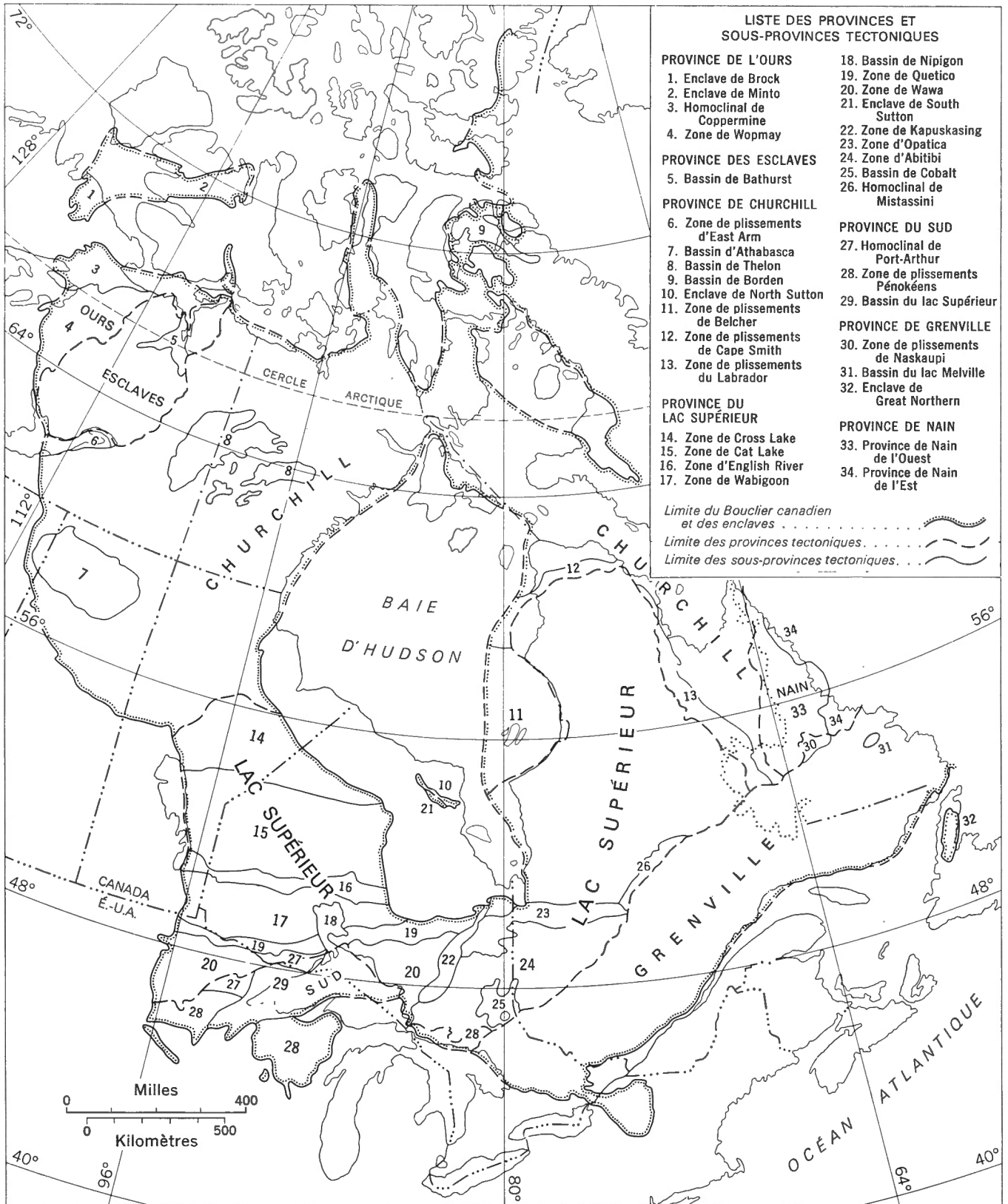


FIGURE IV-1. Provinces et sous-provinces tectoniques du Bouclier canadien (C. H. Stockwell).

Province de l'Ours

La limite entre la province tectonique de l'Ours et celle des Esclaves est caractérisée surtout par une discordance. Les roches de la zone de Wopmay au-dessus de la discordance forment par endroits, à la base, un homoclinal, mais ailleurs elles sont plissées jusqu'au contact du haut. Les roches de l'homoclinal et les roches plissées sont recouvertes en discordance par les roches de l'homoclinal de Coppermine. Les traits postorogéniques comprennent des dykes de diabase. Il existe deux enclaves dans les roches de couverture du Phanézoïque qui sont étroitement liées à la province de l'Ours, la première est l'enclave de Brock, formée de roches non déformées dans la plate-forme de l'Intérieur; l'autre est formée des roches légèrement plissées, c'est l'enclave de Minto dans la plate-forme de l'Arctique.

Province de Churchill

Les limites entre la province tectonique de Churchill et celles du lac Supérieur et des Esclaves sont indiquées par endroits par de profondes discordances ou si celles-ci manquent, par des fronts orogéniques. Il y a des discordances bien définies à la base des zones de plissements du Labrador, de Cape Smith, de Belcher et d'East Arm. Chacune de ces zones, de caractère asymétrique avec un étroit homoclinal à la base, passe apparemment vers l'extérieur dans des roches plissées dont le plan axial est incliné dans une direction opposée au contact de ces roches avec le soubassement, et plus loin vers l'extérieur, chacune se transforme graduellement en les roches plus fortement métamorphisées de la partie principale de la province de Churchill, ou bien elle en est séparée par une faille. L'enclave de Sutton dans la plate-forme de la baie d'Hudson inclut un homoclinal qui constitue manifestement la continuation de la zone de plissements de Belcher, et repose en discordance sur le soubassement. Les limites le long du côté est de la province des Esclaves et le long de la partie nord de la province du lac Supérieur au Manitoba sont définies, respectivement, par le front de Thelon et par le front de Nelson. A chacune de ces localités, l'orientation des directions orogéniques du côté de la province de Churchill tend à être parallèle à la limite entre les provinces et à couper les directions plus anciennes de l'autre côté du front.

A l'intérieur de la partie principale de la province de Churchill, les structures courbées prédominent, mais il existe nombre de structures linéaires. Dans l'ensemble, ces structures forment un grand arc concave vers le sud autour de la baie d'Hudson, de telle sorte que les directions sont surtout orientées nord-est dans la partie ouest de la province, est près de la baie d'Hudson et sud-est dans la partie de l'extrême est de la province. Un arc plus petit, concave vers l'est, s'étend dans la région entre le lac Athabasca et le Grand lac des Esclaves. A l'intérieur de la province de Churchill, les roches plissées sont recouvertes en discordance par les roches non déformées ou faiblement plissées des bassins d'Athabasca, de Thelon et de Borden. Près des limites de la province, de petites masses de roches presque non déformées recouvrent en discordance les roches des zones de plisse-

ments du Labrador et d'East Arm. Une structure circulaire, probablement cryptovolcanique, s'étend dans le bassin d'Athabasca. Des dykes de diabase postorogéniques et quelques buttes-témoins formées de roches paléozoïques dont l'une est formée de roches sédimentaires du Crétacé apparaissent également dans la province.

Province du Sud

La province tectonique du Sud s'étend en partie au Canada et en partie dans la région du lac Supérieur aux États-Unis. La limite entre la province du Sud et celle du lac Supérieur est définie, presque partout, par une discordance. La zone de plissements Pénokéens est caractérisée par des plissements orientés vers l'est et l'homoclinal de Port-Arthur l'est par un faible pendage sud. Cette zone de plissements et l'homoclinal sont recouverts en discordance par les roches légèrement plissées du bassin du lac Supérieur.

Province de Nain

La province tectonique de Nain et sa division en parties Est et Ouest ne sont pas bien connues. Sa limite ouest semble être un front orogénique du fait que l'orientation des directions nord dans la province de Nain semble couper l'ensemble des directions nord-ouest de la province de Churchill, notamment près de la partie sud de la frontière. La division de cette province en deux parties distinctes est proposée par suite des différences dans les datations isotopiques et la présence d'anorthosite dans la partie ouest. De petites masses de roches à stratification presque horizontale recouvrent en discordance les roches plissées des deux parties de cette province.

Province de Grenville

La province tectonique de Grenville s'étend surtout au Canada mais également aux États-Unis dans la région des Adirondacks. L'enclave de Great Northern dans la plate-forme du Saint-Laurent, bornée sur les côtés par des failles, est étroitement reliée aux roches de la province de Grenville. Dans une petite région, la limite de la province de Grenville est une discordance; à cet endroit, l'homoclinal et les roches plissées de la zone de plissements de Naskaupi recouvrent les roches de la province de Nain de l'Ouest. Ailleurs, la limite est un front orogénique dénommé «le front de Grenville», lequel s'étend au nord-est suivant une ligne presque droite sur 1,200 milles, tronquant le long de ce parcours les directions est des provinces du Sud et du lac Supérieur, coupant le bassin de Cobalt et l'homoclinal de Mistassini et plus au nord-est tronquant la direction sud-est de la zone de plissements du Labrador et les directions nord de la province de Nain. Sur ce parcours, le front est par endroits nettement faillé, en d'autres il est nettement un front métamorphique à travers lequel les roches de plusieurs des autres provinces peuvent être retracées jusque dans la province de Grenville où leurs roches correspondantes sont fortement métamorphisées et à plis complexes. Dans la province de Grenville, les plis sont extrêmement complexes et de petites dimensions; il y a partout d'irrégulières struc-

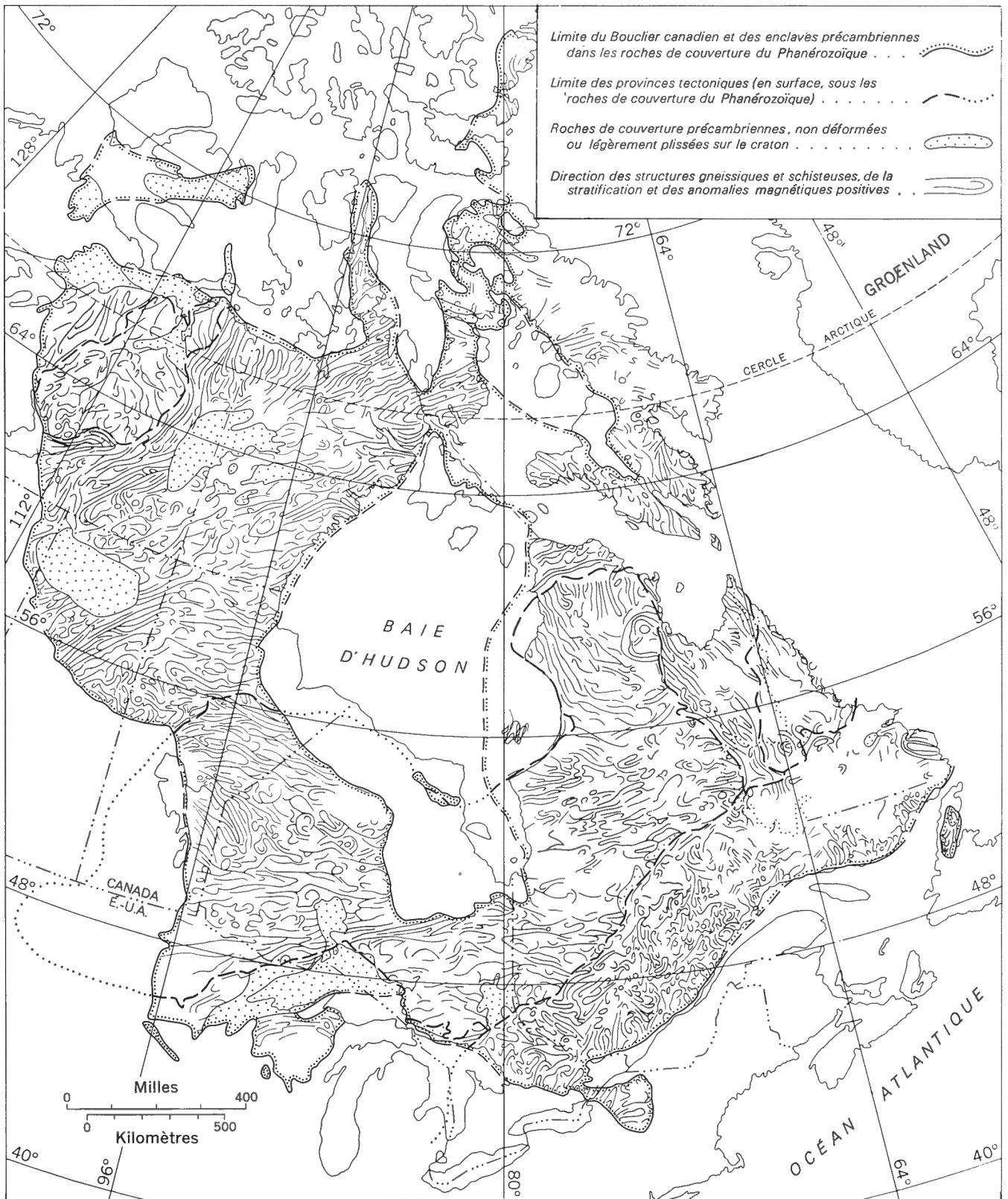


FIGURE IV-2. Directions structurales dans le Bouclier canadien (C. H. Stockwell).

tures courbées et de nombreux dômes et bassins gneissiques se sont formés. Il n'existe pas de grandes structures linéaires apparentes, mais une orientation préférentielle vers le nord dans les structures courbées, tout spécialement dans les parties méridionales et centrales de la province où ces structures forment un angle avec la direction de l'axe principal de la province. Les traits postorogéniques comportent des stocks de syénite le long de la limite sud-est, des dykes de diabase, les roches non déformées du bassin du lac Melville, des masses de carbonatite, plusieurs buttes-témoins de roches de recouvrement du Paléozoïque, et une structure circulaire contenant des matériaux volcaniques permotriasiques.

Orogenèses du Précambrien

On définit une orogénèse comme une période durant laquelle des montagnes accompagnées du développement de plis se sont formées. C'est une unité abstraite de temps et il se peut que le plissement soit ou non accompagné d'un métamorphisme à peu près contemporain et d'intrusions granitiques. L'âge relatif entre orogénèses est indiqué par des discordances angulaires et par d'anciennes structures tronquées par de plus récentes. Les datations isotopiques confirment les âges relatifs déterminés par les études géologiques et sont inestimables parce qu'elles fournissent une échelle en nombre d'années, donnent l'étendue géographique de plusieurs orogènes et servent à mettre en corrélation des régions fortement éloignées.

Du fait des incertitudes dans l'interprétation des datations isotopiques et à cause de leur grande erreur analytique inhérente, il est impossible de définir les orogénèses d'une façon précise en temps absolu. En accord avec les normes recommandées par l'*American Commission on Stratigraphic Nomenclature*, on définit les orogénèses par la roche en place de régions types plutôt qu'au moyen d'unité abstraite de temps. Les régions types servent comme standard de référence et toute amélioration dans leur datation ou toute erreur dans leur corrélation ne change en rien l'utilité et la valeur de ces unités. Quatre orogénèses ont été identifiées, nommées et définies dans le Bouclier. L'orogénèse du Kénoranien est définie comme étant la dernière importante période de plissements, de métamorphisme et d'intrusion dans la province tectonique du lac Supérieur; ses effets sont très étendus et cette province a été choisie comme région type. Similairement sont définies et considérées comme régions types, l'orogénèse de l'Hudsonien de la province de Churchill, l'orogénèse de l'Elsonien de la province de Nain de l'Ouest et l'orogénèse du Grenvillien de la province de Grenville.

De nombreux âges isotopiques ont été déterminés et leur location est bien répartie dans le Bouclier. Les âges isotopiques au K-Ar, surtout à partir de micas, sont de beaucoup les plus répandus, mais quelques-uns ont été déterminés par la méthode isochronique au Rb-Sr à partir de la roche et par d'autres méthodes. Les datations au K-Ar et au Rb-Sr ont été rapportées sur un histogramme où elles ont été classées objectivement en accord avec les provinces tectoniques (fig. IV-3). Les datations au K-Ar comprennent

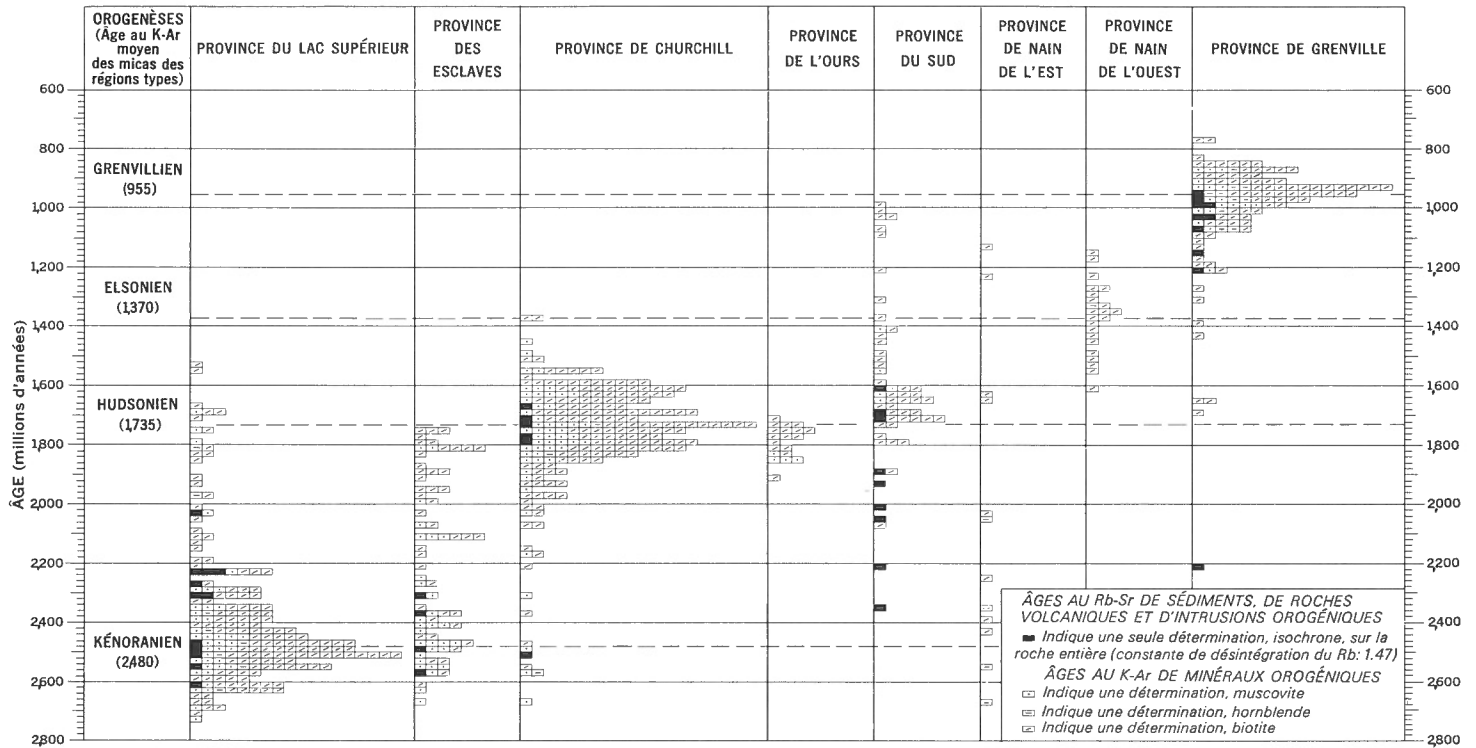


FIGURE IV-3. Histogramme des datations au K-Ar et au Rb-Sr et âge moyen au K-Ar des orogénèses du Bouclier canadien (C. H. Stockwell).

uniquement les dates obtenues de minéraux orogéniques tandis que les datations au Rb-Sr à partir de la roche proviennent de roches sédimentaires et volcaniques légèrement métamorphisées, de gneiss et d'intrusions orogéniques.

Les datations au K-Ar sur les micas à l'intérieur de chaque province ont donné des valeurs largement échelonnées mais, plus significatif, l'histogramme de ces datations montre que la majorité des datations se concentrent en groupes distincts indiquant de ce fait les orogénèses dominantes. Dans chaque groupe, le nombre des datations tombe rapidement sur les côtés de chaque sommet de la courbe. La courbe dans son ensemble correspond à celle de la probabilité gaussienne et sa forme peut être le résultat pour une part considérable des erreurs d'analyse qui s'élèvent à environ ± 80 m.a. pour les plus anciennes datations et ± 40 m.a. pour les plus récentes. Il s'ensuit que l'intervalle de temps écoulé entre le début et la fin d'une orogénèse est difficile à déterminer, mais du fait que les erreurs analytiques s'annulent à cause du nombre de déterminations, les valeurs moyennes sont plus significatives que l'étendue des valeurs. Les valeurs moyennes des datations au K-Ar sur les micas orogéniques pour les diverses orogénèses des régions types sont les suivantes: l'orogénèse du Kénoranien atteint 2,480 m.a.; l'orogénèse de l'Hudsonien, 1,735 m.a.; l'orogénèse de l'Elsonien (moins bien définie), 1,370 m.a.; et l'orogénèse du Grenvillien, 955 m.a. Les orogénèses situées dans les provinces tectoniques, autres que celles des régions types, sont mises en corrélation avec plus ou moins de certitude avec celles des régions types. Ainsi, l'orogénèse du Kénoranien est bien établie dans la province des Esclaves où la plupart des datations au K-Ar sur les micas orogéniques a donné une moyenne de 2,460 m.a. et cette moyenne apparaît aussi dans la province de Nain. D'une façon similaire, l'orogénèse de l'Hudsonien est bien établie dans la province de l'Ours où la moyenne est autour de 1,785 m.a. et, dans la province du Sud, où la moyenne établie à partir de datations au K-Ar est de l'ordre de 1,685 m.a. Une orogénèse située dans l'enclave de Great Northern est mise en corrélation avec l'orogénèse du Grenvillien. Ces corrélations semblent valables parce que les datations utilisées ont été déterminées par la même méthode sur les mêmes minéraux formés dans des conditions orogéniques similaires. Du fait que les orogénèses sont des unités de temps, les noms utilisés dans les régions types sont donnés également aux orogénèses du même âge dans d'autres régions même si elles sont très séparées géographiquement. Les orogénèses constituent les bases des unités cartographiques de la «Carte tectonique du Canada» (carte 1251A).

Plusieurs de ces provinces ont été affectées en partie par des orogénèses plus anciennes que celle qui apparaît être dominante. Par exemple, la province du lac Supérieur présente de profondes discordances pré-kénoraniennes où des roches volcaniques ont été plissées et injectées par le granite avant d'être recouvertes en discordance par des roches sédimentaires. Ces roches sédimentaires ont été déformées au cours de l'orogénèse du Kénoranien, mais les effets de cette orogénèse ont été si puissants que les datations

antérieures à celles de l'orogénèse du Kénoranien n'ont pas subsisté. De la même façon, la province de Churchill contient des discordances pré-hudsoniennes, mais, ici comme le montre l'histogramme, des datations aussi anciennes que celles de l'orogénèse du Kénoranien ont subsisté. La province du Sud, principalement affectée par l'orogénèse de l'Hudsonien, donne au K-Ar des dates un peu plus anciennes, autour de 2,000 m.a.; il est possible que ces datations indiquent une orogénèse antérieure à l'Hudsonien. La province de Grenville est connue pour contenir, ou présumer contenir, des roches préalablement affectées dans les orogénèses du Kénoranien, de l'Hudsonien et de l'Elsonien, toutes plus ou moins redéformées au cours de l'orogénèse du Grenvillien, mais quelques-unes des plus anciennes datations ont subsisté. Du fait que les roches de cette région type ont été déformées plusieurs fois, l'orogénèse du Grenvillien, la plus jeune du Bouclier, est la plus complexe. Dans chaque province, c'est la dernière dominante orogénèse qui donne à la province ses traits tectoniques caractéristiques. Plusieurs des provinces tectoniques présentent aussi localement les effets d'orogénèses plus récentes que l'orogénèse dominante. Par exemple, l'orogénèse du Kénoranien de la province du lac Supérieur a été modifiée localement; les datations à ces localités semblent correspondre à celles de l'orogénèse de l'Hudsonien. Des résultats semblables, mais plus prononcés, ont été obtenus dans la province des Esclaves, où un nombre de déterminations ont été faites sur les deux minéraux, la muscovite et la biotite, provenant de mêmes échantillons de roche; on a remarqué que la muscovite retenait ou marquait l'âge kénoranien mais, par contre, la biotite donnait des âges plus récents. Il semble que la biotite était plus susceptible aux effets de l'orogénèse de l'Hudsonien.

Les âges moyens au K-Ar, considérés jusqu'à présent, sont ceux des deux micas, la biotite et la muscovite, pris ensemble. Datés séparément, on constate généralement que l'âge moyen que donne la muscovite est de 5 à 20 m.a. plus ancien que l'âge moyen de la biotite. Cette constatation porte à croire qu'il y eût une plus grande perte d'argon de la biotite lors du refroidissement. Les âges obtenus à partir d'autres minéraux et ceux déterminés par d'autres méthodes sont en accord dans quelques cas avec les âges orogéniques obtenus au K-Ar à partir des micas, mais on constate par ailleurs qu'ils ne le sont pas dans d'autres cas. Ainsi dans la province de Grenville, quelques datations au Pb-Ur et au Pb-Th, déterminées sur de l'uraninite et sur de la thorianite provenant de pegmatite ont donné une moyenne de 960 m.a. Cette moyenne contraste avec la datation de la biotite de la même roche, par la méthode au K-Ar, dont la moyenne d'âge est de 30 m.a. plus récente; ce cas suppose encore une perte d'argon de la biotite lors du refroidissement. La moyenne de 960 m.a. est essentiellement en accord avec la moyenne d'âge de 975 m.a. obtenue par la méthode au K-Ar sur la muscovite et avec la moyenne d'âge de 970 m.a. sur la hornblende pour l'ensemble de la province. Ces résultats suggèrent que l'étendue des âges entre 960-975 m.a. se trouve le plus près de la moyenne d'âge pour l'orogénèse du Grenvillien. Dans d'autres provinces, les quelques datations sur

la hornblende donnent une moyenne légèrement plus ancienne que les datations sur les micas.

Dans toutes les provinces, les datations isochroniques au Rb-Sr à partir de la roche entière en utilisant la valeur 1.47 comme constante de désintégration du Rb sont largement échelonnées. Quelques dates sont en accord avec la moyenne des datations sur les micas pour les orogénèses, d'autres donnent des datations plus anciennes ou plus récentes. Les datations distinctement plus anciennes sont généralement interprétées comme des valeurs ayant appartenu à de plus anciens orogènes; ceci confirme certains faits géologiques et permet d'interpréter certaines anciennes datations au K-Ar, comme dans les provinces de Churchill, du Sud et de Grenville. Dans une petite région de la partie sud de la province de Grenville, on constate toutefois que les datations au Rb-Sr s'échelonnent entre 955 et 1,208 m.a., la plus ancienne étant légèrement plus ancienne que l'âge moyen certain de l'orogénèse du Grenvillien. Les dates plus anciennes doivent représenter les premières phases de l'orogénèse du Grenvillien ou, plus probablement, diverses roches de l'Elsonien dont les âges ont été affectés et rendus moins anciens par les effets de l'orogénèse du Grenvillien; cette orogénèse a fixé le temps auquel le système au Rb-Sr a pris fin. Les datations au Ur-Pb, obtenues à partir de zircon de cette région, s'échelonnent entre 1,050 et 1,310 m.a., la plus ancienne approche la moyenne d'âge par la méthode au K-Ar de l'orogénèse de l'Elsonien. Les datations au Rb-Sr, plus récentes que l'âge obtenu au K-Ar pour l'orogénèse dominante, comme dans la province du lac Supérieur, sont difficiles d'interprétation, mais il se peut qu'elles soient devenues plus récentes par suite d'événements géologiques plus récents. Dans les provinces du lac Supérieur et des Esclaves, quelques datations isochroniques au Rb-Sr ont été obtenues de roches volcaniques très légèrement métamorphisées, néanmoins, elles ont donné des âges du Kénoranien. Ces dates peuvent être interprétées comme étant l'âge du volcanisme ou, plus probablement, comme celui de l'orogénèse. Dans la région abitibienne de la province du lac Supérieur, d'après un modèle de Pb, l'âge est d'environ 3,000 m.a. et a été obtenu de dépôts de sulfures et interprété comme étant celui du volcanisme (Roscoe, 1965).

Classification chrono-stratigraphique du Précambrien

Les nombreuses orogénèses du Précambrien, du fait que chacune est suivie par un profond intervalle d'érosion, fournissent un cadre à une classification naturelle chrono-stratigraphique des roches sédimentaires, volcaniques et intrusives. Les déterminations directes d'âges du temps de la mise en place des successions stratifiées, bien que désirables, ont été en grande partie un insuccès dans le Bouclier canadien, probablement par suite du métamorphisme de la majorité de ces roches. Toutefois, l'emploi d'une méthode indirecte qui limite le temps de mise en place entre des valeurs maximales et minimales s'est révélé remarquablement efficace. L'âge maximum d'une succession en discordance sur un soubassement est obtenu par la datation de l'orogénèse, qui a affecté les roches

TABLEAU IV-1

Classification chrono-stratigraphique du Précambrien par rapport aux orogénèses du Bouclier canadien (C. H. Stockwell)

Éon	Ère	Sous-ère	Orogenèse (âge moyen au K-Ar des micas, en millions d'années)
Protérozoïque	Hadrymien		
	Hélikien	Néohélikien	Grenvillien (955)
		Paléohélikien	Elsonien (1370)
	Aphébien		Hudsonien (1735)
Archéen			Kénoranien (2480)

du soubassement, et l'âge minimum est donné soit par la datation de l'orogénèse, qui a affecté la succession, soit par la datation de roches intrusives, telles que des dykes, qui coupent la région. L'âge maximum des roches sédimentaires peut aussi être obtenu par la datation de minéraux détritiques ou de la roche de blocs sis dans les sédiments. Les roches intrusives, quand elles retiennent un taux normal de leurs produits de désintégration, peuvent être datées directement. Les quatre orogénèses datées fournissent le cadre pour les cinq divisions chrono-stratigraphiques et les limites entre ces cinq divisions ont été placées à la fin de chaque orogénèse. La fin d'une orogénèse est difficile à définir précisément en terme d'âge isotopique surtout en raison des grandes erreurs analytiques. Ces difficultés ne causent pas de problème lorsqu'il s'agit de cartographier et de classer les successions des régions types ayant à leur base des discordances, mais présentement il existe quelques incertitudes dans leur mise en corrélation, spécialement avec les roches non affectées par les orogénèses et formées sous des conditions de refroidissement différentes des roches riches en minéraux formés sous l'action des orogénèses. Par exemple, les datations obtenues sur les dykes postorogéniques ou sur les coulées de lave des roches de couverture non déformées, dans les cas près des limites entre divisions, présentent des incertitudes dans la corrélation avec la classification orogénique, spécialement parce que dans la datation de matériaux non orogéniques il y a aussi de grosses erreurs analytiques. Des difficultés se présentent également lorsque le soubassement a été rajeuni par une orogénèse plus récente, alors seule la plus récente peut être déterminée.

La classification chrono-stratigraphique des roches du Précambrien en relation avec les orogénèses qui ont servi à déterminer les limites de cette classification est présentée au tableau IV-1. La répartition des roches de plusieurs de ces divisions est donnée sur la «Carte géologique du Canada»

(carte 1250A). Pour faciliter la description, la cartographie et la discussion, chacune des divisions chrono-stratigraphiques a reçu un nom (Stockwell, 1964). Les divisions de première grandeur sont appelées éons et comprennent l'Archéen et le Protérozoïque. Cette terminologie, utilisée au Canada depuis longtemps, demeure employée dans le même sens tel que définie à l'origine (Alcock, 1934). Ces deux grandes divisions couvrent tout le Précambrien et sont utiles pour comparer ou contraster les traits géologiques de chacune d'elles; cette classification permet aussi une classification chrono-stratigraphique grossière des roches sur lesquelles il existe trop peu d'information pour une plus précise classification. L'éon de l'Archéen inclut les roches déformées ou mises en place au cours de l'orogénèse du Kénoranien et toutes les roches plus anciennes. Des discordances profondes sont connues dans l'Archéen, mais en raison des effets prononcés de l'orogénèse du Kénoranien sur les roches archéennes en général, il demeure impossible d'effectuer la datation des roches sous-jacentes aux discordances et, par suite, il n'est pas possible d'effectuer des corrélations ou de subdiviser l'Archéen suivant une base chrono-stratigraphique. Le Protérozoïque s'étend de la fin de l'orogénèse du Kénoranien au début du Cambrien.

On a divisé l'éon du Protérozoïque en ères ou unités de seconde grandeur. Le Protérozoïque comprend: l'Aphébien de la fin du Kénoranien à la fin de l'Hudsonien; l'Hélikien, de la fin de l'Hudsonien à la fin du Grenvillien; et l'Hadrymien, de la fin du Grenvillien au début du Cambrien. L'Hélikien est divisé en deux sous-ères et la limite entre celles-ci a été placée à la fin de l'orogénèse de l'Elsonien; on a donné le nom de Paléohélikien à la plus ancienne et le nom de Néohélikien à la plus récente. Pour l'établissement éventuel de nouvelles subdivisions, comme pour l'Hélikien, on recommande fortement de choisir une limite stratigraphique ou structurale identifiable sur le terrain et que l'on peut dater par les méthodes isotopiques. Des subdivisions officieuses au sein des unités chrono-stratigraphiques déjà établies peuvent être utiles. Par exemple, une masse granitique mise en place au cours de l'orogénèse de l'Hudsonien peut être classée officieusement à la fin de l'Aphébien. Chacun des termes mentionnés plus haut peut être utilisé comme division chrono-stratigraphique concrète ou comme division de temps géologique abstraite. Les divisions définies plus haut ont l'avantage qu'aucune partie de la colonne stratigraphique ou aucune partie manquante n'est laissée de côté. Les termes système, période, série et époque ne sont pas utilisés dans la classification précambrienne parce qu'il est encore impossible de mesurer le temps de déposition du début à la fin d'une succession de roches stratifiées. Au contraire, on utilise les termes litho-stratigraphiques, formation, groupe et supergroupe. En se basant sur des ressemblances lithologiques, en comparant des successions et en déterminant les relations entre les successions et les discordances et les intrusions, on peut effectuer quelques corrélations.

Archéen

L'Archéen a été un temps d'intense activité volcanique et de dépôt d'immenses épaisseurs de roches sédimentaires. Presque partout les roches volcaniques et sédimentaires sont apparemment en concordance et plusieurs sont interstratifiées; mais des discordances angulaires ont été reconnues dans plusieurs endroits. Les roches sous des discordances sont sédimentaires, volcaniques et granitiques; toutefois, des roches granitiques sous les discordances ont été rarement reconnues avec certitude et des conglomérats au-dessus des discordances contiennent des blocs de ces roches. Toutes ces roches ont été plissées, plus ou moins métamorphosées et injectées de roches granitiques au cours de la dernière orogénèse de l'Archéen, l'orogénèse du Kénoranien.

Les roches archéennes sont le mieux préservées dans les provinces du lac Supérieur et des Esclaves, mais elles ont été aussi identifiées dans quelques régions des provinces de Churchill, de Grenville et de Nain de l'Est. Dans les provinces du lac Supérieur et des Esclaves, les roches volcaniques ont surtout une composition basique, mais des variétés plus acides sont aussi présentes. Leur composition chimique a été déterminée dans plusieurs régions représentatives; elle donne les proportions suivantes: 65 p. 100 de basalte, 25 p. 100 d'andésite et 10 p. 100 de matériel rhyolitique. Cette analyse chimique classe ces roches dans la catégorie des roches volcaniques calco-alcaline typique d'un environnement orogénique. Par endroits, les roches volcaniques basiques ont été métamorphosées en amphibolites et en gneiss, mais en général elles n'ont que légèrement été altérées et les structures primitives comme les structures en «coussins», les lignes de coulée et les structures amygdaloïdales y sont bien préservées. Des couches de cendres volcaniques, du tuf et des agglomérats sont interstratifiés avec les coulées et de la formation ferrifère leur est étroitement associée. Des sills de roche basique y sont courants et semblent être génétiquement reliés aux coulées. Les roches sédimentaires archéennes sont généralement mal triées et consistent principalement en grauwacke, en matériel argileux, en arkose et en conglomérat, mais, par endroits, s'étendent des couches de quartzite mieux trié et de roches calcaires. On trouve bien conservés en plusieurs endroits les traits primaires suivants: la stratification, le granuloclasement vertical et la stratification entrecroisée, mais, sur de grandes étendues, bien des matériaux sédimentaires ont été transformés en gneiss et en migmatite. Au cours de l'orogénèse du Kénoranien, le plissement et le métamorphisme de ces roches ont été accompagnés par la mise en place sur de grandes étendues de masses de roches granitiques, de telle sorte qu'il ne demeure que quelques vestiges et zones de ces roches sédimentaires entre les roches granitiques. Dans la province du lac Supérieur, il y a des granulites près du front orogénique de Nelson, à l'intérieur de la zone de Kapuskasing; elles sont répandues à l'est de la baie d'Hudson.

Dans la province de Churchill, les roches volcaniques, sédimentaires et granitiques de l'Archéen sont moins bien connues car elles ont été déformées et altérées au cours de

l'orogénèse de l'Hudsonien. Leur présence, toutefois, est confirmée localement au moyen de la datation isotopique d'âge kénoranien. Par endroits, elles reposent en discordance sous les sédiments plissés de l'Aphébién et là où les effets de l'orogénèse de l'Hudsonien ont été modérés elles accusent une ressemblance lithologique étroite avec les roches archéennes des provinces du lac Supérieur et des Esclaves. Lorsque transformées en gneiss, état fréquent, les roches archéennes sont difficiles à différencier des roches de l'Aphébién. Les roches archéennes ont été retracées de la province du lac Supérieur, à travers le front de Grenville, jusqu'à la province de Grenville où elles ont généralement été transformées en amphibolite et en gneiss au cours de l'orogénèse du Grenvillien. Leur répartition au-delà de la limite de la région est incertaine en raison de leur forte altération et de l'insuffisance de la cartographie et des études. La datation du Kénoranien des roches granitiques et des gneiss de la province de Nain de l'Est indique la présence de roches archéennes dans la région.

Protérozoïque

Les roches sédimentaires du Protérozoïque montrent un changement marqué du milieu de mise en place du fait que, dans l'ensemble, elles sont mieux triées et contiennent beaucoup plus de calcaire que les roches de l'Archéen. Le meilleur triage est indiqué surtout par la plus grande abondance de quartzite. Il en résulte que les roches sont moins monotones et que des unités litho-stratigraphiques reconnues comme formation ont été identifiées et cartographiées sur une plus grande échelle que dans l'Archéen. Elles se sont déposées avec des roches volcaniques dans des géosynclinaux et, en certains endroits, elles se présentent comme roches de couverture cratonique. Elles varient à partir de roches virtuellement non déformées et peu métamorphosées à des types de roches hautement plissées et fortement métamorphosées.

Aphébién

Les roches de l'Aphébién se présentent sous forme de couvert cratonique et de dépôts géosynclinaux. Les roches du couvert cratonique reposent en discordance sur les roches de l'Archéen des provinces du lac Supérieur et des Esclaves et, du fait qu'elles sont protégées par le soubassement virtuellement stable, elles sont peu faillées et généralement non métamorphosées. Ces roches sont représentées par le bassin de Cobalt constitué de conglomérat, d'arkose, de grauwaacke et de schiste argileux, et par le bassin de Bathurst et l'homoclinal de Mistassini, tous deux constitués de conglomérat, de grès, de grauwaacke, d'argilite, de schiste argileux et de dolomie. Des dépôts de géosynclinaux de l'Aphébién se sont formés dans les régions en bordure des provinces du lac Supérieur et des Esclaves, où ils forment les longs et étroits géosynclinaux du Labrador, de Cape Smith, de Belcher et de la zone de plissements d'East Arm de la province de Churchill; par ailleurs, ils forment de plus vastes géosynclinaux dans les provinces de l'Ours et du Sud. Les dépôts comprennent du conglomérat, de l'arkose, du grauwaacke, du grès, du siltstone, du quartzite, du calcaire, de la dolomie, de l'argilite, du schiste argileux, de la grauwaacke, du chert, des formations

ferrifères et les équivalents métamorphiques de toutes ces roches. Des couches rouges y sont courantes et bien des calcaires sont stromatolitiques. Les roches volcaniques, principalement basaltiques, sont communes dans quelques parties de la succession et des sills basiques se trouvent avec les roches volcaniques et sédimentaires. En certains endroits, ces roches forment des homoclinaux virtuellement non déformés dans les régions adjacentes du soubassement archéen, mais au-delà ces roches ont été plissées, injectées de roches granitiques et converties en gneiss au cours de l'orogénèse de l'Hudsonien. La norite-micropegmatite de Sudbury de la province du Sud a aussi été mise en place au cours de l'Aphébién supérieur.

Des roches plissées de l'Aphébién se trouvent aussi à l'intérieur de la province de Churchill où elles ont été transformées en gneiss sur une plus grande échelle que dans les régions de bordure. Mais, dans cette partie de la province, s'étendent des régions de roches de l'Aphébién, moins métamorphosées et bien conservées, formées de conglomérat, de quartzite, de calcaire, de dolomie, de formations ferrifères en certains endroits et de roches volcaniques; ces régions sont de formes irrégulières plutôt que des zones bien définies. Nombre de régions de gneiss ne peuvent être distinguées de celles de l'Archéen reconstituées et sont classées dans l'Aphébién ou l'Archéen. Toutes ont subi les effets de l'orogénèse de l'Hudsonien accompagnés d'abondantes intrusions granitiques. Dans la province de Grenville, on trouve aussi des roches de l'Aphébién composées de marbre, de quartzite, de formation ferrifère, de roches volcaniques, d'amphibolite, de paragneiss alumineux et de migmatites. Des structures très complexes résultent des effets de l'orogénèse du Grenvillien. Des roches de l'Aphébién ont été tracées à l'intérieur de la province de Grenville sur quelques milles au sud-ouest de leur équivalent moins métamorphosé de la zone de plissements du Labrador et à l'est de la province du Sud. Dans la partie centrale de la province de Grenville, entre ces deux régions, des restes isolés de matériaux lithologiquement semblables sont probablement aussi de l'Aphébién. Les traits postorogéniques de l'Aphébién comprennent une masse de syénite alcaline coupant les roches archéennes dans la province des Esclaves, des complexes de carbonatite dans ou près de la zone de Kapuskasing (Gittins et coll., 1967) et de nombreux dykes de diabase dans les provinces des Esclaves et du lac Supérieur.

Hélikien

Les roches de l'Hélikien non divisé consistent surtout en de petites aires de roches de couverture cratonique déformées sur les orogènes de l'Hudsonien. Dans la province de Churchill, ces roches de couverture s'étendent au bassin d'Athabasca et sont constituées de conglomérat, de grès et de schiste argileux, et dans le bassin de Borden elles sont formées de conglomérat, de grès, de quartzite, de siltstone, de schiste argileux, de calcaire, de dolomie, de basalte et d'andésite. De petites régions de conglomérat, d'arkose et de grès de l'Hélikien recouvrent aussi l'orogène de l'Hudsonien de la zone de plissements d'East Arm. Dans la partie inférieure

de la succession de l'homoclinal de Coppermine et de celle du bassin du lac Supérieur, elles comprennent du conglomérat, du grès, du schiste argileux et de la dolomie, le tout recouvert par une épaisse succession de basalte de plateau interstratifié avec du grès et du schiste argileux; ces roches s'étendent jusque dans l'orogène du Kénoranien de la province du lac Supérieur et forment le bassin du Nipigon. Les dykes de diabase postorogéniques de l'Hélikien sont présents dans toutes les provinces à l'exception de la province de Grenville.

Paléohélikien. Dans la province de Nain de l'Ouest, les roches intrusives, résultat de l'orogénèse de l'Elsonien de la fin du Paléohélikien, comprennent des masses d'anorthosite et des intrusions basiques et granitiques reliées à l'anorthosite. Des intrusions similaires, probablement du même âge, sont dispersées à travers de grandes parties de la province de Grenville où elles ont été modérément altérées au cours de l'orogénèse du Grenvillien. Dans la province de Grenville, le groupe d'Hastings, formé de conglomérat, de grauwacke, d'argilite, de dolomie, de calcaire et de schiste argileux, peut être également du Paléohélikien, car il est probable qu'il recouvre en discordance le groupe de Grenville et les roches granitiques de cette région (M. E. Wilson, 1965); il est coupé aussi par des intrusions basiques, probablement mises en place au cours de l'orogénèse de l'Elsonien. Ailleurs dans le Bouclier, les roches du Paléohélikien se présentent sous forme de petites masses de roches de couverture très peu déformées sur les orogènes de l'Hudsonien et non affectées par les orogènes de l'Elsonien ou du Grenvillien. Dans la province de Churchill, elles comprennent aussi les roches du bassin de Thelon et sont formées de conglomérat, de grès, de siltstone, de calcaire et de roches volcaniques alcalines. La partie inférieure de la succession est coupée par une masse de syénite postorogénique du Paléohélikien. Également du même âge, de petites masses de roches de couverture s'étendent sur les orogènes de l'Hudsonien partout dans la partie principale de la province de Churchill et dans la zone de plissements du Labrador.

Néohélikien. Dans la zone de plissements de Naskaupi, le conglomérat, le quartzite, l'ardoise, l'argilite et les roches volcaniques sont d'âge néohélikien car ces roches reposent en discordance sur un orogène de l'Elsonien et ont été plissées au cours du Grenvillien. Le groupe de Wakeham, dans la province de Grenville, appartient peut-être au Néohélikien vu qu'il est probablement plus récent que l'anorthosite, qu'il repose apparemment en discordance sur les gneiss et qu'il a été plissé au cours du Grenvillien. Quelques granites de la province de Grenville ont été mis en place au cours de l'orogénèse du Grenvillien, mais à la fin du Néohélikien. Des roches néohélikiennes s'étendent à l'extérieur de la province de Grenville. Par exemple, des roches de couverture sédimentaires et volcaniques du Néohélikien recouvrent des roches de l'Archéen dans la province de Nain de l'Est. Sont également du Néohélikien, mais apparemment d'âge plus ancien que l'orogénèse du Grenvillien, les intrusions postorogéniques de roches basiques du complexe de Muskox dans l'orogène de l'Hudsonien de la province de l'Ours, de plusieurs

complexes de carbonatite et de la syénite de Caldwell dans l'orogène du Kénoranien de la province du lac Supérieur et des sills de Logan dans la province du Sud.

Hadrymien

L'orogène du Grenvillien est recouvert en discordance par le conglomérat et le grès presque non plissés du bassin du lac Melville, lesquels peuvent être de l'Hadrymien ou plus récents. Les intrusions postorogéniques de l'Hadrymien comprennent des dykes de diabase dans les provinces de Grenville, de l'Ours et de Churchill et des stocks de syénite dans la province de Grenville. Sont également de l'Hadrymien, le grès, le schiste argileux et la dolomie d'au moins la partie la plus élevée de la succession de l'homoclinal de Coppermine, de l'enclave de Brock et du bassin du lac Supérieur, les roches semblables et les basaltes de l'enclave de Minto. Hors des limites du Bouclier canadien, l'Hadrymien est bien représenté dans les zones de plissements des Appalaches et de la Cordillère.

Levés géophysiques

Gravité

Le Bouclier canadien a été couvert presque en entier par des levés gravimétriques de reconnaissance (carte 1257A). L'allure des contours sur la plus grande partie de la carte gravimétrique est irrégulière et non linéaire et les valeurs varient entre 0 et -70 milligals; cette allure irrégulière générale contraste avec quelques régions d'allures linéaires bien marquées. Ces régions d'allures linéaires sont étroitement reliées à des traits géologiques majeurs, tout spécialement aux zones de limites entre les provinces tectoniques. Par exemple, une anomalie négative très évidente, dont les valeurs varient entre -70 à -110 milligals, s'étend presque parallèlement le long du front de Grenville, sur environ 500 milles, et demeure sur presque toute cette longueur sur le côté de la province de Grenville. Également, le front de Nelson est presque parallèle, sur le côté du Kénoranien, à une anomalie positive variant entre -30 et 0 milligals, à orientation transversale à la direction est des roches sous jacentes; elle continue sous des roches de couverture de la plate-forme adjacente sur une longueur de 800 milles. Cette anomalie positive, sur une partie de sa longueur, est parallèle à des anomalies négatives complémentaires sises sur ses deux côtés. Une anomalie négative s'étend sur le côté du Kénoranien le long du front de Thelon et, sur le côté de l'Hudsonien de ce front, il y a une anomalie positive complémentaire. Le contact entre l'orogène du Kénoranien de la province du lac Supérieur et les roches sus-jacentes des zones de plissements du Labrador et de Cape Smith est le lieu d'une anomalie négative variant entre -30 et -60 milligals et, à l'intérieur de la zone de plissements de Cape Smith, cette direction est parallèle à d'autres anomalies positives et négatives qui suivent les structures géologiques.

À l'intérieur de la province du lac Supérieur, des anomalies positives de l'ordre de -30 à 0 milligals suivent la zone de Kapuskasing et une anomalie moins importante s'étend en partie le long de la zone d'English River. Dans la province de l'Ours, une autre anomalie gravimétrique positive

variant entre -30 et $+20$ milligals passe par et au-delà du complexe de Muskox.

Magnétisme

Presque toutes les parties sud et ouest du Bouclier canadien ont été couvertes par des levés aéromagnétiques d'intensité totale effectués à basse altitude. Les résultats ont été publiés sous forme de contours sur cartes détaillées. Sur de grandes régions, on a enlevé le gradient magnétique régional, dû à certains effets profonds. Il en est résulté une carte à contours magnétiques dus à cette partie magnétique peu profonde de la croûte (carte 1255A). Sur cette carte, on y voit des régions et zones de faible intensité alternant avec d'autres de forte intensité et vice versa; cette alternance reflète pour une bonne part et de façon grossière les structures géologiques. Par exemple, on peut voir facilement que les directions dominantes s'étendent vers le nord dans la province des Esclaves et vers l'est dans la partie sud de la province du lac Supérieur. On peut aussi facilement distinguer que les directions dominantes sont vers le nord-est et l'est dans la partie sud-ouest de la province de Churchill, tandis que celles de la province de Grenville sont d'allure irrégulière, tourmentée et de petites dimensions, ce qui reflète des structures extrêmement complexes. L'allure magnétique fait ressortir aussi les différences dans les structures de chaque côté des fronts orogéniques. Un bon exemple est donné par l'étendue et les traits peu définis d'une région d'intensité magnétique négative à l'intérieur de la province de Grenville, près du front de Grenville et parallèle à celui-ci sur 250 milles. Cette région d'intensité magnétique négative coïncide avec une partie de la longue anomalie gravimétrique négative décrite ci-dessus. Une succession d'anomalies magnétiques positives, situées plus près du front que la région de faible intensité et parallèle à celui-ci, coupent les directions magnétiques tendant vers l'est des provinces avoisinantes du lac Supérieur et du Sud. Également,

le long du front de Nelson, les directions magnétiques de la province du lac Supérieur ont une orientation est et sont nettement coupées par une anomalie magnétique négative et par une anomalie positive complémentaire, parallèle au front sur le côté de la province de Churchill. A l'intérieur de la province de Churchill, la faille de McDonald délimite la frontière sud de la zone de plissements d'East Arm et s'étend le long de la limite nord d'une anomalie magnétique positive. A l'intérieur de la zone de Kapuskasing, les anomalies magnétiques positives ont une direction nord, coupent les directions orientées est dans les parties avoisinantes de la province du lac Supérieur et correspondent en partie aux anomalies gravimétriques positives déjà mentionnées. D'autre part, la zone d'English River, sur la majeure partie de son étendue, est marquée par une anomalie magnétique positive, laquelle coïncide en partie avec une anomalie gravimétrique positive. L'allure des contours magnétiques au-dessus des roches sédimentaires de couverture décrit les directions structurales du soubassement. Sur les cartes en détail, les dykes de diabase sont marqués très distinctement par des anomalies magnétiques positives et par endroits négatives. De nombreuses carbonatites et autres intrusions basiques sont marquées par des anomalies magnétiques positives. Il en est de même des formations ferrifères et de quelques coulées de lave basique.

Séismologie

L'épaisseur de la croûte terrestre sous les régions d'affleurements du Bouclier et des plates-formes reste peu connue, mais des études séismologiques locales, à l'aide d'explosifs chimiques, indiquent que la croûte a une épaisseur moyenne de l'ordre de 35 à 45 kilomètres. Elle atteint une épaisseur de 50 kilomètres sous les bassins du lac Supérieur et de Williston et de 25 kilomètres sous la plate-forme de la baie d'Hudson.

LA PROVINCE DU LAC SUPÉRIEUR

Résumé tectonique

Les plus vieilles roches de la province du lac Supérieur sont volcaniques, sédimentaires et archéennes. Ces roches se sont déposées dans plusieurs eugéosynclinaux orientés vers l'est, probablement d'âges différents et tectoniquement indépendants. Ces roches ont subi les effets de l'orogénèse du Kénoranien au cours de laquelle elles ont été plissées, faillées, métamorphosées et envahies par des roches granitiques. Nombre des zones majeures de cisaillement dans les zones de roches volcaniques ont probablement commencé à se former au cours des dernières phases de l'orogénèse. Les successions archéennes ont peut-être aussi été affectées par de plus anciennes orogénèses et les événements ultérieurs en ont caché les effets. L'âge moyen au K-Ar des roches granitiques du Kénoranien est de l'ordre de 2,480 m.a.

Après l'orogénèse du Kénoranien, les roches ont été profondément érodées et les sédiments aphébiens et hélikiens ont été déposés dans un certain nombre de bassins. A différents temps, les roches archéennes ont subi l'intrusion de systèmes de dykes de diabase, ont été coupées par des failles importantes et ont subi la pénétration d'intrusions alcalines. Au moins neuf systèmes de dykes de diabase se trouvent dans la province du lac Supérieur. Le plus ancien a autour de 2,200 m.a. et les plus récents ont environ 2,000, 1,900, 1,400, 1,200 et 1,000 m.a. Plusieurs systèmes de failles à fort pendage caractérisées par des zones de brèche, de cisaillement et de mylonite, coupent les roches archéennes. Leurs orientations varient et leur âge relatif n'est généralement pas connu, mais il est possible que plusieurs périodes de faille soient reliées aux intrusions de diabase et aux dépôts dans les bassins

sédimentaires de l'Aphébien. Il reste possible que ces récentes déformations soient survenues au cours des orogènes de l'Hudsonien et du Grenvillien et au cours de la formation du bassin du lac Supérieur.

Volcanisme et sédimentation

Les roches sédimentaires et volcaniques de l'Archéen dans les parties sud et ouest de la province du lac Supérieur se présentent sous la forme de longues zones orientées vers l'est, séparées par des régions de roches granitiques. Les roches volcaniques et sédimentaires présentent des relations stratigraphiques variées dans toute la province et même dans chaque zone. Dans la plupart des régions où les données de structure sont bonnes, les roches volcaniques sont les plus anciennes et reposent en concordance sous des sédiments. Cependant, dans certaines régions, les sédiments se trouvent à la base de la succession. Dans quelques zones, la succession régulière de roches volcaniques et sédimentaires est suivie par d'autres roches volcaniques et quelquefois par une seconde succession volcano-sédimentaire. Fréquemment, les roches volcaniques, notamment les types acides, semblent passer le long de la direction des formations par une zone de transition composée de formations volcano-sédimentaires interdigitées, en une succession sédimentaire. Il semble y avoir eu une transition graduelle entre le volcanisme et la sédimentation et aussi sans arrêt significatif de temps; à certaines périodes, les phénomènes de sédimentation et de volcanisme étaient simultanés dans différentes parties des géosynclinaux (fig. IV-4). Des discordances locales sont connues, mais il est possible qu'elles ne soient pas d'extension régionale. Une exception est la discordance angulaire dans la zone d'Abitibi entre les roches du Témiscamien et l'assemblage volcano-sédimentaire sous-jacent.

L'épaisseur des complexes archéens varie d'une zone à l'autre et à l'intérieur de chaque zone (fig. IV-5). Des épaisseurs de 25,000 pieds sont courantes et on connaît des épais-

seurs de l'ordre de 50,000 pieds. Les roches volcaniques forment la plus grande partie des successions épaisses. Les sédiments se présentent en grande épaisseur lorsque la partie volcanique est mince (Moorhouse, 1965). Goodwin (1965) estime que les roches archéennes se composent d'environ 80 p. 100 de roches volcaniques et 10 p. 100 de roches sédimentaires. Du fait que ces roches ont été granitisées, on ignore leur véritable épaisseur, il est donc possible que celle des sédiments a été de beaucoup sous-estimée.

Les successions volcaniques archéennes ont une grande ressemblance. Elles sont composées de diverses proportions de basalte, de laves intermédiaires et acides, de tufs, de brèches et de petites quantités de sédiments. Les laves basiques prédominent dans les deux tiers inférieurs de la plupart des successions tandis que les coulées acides, si présentes, s'étendent dans les parties supérieures. La phase, de composition intermédiaire à acide, a une répartition plus locale et se présente sous forme d'épaisses successions dans des régions dispersées le long de zones volcaniques individuelles qui représentent probablement des strato-volcans construits sur une base de lave basique. Dans certaines régions, ce cycle volcanique est répété ou en partie répété, entraînant des variations dans la stratigraphie des zones. La phase sédimentaire apparaît souvent comme contemporaine de l'accumulation des roches volcaniques acides, lesquelles ont fourni par érosion une partie des débris. Toute résurgence de volcanisme après le début de la sédimentation a donné généralement d'étroites bandes de roches volcaniques basiques ou plus communément de roches volcaniques acides près de la base des sédiments. Les laves de la province du lac Supérieur appartiennent à la phase calco-alcaline tandis que les basaltes semblent être dérivés du type tholéitique de magma (Wilson et coll., 1965; Goodwin, 1965). Des sills, des dykes et des masses irrégulières de gabbro et de diorite pénètrent les laves, généralement les laves basiques. Des stocks acides à grains fins souvent porphyriques se trouvent dans ou près des roches volcaniques acides. Les deux types d'intrusions hypabyssales sont probablement contem-

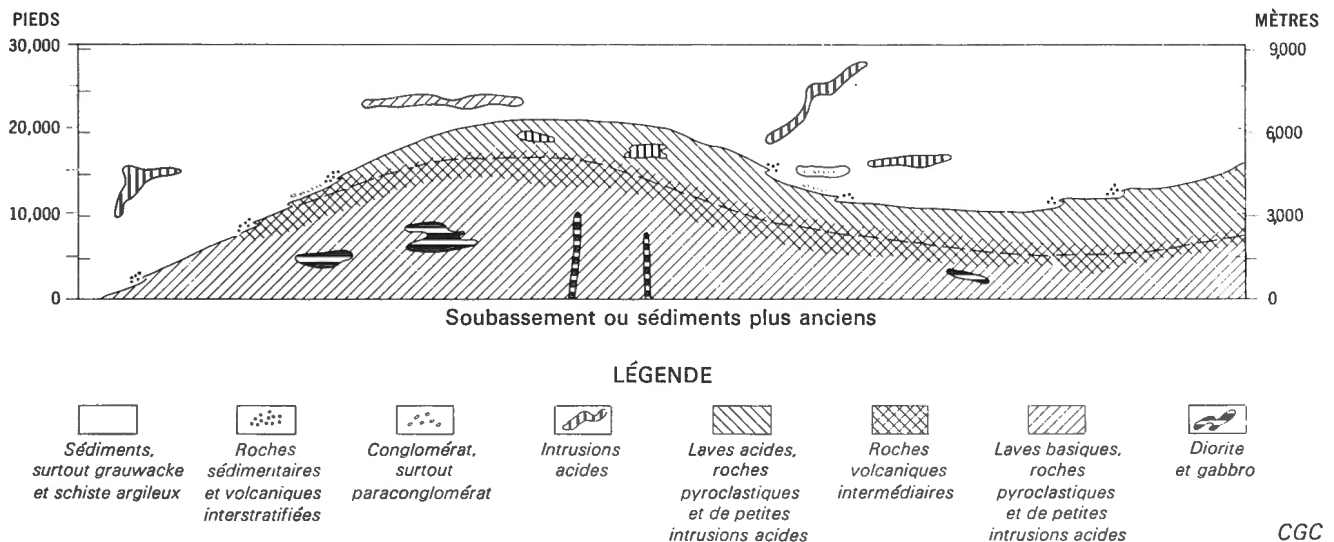


FIGURE IV-4. Coupe schématique d'un complexe volcano-sédimentaire de l'Archéen (J. C. McGlynn).

porains de l'activité volcanique environnante. Des roches ultrabasiques s'étendent sous forme de parties différenciées de masses gabbroïques ou sous forme de petites masses discrètes qui peuvent se présenter dans des zones de failles et dont les âges relatifs aux roches granitiques environnantes demeurent souvent inconnus. Les minéraux constituant de ces roches sont généralement altérés en serpentine. Les connaissances manquent au sujet de ces roches, mais il reste possible que toutes les masses ultrabasiques aient formé des intrusions le long de zones de failles majeures, généralement dans des roches volcaniques au cours de la première phase du cycle tectonique.

Les sédiments archéens typiques dans les différentes zones sont de la grauwaacke interstratifiée avec du schiste argileux. Leur composition varie considérablement, mais la grauwaacke feldspathique, lithique et quartzreuse, et la subgrauwaacke sont communes. Le schiste argileux ou l'argilite est normalement interstratifié avec la grauwaacke et constitue généralement la partie supérieure de couches à granuloclasement vertical où il se présente sous forme d'épaisses couches homogènes. Les structures primaires communément présen-

tes en plus du granuloclasement vertical sont des structures en flamme, des cannelures, de la stratification entrecroisée sur une petite échelle, et des lamelles parallèles et en volutes.

On trouve des conglomérats dans les successions de grauwaacke, généralement près de leur base juste au-dessus des roches volcaniques. Ces conglomérats peuvent atteindre plusieurs milliers de pieds d'épaisseur, mais souvent ils se terminent rapidement en coin le long de la direction des formations. Généralement massifs et mal triés, ces conglomérats sont formés de phénoclastes, de la grosseur d'un grain à celle d'un bloc, qui reposent dans une matrice à composition de grauwaacke. Les phénoclastes sont de subangulaires à arrondis et consistent en roches volcaniques, en quartz, en quelques roches porphyriques et en petites quantités de roches granitiques, de grauwaacke et d'argilite. Il est évident qu'antérieurement les géologues utilisaient le terme «granite» pour des clastes d'intrusions acides porphyriques, apparentées dans le temps aux roches volcaniques et, de ce fait, ils ont donné l'impression que les blocs granitiques forment une grande proportion des clastes des conglomérats archéens. Donaldson et Jackson (1965) ont montré que les blocs de roches grani-

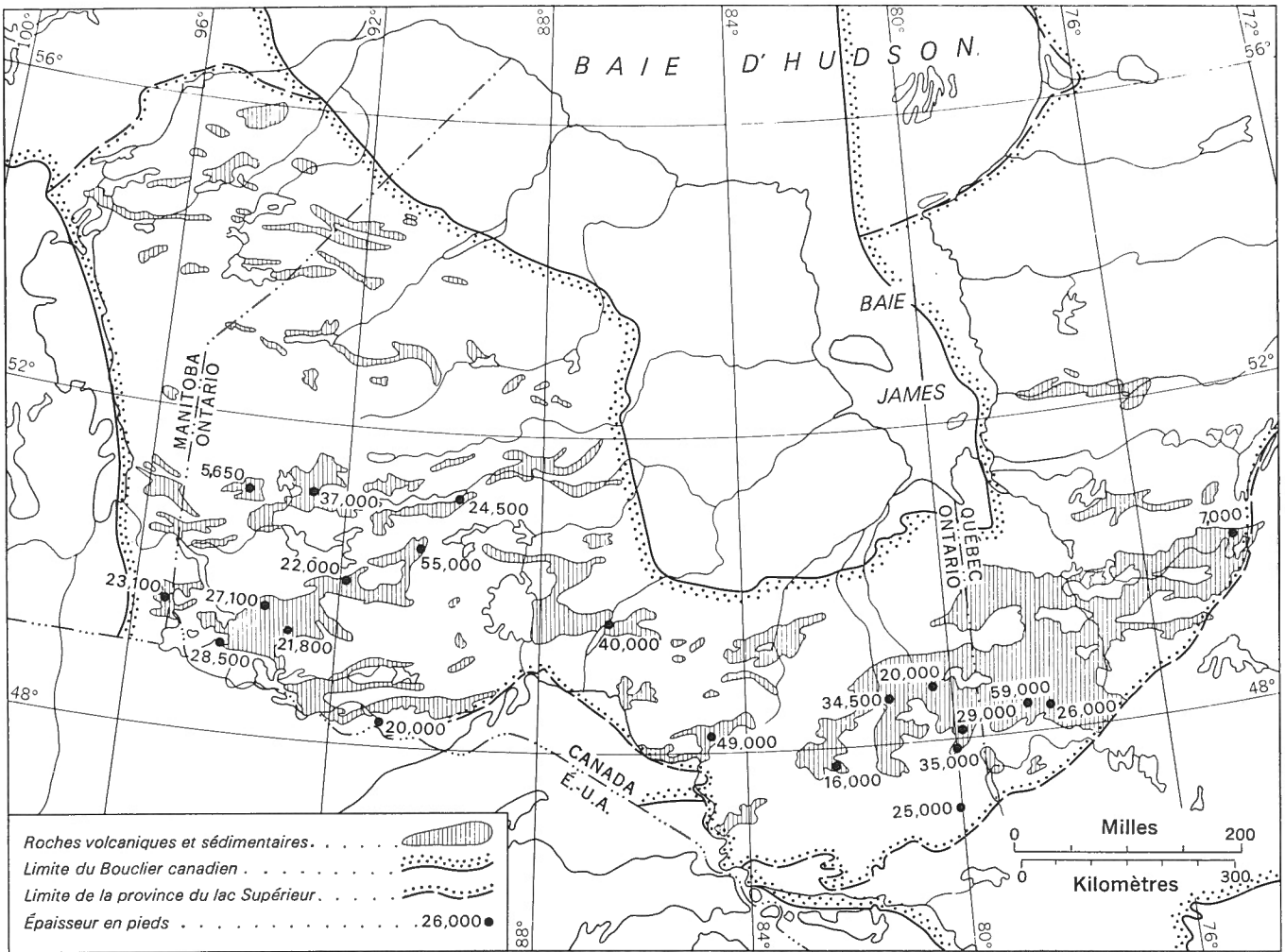


FIGURE IV-5. Évaluation des épaisseurs des successions volcaniques et sédimentaires de l'Archéen dans la province du lac Supérieur (Moorhouse, 1965).

tiques et de quelques gneiss se trouvent généralement en petites quantités, dans une proportion de moins de 10 p. 100.

Les autres roches sédimentaires incluent de la formation ferrifère, du quartzite relativement pur et des roches calcaires. Les formations ferrifères se présentent en couches, épaisses de quelques pouces à plusieurs centaines de pieds, et s'étendent le long de la direction des formations sur plus de 10 milles. Elles sont constituées typiquement de couches minces de chert interstratifiées avec des bandes riches en magnétite et hématite (voir chapitre V, frontispice). Quelques couches contiennent des silicates riches en fer, des sulfures et des carbonates de fer. Les formations ferrifères se trouvent généralement dans les phases de tuf acide des successions volcaniques, au-dessous des bandes de coulées basiques ou dans d'autres sédiments juste au-dessus des successions volcaniques. Du fait d'une étroite relation spatiale entre les formations ferrifères et les roches volcaniques, on conclut que le fer et la silice de ces sédiments résultent de l'activité volcanique. Les formations ferrifères sont souvent associées au schiste noir riche en sulfure. Les calcaires, relativement rares dans l'Archéen, se trouvent typiquement sous forme de minces couches associées avec les formations ferrifères ou avec le schiste noir et des minces couches de quartzite généralement dans les roches volcaniques ou sous forme de couches intercalées dans les tufs. Donaldson et Jackson (1965) décrivent des grès archéens à ciment de carbonates se transformant graduellement en des roches carbonatées riches en quartz. Les sédiments archéens de la province du lac Supérieur ont la plupart des caractéristiques des faciès flysch (Pettijohn, 1943), les structures primaires étant compatibles avec une sédimentation par courants de turbidité dans un environnement eugéosynclinal.

On a beaucoup spéculé sur la nature de la source des sédiments archéens. Il a été suggéré que l'ensemble de ces sédiments provenait des roches volcaniques. Il est certain que plus de la moitié des clastes dans la plupart des conglomérats sont des matériaux volcaniques reliés peut-être aux roches volcaniques voisines. Il est généralement suggéré que la rapide érosion des roches volcaniques acides, érosion réalisée en partie dans des conditions subaériennes, a fourni la majorité du quartz et du feldspath de la grauwacke. Donaldson et Jackson (1965) expriment un doute sur les roches volcaniques comme pouvant être une source suffisante du quartz dans les grauwackes quartzieuses de la région du lac Spirit-Nord. En général, le quartz est un constituant mineur des laves basiques et dans la plupart des roches volcaniques acides il se présente en grains plus petits que ceux présents dans les roches sédimentaires. Par ailleurs, les cailloux granitiques et granito-gneissiques dans les conglomérats nécessitent une source différente des successions volcaniques. Dans toute zone volcanique considérée séparément, les laves acides et les pyroclastes sont dispersés et constituent une partie relativement petite du volume de lave. Elles sont une source d'approvisionnement, mais seulement pour les parties voisines du bassin. Il semble probable que les roches volcaniques en bordure des bassins sédimentaires ont fourni la plupart des clastes grossiers des conglomérats et une partie du quartz et

des feldspaths dans les sables, et que les blocs de roches granitiques et de quartz et une partie des grains des sables proviennent de régions de roches plutoniques. Du fait que la composition des grauwackes et des clastes dans les conglomérats varie à travers la région, l'importance relative des deux sources varie aussi.

La question soulevée, à savoir si les différentes zones de roches volcaniques représentent les restes de plusieurs géosynclinaux indépendants, d'âge différent, ou d'un vaste complexe géosynclinal déformé ultérieurement par une orogénèse, est encore sans réponse. Il semble plus raisonnable, toutefois, de penser que le volcanisme était localisé le long d'un certain nombre de zones de faiblesse orientées est et que les roches volcaniques n'ont jamais recouvert la région en totalité d'une couche continue. Leur épaisseur et leur résistance à la granitisation leur ont permis de résister à l'orogénèse postérieure à leur formation et ont pu avoir une influence déterminante sur les directions tectoniques de l'orogénèse. Du fait que la sédimentation a pris place à l'intérieur et près de ces zones, des régions d'alimentation de ces zones de sédimentation ont dû exister entre quelques-unes des zones volcaniques. Ces régions de croûte ancienne ont par la suite été modifiées ou détruites au cours des orogénèses subséquentes, puisqu'il reste bien peu d'évidences géologiques directes de ce soubassement ou croûte. Les roches granitiques le long des limites des zones de roches archéennes sont invariablement intrusives dans celles-ci. Les roches archéennes le long des zones gneissiques sont séparées des zones de gneiss par des failles ou se transforment graduellement en ces zones en passant par une série de zones au métamorphisme plus avancé. Une exception est possible dans la région du lac Cross au Manitoba (Rousell, 1965), où les sédiments du groupe de Cross Lake recouvrent en concordance des laves basiques et reposent en discordance sur des gneiss granodioritiques interprétés comme représentant le soubassement des roches sédimentaires et volcaniques. Les roches du Témiscamien dans la région de Kirkland Lake sont séparées des anciennes roches volcaniques et sédimentaires de l'Archéen par une discordance angulaire. Ces sédiments et les laves trachytiques associées, riches en potasse et source des débris des sédiments, sont différents des successions normales archéennes. Ces roches du Témiscamien sont peut-être plus récentes que les sédiments normaux archéens; il est donc possible qu'elles se soient formées dans un endroit spécial qu'on ne trouve pas ailleurs dans cette province.

Orogenèse du Kénoranien

Toutes les roches de l'Archéen de la province du lac Supérieur ont subi les effets de l'orogénèse du Kénoranien. Cette orogénèse représente une succession d'événements, probablement complexes mais en majorité non déterminés, qui comprend des plissements, des failles de cisaillement, des effets de métamorphisme et des intrusions granitiques. Les roches archéennes dans presque toutes les parties de la province sont plissées suivant des axes à direction est. Les plis plongent suivant des angles moyens vers l'est ou vers l'ouest. Quelques-uns sont modifiés par des plis transversaux récents.

Les plans axiaux de ces plis récents sont orientés nord-ouest, nord ou nord-est et ont un pendage prononcé. Les plis récents plongent suivant des angles forts. Les épaisses bandes de roches volcaniques sont généralement déformées en plis de grande envergure ou se présentent sous forme de successions homoclinales. Les minces bandes de roches volcaniques et sédimentaires sont plissées d'une façon plus complexe. Les zones de cisaillement à chlorite et à carbonate dans les minces successions de roches volcaniques, près ou le long des contacts volcano-sédimentaires, sont souvent presque parallèles à l'orientation régionale des axes de plis et s'étendent localement le long des zones axiales des plis. Il est donc possible qu'elles se soient formées au cours du plissement et qu'elles traversent les roches granitiques, mais, dans certaines régions, elles semblent être plus anciennes que les intrusions des derniers effets tectoniques.

Des roches granitiques de composition diverse ont envahi les roches archéennes et par suite de grandes quantités de sédiments et quelques roches volcaniques ont été transformées en gneiss granitiques par le processus de granitisation. Des roches fortement métamorphosées et granitisées sont largement répandues dans plusieurs longues zones orientées est, telles que les sous-provinces de Quetico et d'English River de l'ouest ontarien. D'autres zones non dénommées se trouvent dans le Nouveau-Québec et le long de la limite sud de la zone de roches volcaniques de Noranda et Kirkland Lake. Les zones de gneiss sont localement séparées des roches anciennes par des zones de failles majeures. Dans la plupart des régions, cependant, on peut suivre des roches sédimentaires ou volcaniques à travers des zones au métamorphisme croissant et à travers des zones à degrés élevés de granitisation jusque dans ces gneiss. Les gneiss sont coupés par des batholites de roches granitiques plus massives. Les directions structurales dans ces zones, probablement la foliation, tendent à être régulières et linéaires et à direction est. Ces roches semblent être des roches archéennes transformées en gneiss dans des parties de profondes dépressions de géosynclinal. Les masses relativement denses de granite sont des roches intrusives formées à un niveau élevé. Les régions situées entre les roches archéennes et les zones de gneiss sont recouvertes en majorité de roches granitiques à directions structurales curvilignes (Stockwell, 1964). Les roches granitiques de ces régions semblent être des batholites syntectoniques constitués de roches granitiques faiblement gneissiques séparées par des zones de roches anciennes ou des zones de gneiss granitiques et de migmatites pénétrées d'intrusions granitiques, massives et légèrement plus acides de la dernière phase tectonique. De semblables roches traversent les zones volcano-sédimentaires. Des échantillons de tous ces types de roches granitiques ont donné des âges s'échelonnant entre 2,300 et 2,600 m.a. et la moyenne se situe autour de 2,490 m.a. La composition de ces masses granitiques diverses varie, mais la diorite quartzique et la monzonite quartzique semblent être les plus abondantes, et le granite et la syénite s'y trouvent en quantité moindre. Les roches riches en potasse sont ordinairement massives et plus récentes que les autres granites et font partie de la dernière phase tectonique.

Les pegmatites et les granites pegmatiques font généralement partie des zones de gneiss, mais les essaims de dykes pegmatitiques concentrés autour de masses de granite auxquelles ils sont associés se rencontrent d'une façon sporadique dans plusieurs endroits éloignés de cette province. Ces masses de granite auxquelles ils sont associés sont généralement des granites massifs à albite de la dernière phase tectonique ou des granites à muscovite riches en potasse ou des granodiorites. Plusieurs de ces régions à pegmatites se trouvent dans les zones de gneiss. Il est possible que les pegmatites soient ou non zonées intérieurement, mais elles présentent communément une zonation en s'éloignant du granite associé. Quelques-unes des pegmatites contiennent du spodumène, du béryl ou de la tantalite-columbite.

Les roches archéennes sont toujours métamorphosées à un certain degré, variant du faciès schiste vert au faciès amphibolite. Les assemblages de plagioclase, de biotite et de grenat ou d'andalousite, de cordiérite, de staurotide, de biotite, de plagioclase et par endroits de sillimanite sont les assemblages les plus fréquents dans la grauwacke et les schistes argileux dans les zones à métamorphisme élevé. Dans les faciès à métamorphisme moins élevé, les minéraux principaux sont la chlorite, la séricite, la biotite et le plagioclase. Dans les roches volcaniques basiques, on trouve de la hornblende bleu-vert, du plagioclase et par endroits du grenat dans le faciès amphibolite, tandis que dans les roches moins métamorphosées on trouve de la chlorite ou de l'actinolite, du plagioclase et généralement de l'épidote. Dans les zones de gneiss, le métamorphisme atteint le faciès amphibolite et par endroits le faciès granulite, et dans le nord du Québec, s'étendent de vastes régions recouvertes de roches à faciès granulite. À mesure que le métamorphisme s'accroît, les textures primaires et la plupart des structures peuvent être progressivement détruites.

Nord-est de la province du lac Supérieur

La géologie du nord-est de la province du lac Supérieur diffère de celle de la province en général (Eade, 1966a; Stevenson, 1963, 1965). Les roches prégranitiques archéennes reconnaissables y sont beaucoup moins abondantes; de vastes régions reposent sous des gneiss granitiques et des roches métamorphiques du faciès granulite. Les directions structurales dans la moitié sud sont semblables à celles de l'ensemble de la province, mais dans la partie nord de cette région elles sont presque à angle droit. L'absence de roches volcano-sédimentaires reconnaissables, le haut degré de métamorphisme et la granitisation intense font supposer qu'un niveau profond de l'orogène ou de la croûte affleure dans la partie nord et que cette raison peut aussi expliquer le changement dans le style tectonique.

Les roches les plus anciennes connues sont des laves basiques, des laves et des roches pyroclastiques intermédiaires et acides, de petites intrusions ultramafiques et un peu de grauwacke, de quartzite, de conglomérat et de la formation ferrifère. Ces roches sont le mieux représentées à l'est de la baie James où elles s'étendent dans deux zones orientées est



PLANCHE IV-1. Grauwaque de l'Archéen partiellement migmatisé, province du lac Supérieur, Povungnituk (Québec).

et séparées par une large zone de sédiments fortement métamorphisés, de migmatites, de roches granitisées et de gneiss granitiques. D'étroites bandes de roches volcaniques et sédimentaires fortement métamorphisées, peut-être les équivalents des deux zones de roches mentionnées ci-dessus, se présentent éparées dans les roches granitiques de la partie la plus au nord de la province. La zone de gneiss, sise entre les deux zones méridionales de roches archéennes, était formée apparemment à l'origine d'une majorité de roches sédimentaires qui ont été métamorphisées, granitisées, migmatisées et postérieurement pénétrées de granodiorites, probablement au cours de l'orogénèse du Kénoranien. Également les roches archéennes se transforment graduellement en des gneiss granitiques en passant par des zones de migmatites et de gneiss mélangés. Ces gneiss sont également pénétrés de granites massifs à biotite ou à hornblende, de granodiorite et de diorites quartziques, formés probablement au cours de la dernière phase de l'orogénèse.

Dans les parties sud-est et nord de la région, les roches du faciès granulite à hornblende recouvrent de grandes régions. Ces roches sont des gneiss faiblement rubanés à grains grossiers dont les effets des intempéries leur donnent une couleur rouille ou blanche. Ils se transforment graduellement en des paragneiss fortement rubanés de couleur rouille due aux intempéries et caractérisés par du matériau métasédimentaire à grains fins riche en biotite. Les principaux constituants sont du plagioclase verdâtre d'apparence huileuse, du quartz bleu ou gris foncé, de l'hypersthène ou de l'augite, de la hornblende et de la biotite. Les grenats ne sont présents que localement. L'apparence rubanée de ces gneiss et la

présence de rubans riches en biotite (Eade, 1966a) font supposer que ces gneiss dérivent de roches sédimentaires, peut-être du type grauwaque. Les roches du faciès amphibolite se transforment graduellement en ces roches et présentent des structures mineures orientées également dans la même direction. Les minéraux caractéristiques des roches granitisées de ce faciès sont le quartz, le plagioclase, la biotite, la hornblende, l'épidote et généralement le microcline. La structure de ces roches dans la région n'est pas connue en détail. Au sud, à peu près à la latitude du 57°, les roches archéennes et leurs équivalents métamorphisés et granitisés se présentent sous forme de plis orientés est et est-nord-est. Ces structures sont probablement modifiées par des plis transversaux le long d'axes orientés nord-ouest et nord-est. Au nord de la latitude du 57°, la direction régionale des roches est nord-ouest et nord-nord-ouest. Cette région, essentiellement recouverte de gneiss granitiques contenant quelques restes reconnaissables de roches volcaniques et sédimentaires, représente peut-être un niveau plus profond de la croûte.

Un aperçu de la composition chimique de cette partie du Bouclier canadien est donné au tableau IV-2. Les données chimiques sont basées sur des analyses effectuées par fluorescence X et par des méthodes chimiques sur 78 échantillons (Eade et coll., 1966). Aucune variation régionale significative dans la composition chimique n'a été observée, de ce fait, il

TABLEAU IV-2 | *Composition chimique moyenne des roches provenant de la partie nord-est de la province tectonique du lac Supérieur (Eade et coll., 1966)*

	1	2	3	4	5
SiO ₂	64.5	64.7	63.4	65.26	60.3
Al ₂ O ₃	16.1	16.0	16.7	15.67	15.6
Fe ₂ O ₃	1.5	1.5	1.5	1.44	—
FeO.....	2.9	2.9	3.4	2.82	7.2*
MgO.....	2.3	2.3	2.2	2.55	3.9
CaO.....	3.3	3.3	3.6	3.51	5.8
Na ₂ O.....	4.0	4.0	4.0	3.83	3.2
K ₂ O.....	2.78	2.81	2.58	2.93	2.5
H ₂ O (total).....	0.8	0.9	0.7	0.82	—
TiO ₂	0.48	0.47	0.53	0.46	1.0
P ₂ O ₅	0.16	0.16	0.19	0.02	—
MnO.....	0.08	0.08	0.07	0.07	—
CO ₂	0.2	0.2	0.2	0.16	—
Total.....	99.10	99.32	99.07	99.54	99.5

1. Composition moyenne de 200,000 milles carrés de la partie septentrionale du Québec, calculée des données obtenues par la méthode rapide d'analyse chimique par fluorescence X de 78 échantillons combinés de roches et des données obtenues par d'autres méthodes d'analyse.
2. Composition moyenne de toutes les roches du faciès amphibolite de la région.
3. Composition moyenne de toutes les roches du faciès granulite de la région.
4. Composition moyenne de roches choisies déterminée par les méthodes classiques d'analyse chimique (analyste, J. A. Maxwell).
5. Composition moyenne de la croûte terrestre continentale, déterminée à partir d'une partie de roche basique et d'une partie de roche felsique (Taylor, 1964).

*Fer total.

semble invraisemblable qu'il y ait eu variation dans la nature des roches originales de la région. Une comparaison des compositions moyennes des roches du faciès amphibolite à celles des roches du faciès granulite montre des différences mineures mais probablement significatives. Les valeurs de Al_2O_3 , de tout le Fe, de P_2O_5 , de TiO_2 et peut-être de MgO et de CaO sont plus élevées dans le faciès granulite que dans le faciès amphibolite, tandis que les quantités de K_2O , de H_2O et peut-être de SiO_2 sont plus basses. Ces différences sont attribuées à des pertes par les mouvements ascendants de constituants plus mobiles au cours du métamorphisme régional.

Des filots de roches sédimentaires clastiques sont répandus le long de deux zones dans la partie sud-est de la région. Ces roches ont été nommées par Eade (1966a) la formation de Sakami. La partie inférieure de la formation est une succession de couches rouges composées de conglomérat à gros blocs, d'arkose, de mudstone et de siltstone, et la partie supérieure, de quartzite. Ces roches non métamorphisées se présentent en couches horizontales sauf près de la limite des failles orientées nord et nord-est. Ces roches ont été préservées dans des bassins tectoniques. Les couches rouges inférieures se sont peut-être déposées dans des bassins limités par des failles, mais les quartzites supérieures couvraient probablement une région beaucoup plus grande. La formation de Sakami est semblable à d'autres successions protérozoïques telles que le groupe de Dubawnt et les formations de Martin et d'Athabasca dans la province de Churchill.

Les roches les plus récentes sont des dykes de diabase orientés nord, nord-ouest et est-nord-est. Les dykes orientés nord-ouest sont abondants dans la partie nord de la région. Ils ont été datés aux environs de 2,150 m.a. (Fahrig et Wanless, 1963). Les dykes orientés nord-nord-ouest dans la partie sud de la région ont donné un âge approximatif de 1,900 m.a.

Sous-province de Mistassini

Trois groupes de sédiments s'étendent dans la région du lac Mistassini. Ils datent probablement de l'Aphézien du fait qu'ils se présentent comme un couvert cratonique un peu déformé sur l'Archéen. Les roches anciennes constituent le groupe de Chibougamau entre le lac Chibougamau et le lac Mistassini. Elles sont composées de paraconglomérat, d'arkose et de schiste argileux lithologiquement semblables à ceux de la formation de Gowganda du supergroupe de l'Huronien de la province du Sud et sont probablement corrélatives.

Le groupe des Monts Otish, au nord-est du lac Mistassini, a une épaisseur de 3,000 pieds et consiste en quartzite et subarkose à grain de moyen à grossier; la subarkose renferme près de la base des couches de grès grossier et des lentilles de conglomérat à cailloux de quartz (Bergeron, 1957b). Ces roches reposent sous de la subarkose rouge, du schiste argileux et du siltstone. Elles ne sont pas métamorphisées et sont très faiblement plissées. Les déformations augmentent vers le sud-est près du front de Grenville. Selon S. M. Roscoe, les strates du groupe des Monts Otish sont semblables à celles de la formation de Lorraine du supergroupe de l'Huronien et peuvent être corrélatives.

Le groupe de Mistassini s'étend autour du lac Mistassini et a été divisé en cinq formations (Bergeron, 1957a). La plus basse, la formation de Papaskwasati, est constituée de quartzite et de quartzite feldspathique bien lités et comprend des lentilles de conglomérat à cailloux de quartz près de la base. La suivante, la formation de Cheno River, est composée de conglomérat, de subarkose et de grauwacke interstratifiée de dolomie. Des dolomies grises interstratifiées de couches de schiste argileux et de dolomie ferrugineuse de la formation de Lower Albnel sont recouvertes d'une épaisse succession de dolomie sableuse contenant des zones de stromatolites, de dolomie et de quartzite de la formation d'Upper Albnel. La plus récente, la formation de Témiscamie, est composée, dans l'ordre de la succession, de quartzite renfermant des lentilles de conglomérat, d'ardoise, de formations ferrifères et d'ardoise. L'épaisseur du groupe de Mistassini atteint au moins 6,500 pieds et des lacunes stratigraphiques s'étendent à la base des formations d'Upper Albnel et de Témiscamie. Les couches du groupe de Mistassini, orientées entre nord-nord-est et nord-est, ont un pendage régional sud-est. Faiblement plissées suivant des axes de plis orientés nord-est, elles sont traversées par des failles parallèles à la direction des axes des plis. Le long de la limite sud-est du bassin, une faille de chevauchement, à pendage de 44 à 55 degrés sud, sépare les roches du groupe de Mistassini des gneiss de la province de Grenville. Les sédiments près de la faille sont cisailés et à pendage abrupt, et les gneiss sur le côté sud de la faille sont broyés et cisailés. En se référant aux similarités stratigraphiques et lithologiques, particulièrement sur la présence de la formation ferrifère, le groupe de Mistassini peut être mis en corrélation avec les roches aphébiennes du supergroupe de Kaniapiskau du géosynclinal du Labrador. Les formations ferrifères, bien qu'elles soient très déformées dans la province de Grenville, sont presque contiguës. Les âges relatifs des successions des groupes des Monts Otish et de Chibougamau, y compris les roches du groupe de Mistassini, n'ont pas été établis.

Les couches du groupe des Monts Otish ont subi l'intrusion de sills gabbroïques d'environ 1,900 m.a. Les dykes de diabase à direction nord-nord-ouest traversent les roches des groupes de Mistassini et des Monts Otish et les roches anciennes.

Région de Timmins-Noranda-Malartic

Les roches volcaniques et sédimentaires de la région de Timmins-Noranda-Malartic font partie du plus vaste et probablement du plus épais complexe archéen de la province du lac Supérieur. Ces roches recouvrent une grande partie de la sous-province d'Abitibi. Malgré le nombre considérable de travaux géologiques exécutés dans la région, la stratigraphie archéenne de cette zone et toute variation latérale de faciès de roches demeurent très peu connues. On a établi la stratigraphie de certaines régions, mais il est impossible d'établir avec certitude une corrélation entre ces régions.

Dans la région de Cadillac-Malartic, Gunning et Ambrose (1939) ont divisé les roches archéennes en quatre groupes

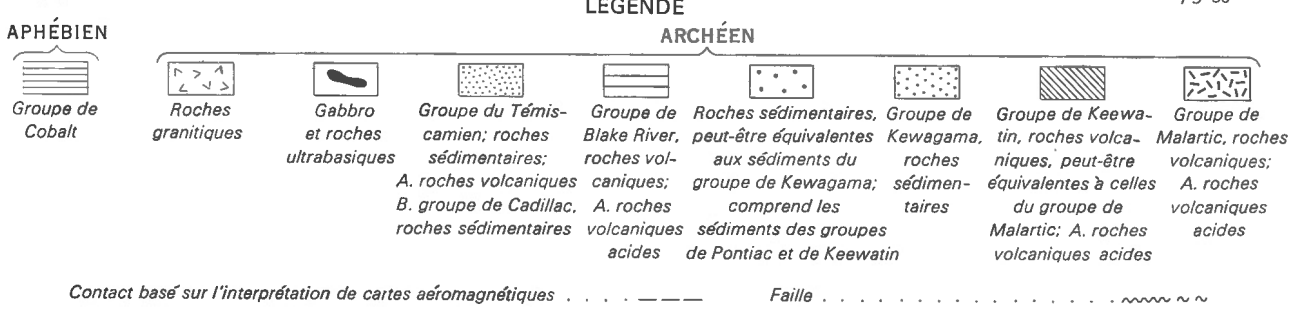
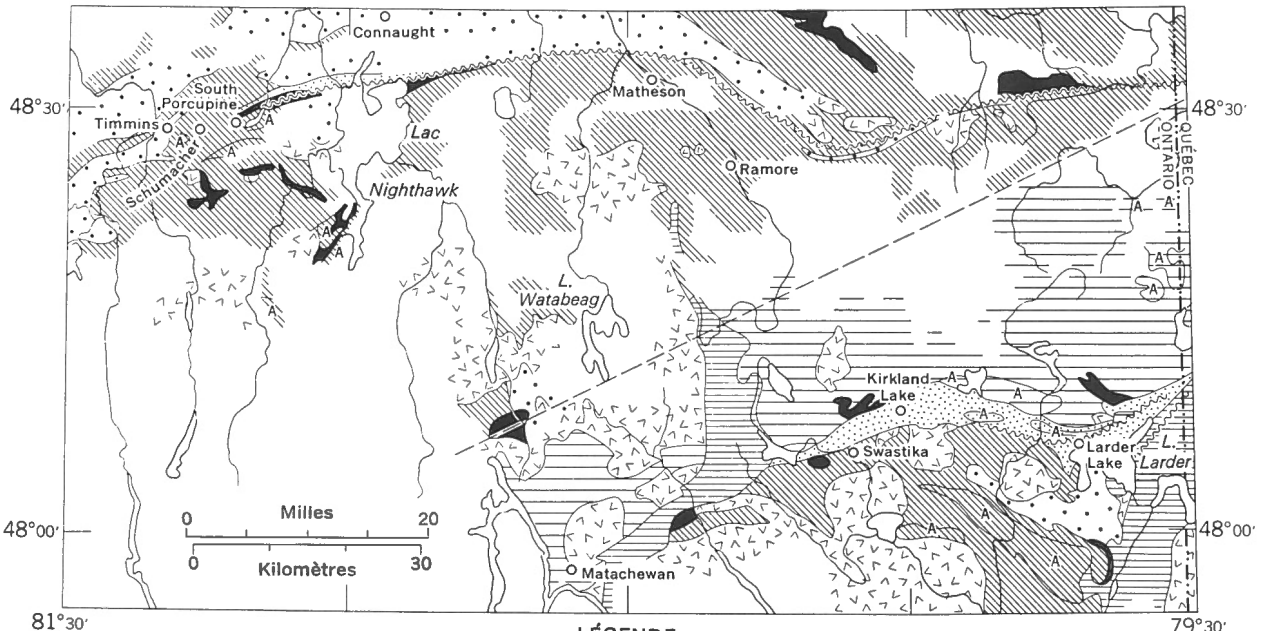
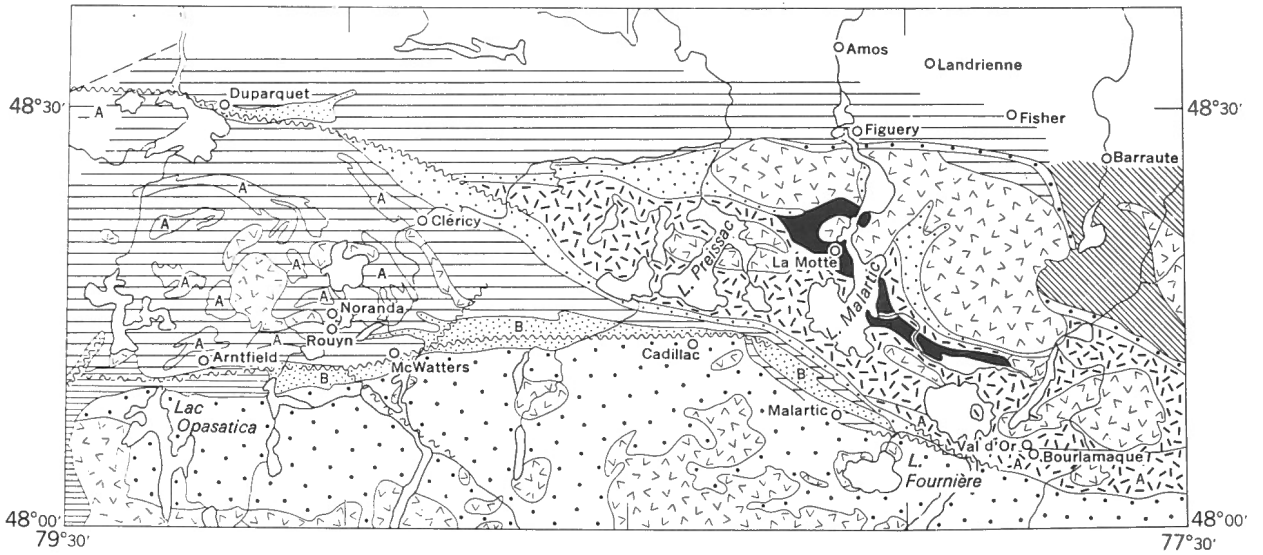


FIGURE IV-6. Géologie de la région de Timmins-Malartic (Ontario et Québec).

(fig. IV-6). Le groupe de Malartic, à la base de la succession, est constitué de laves et de roches pyroclastiques basiques et de laves acides et de tufs près du sommet. Nombre de masses

gabbroïques et ultramafiques se trouvent dans les laves basiques et des intrusions felsiques s'étendent dans les roches volcaniques acides. Une épaisseur minimum de 10,400 pieds

a été estimée à un endroit où la structure est connue, mais il semble vraisemblable qu'à d'autres endroits, au moins 20,000 pieds de coulées peuvent affleurer. Le groupe de Kewagama recouvre en concordance les roches du groupe de Malartic. En plusieurs endroits, l'interstratification des roches volcaniques et des sédiments indique une transition graduelle entre le volcanisme et la sédimentation. Le groupe de Kewagama est composé de grauwackes et d'argilites, fréquemment dans un même lit en contact graduel, de quelques quartzites et de lentilles de conglomérat éparses sis généralement près de la base du groupe. Les blocs des conglomérats consistent en débris volcaniques et en quelques rares galets de quartz et de roches granitiques. Au nord de la faille de Cadillac, les sédiments du groupe de Kewagama ont une épaisseur de 1,000 à 3,000 pieds, et, par endroits, 10,000 pieds. Les roches volcaniques du groupe de Blake River recouvrent en concordance les sédiments du groupe de Kewagama; le contact est caractérisé par une interstratification et une interdigitation de sédiments et de roches volcaniques. Le groupe de Blake River comprend des coulées et des roches pyroclastiques de basiques à intermédiaires, des coulées et des tufs acides et des gabbros, des diorites et des roches felsiques intrusives et reliées aux coulées. Les coulées acides sont plus abondantes dans la partie supérieure de la succession, particulièrement dans les sections épaisses. Les roches volcaniques s'épaississent de l'ouest à l'est suivant la direction des formations à partir de quelques centaines de pieds jusqu'à quelques milliers de pieds; ceci est dû surtout à une très grande quantité de matériaux acides. Gunning et Ambrose estiment un minimum d'épaisseur dans la région de Malartic d'environ 16,000 pieds et dans la région de Noranda, à l'ouest, une section de 40,000 pieds a été mesurée (Baragar, 1966). Ces roches reposent sous le groupe de Cadillac, formé de grauwacke, de quelques conglomérats et de petites quantités de tuf, de formation ferrifère et de quartzite. Environ 15,000 pieds minimum de couches du Cadillac affleurent. Gunning et Ambrose (1939) considèrent que ces roches recouvrent en concordance les roches volcaniques du groupe de Blake River. Aucune discordance structurale n'a été constatée, mais en plusieurs endroits des interstratifications et des interdigitations le long de la direction des roches de ces deux groupes ont été notées. Cependant, vers l'est, au sud de Noranda, M. E. Wilson (1962) montre qu'il existe une discordance à la base du groupe de Cadillac. La relation stratigraphique de Gunning et Ambrose a été déterminée sur le flanc nord d'un synclinal dont l'axe orienté est et sud-est s'étend au nord de la faille de Cadillac. L'axe de ce pli se trouve dans les sédiments du groupe de Cadillac et ces sédiments s'étendent sur les flancs opposés du pli. La stratigraphie des roches anciennes sur le flanc sud du pli est connue. Une vaste zone de cisaillement le long de la faille de Cadillac obscurcit les relations, et la charnière du pli est coupée par la faille. Une mince bande de roches volcaniques se trouve sous des sédiments du groupe de Cadillac sur le flanc sud du synclinal à l'extrémité est de la zone de sédiments. Les sédiments et les roches volcaniques sont en concordance structurale et le sommet des lits des deux groupes est orienté vers l'axe du pli. Gunning et Ambrose (1939), en se basant sur la

similarité de la lithologie, sur la position stratigraphique et sur l'orientation de structures mineures, ont placé ces roches volcaniques dans le groupe de Blake River. La grauwacke et le schiste argileux métamorphisés du groupe de Pontiac reposent en concordance apparente sous les roches volcaniques et leur sommet est en direction nord près du contact avec les roches volcaniques. Les roches du groupe de Pontiac sont plus fortement métamorphisées, elles sont plissées d'une façon plus complexe que les roches du côté nord de la faille de Cadillac, et se transforment graduellement vers le sud en des gneiss granitiques. De minces rubans conformes de roches volcaniques basiques s'étendent dans les sédiments et sont mis en corrélation par Gunning et Ambrose, au groupe de Kewagama. La répartition extensive du groupe de Pontiac et l'absence de roches du groupe de Malartic sous-jacentes sont attribuées à un épaississement des sédiments vers le sud, à un amincissement des roches volcaniques du groupe de Malartic ou à un épaississement tectonique des sédiments moins compétents. Latulippe (1966) croit que les sédiments du groupe de Pontiac sont les équivalents à la fois des roches volcaniques du groupe de Malartic et des sédiments du groupe de Kewagama (tabl. IV-3).

Dans la région de Noranda, de grandes épaisseurs de roches volcaniques semblent être l'équivalent des roches du groupe de Blake River. Ces roches volcaniques reposent sous les sédiments du groupe de Cadillac et se trouvent séparées par endroits par une discordance. Les sédiments du groupe de Cadillac recouvrent aussi en discordance les roches du groupe de Pontiac, lequel, bien que n'étant pas en contact avec les roches volcaniques du groupe de Blake River, renferme des bandes de coulées. La datation isotopique au plomb des dépôts de sulfure dans les roches volcaniques aurait donné des âges de 2,900 à 3,000 m.a. (Roscoe, 1965). Si ces dépôts sont reliés au volcanisme, il est possible que ces datations représentent l'âge des roches du groupe de Blake River.

Dans les régions de Kirkland Lake et de Larder Lake, en Ontario, des roches similaires apparaissent le long de la direction des formations décrites ci-dessus. Les roches anciennes sont des roches volcaniques du Keewatin, lesquelles correspondent aux roches du groupe de Blake River et sans aucun doute font partie de la même succession volcanique. De la grauwacke et du schiste argileux se trouvent dans les roches volcaniques et les recouvrent. Le groupe de Témiscamien recouvre en discordance le Keewatin près de Kirkland Lake tandis qu'à l'est, près de Larder Lake, les roches sont en concordance structurale et le contact est cartographié comme une lacune stratigraphique (Hewitt, 1963). Les roches typiques du Témiscamien s'étendent sur le flanc nord d'un synclinal orienté vers l'est, dont le flanc sud est coupé par la faille de Larder Lake à direction est. Une épaisseur de 16,000 pieds de roches affleure dans ce synclinal et, du fait que le sommet n'est pas apparent, cette épaisseur représente un minimum pour le groupe de Témiscamien. La succession est formée de grauwacke, de schiste argileux, de conglomérat, et de coulées et tufs trachytiques. Le conglomérat, d'une puissance de 4,000 pieds, se présente sous forme de lentilles à un certain nombre d'endroits dans les sédiments. Des trachytes

TABLEAU IV-3

Corrélations des roches archéennes, sous-province d'Abitibi

Porcupine	Lacs Kirkland et Larder	Noranda	Malartic
Témiscamien sédiments 1,500' minimum	Témiscamien grauwacke schiste argileux trachytes tuf (peut être plus récent que Cadillac) 16,000'	Cadillac conglomérat grauwacke schiste argileux	Cadillac conglomérat grauwacke schiste argileux 5,000'
discordance	discordance ou lacune stratigraphique	discordance	
	Keewatin roches volcaniques basiques roches volcaniques acides tuf	Blake River roches volcaniques basiques roches volcaniques acides tuf 40,000'	Blake River roches volcaniques basiques roches volcaniques acides tuf 6,000' minimum
Keewatin sédiments grauwacke schiste argileux conglomérat 3,000'	(peut inclure des sédiments équivalents à ceux du Pontiac ou du Cadillac et des roches volcaniques équivalentes à celles du Malartic)	Pontiac grauwacke schiste argileux équivalents métamorphiques	Kewagama grauwacke schiste argileux 10,000' minimum
Keewatin roches volcaniques basiques roches volcaniques acides tuf 6,000' minimum		(les sédiments peuvent être équivalents à ceux du Malartic)	Malartic roches volcaniques basiques roches volcaniques acides tuf 10,000' minimum

et des porphyres acides constituent la majeure partie des cailloux du conglomérat; les cailloux granitiques sont très rares. Le volcanisme et la sédimentation ont été contemporains; les roches volcaniques affectées par l'érosion ont fourni les blocs au conglomérat et probablement les débris tufacés à la grauwacke à grain fin. Roscoe (1965) remarque que les roches du Témiscamien représentent une suite chimiquement unique à la province du lac Supérieur. Elles sont alcalines et riches en potasse, en soude, en baryum et en strontium. Des filons de plomb-zinc coupent la succession et leurs rapports de plomb isotopique ont donné un modèle d'âge qui approche 2,350 m.a.; cet âge suggère que les gîtes minéraux, et probablement leurs roches encaissantes, remontent à l'orogénèse du Kénoranien. Ces filons seraient donc beaucoup plus récents que les roches volcaniques et sédimentaires du Keewatin. La grauwacke, les schistes argileux et les conglomérats au sud de Larder Lake et de la faille du même nom sont normale-

ment mis en corrélation avec les roches du Témiscamien décrites plus haut, mais elles ne contiennent pas de roches volcaniques trachytiques. Des différences existent également dans la composition des conglomérats des deux zones (Hewitt, 1963). Les roches trachytiques forment les composantes majeures des cailloux dans les conglomérats nordiques, mais elles sont rares ou absentes dans ceux du sud. Des cailloux de chert, de jaspe et de formation ferrifère sont plus abondants dans les conglomérats nordiques. Il est donc possible que ces deux successions soient corrélatives, mais les sédiments au sud de Larder Lake sont peut-être les équivalents des groupes de Pontiac et de Kewagama, dans ce cas, les laves sous-jacentes seraient équivalentes au groupe de Malartic, ou elles sont peut-être corrélatives avec le groupe de Cadillac dénué aussi de lave trachytique.

Aux alentours de Timmins, au nord-ouest de Kirkland Lake, une succession semblable a été identifiée (Ferguson,

1966). Les roches anciennes sont des coulées de laves basiques massives ou en coussins, épaisses d'environ 4,000 pieds, contenant de petites quantités de phases volcaniques apparentées, telles que des coulées variolitiques, des brèches et des tufs basiques. Du gabbro, de la diorite et autres roches différenciées apparentées coupent les laves, et de minces couches d'argilite et de roches cherteuses sont interstratifiées. Les laves reposent en concordance sous 2,000 pieds de roches pyroclastiques acides et de petites quantités de laves et d'intrusions apparentées. Roscoe (1965) remarque que ces roches volcaniques ont un aspect différent sur les cartes aéromagnétiques régionales si on les compare aux laves de la région de Kirkland Lake (fig. IV-7). Sur ces cartes, un contact orienté nord-est peut être tracé entre deux aspects magnétiques différents régionaux. Quelques déterminations de sommet indiquent que les coulées sur les deux côtés de cette ligne ont des sommets orientés vers le sud; les laves de la région de Porcupine sont donc de ce fait plus anciennes et sont peut-être les équivalents des coulées du groupe de Malartic. Les laves reposent en concordance sous plus de 3,000 pieds de grauwaque et d'argilite communément considérés comme des sédiments du Keewatin ou de type Keewatin, mais elles reposent en dis-

cordance sous au moins 1,500 pieds de grauwaque et de schiste argileux de types divers, en lits minces et interstratifiés, et de quelques lits de quartzite et de conglomérat d'épaisseurs variables sis à la base ou près de la base. Les roches volcaniques acides et basiques forment la masse des cailloux du conglomérat. Les sédiments sont généralement considérés comme les équivalents du groupe de Témiscamien. Des roches ultrabasiques semblent être intrusives le long de failles, telles que celle de Destor-Porcupine, et sont de plus récente formation que les plus récentes roches sédimentaires.

Une division en quatre parties des roches archéennes a été établie à l'extrémité orientale de la zone de Timmins-Noranda-Malartic. En d'autres parties de cette zone où la stratigraphie est connue, une telle division peut être valable, mais les corrélations régionales restent incertaines. Toutes les roches archéennes sont plissées le long d'axes orientés vers l'est. Ces plis semblent être modifiés en certains endroits par des plis transversaux d'orientations diverses et sont coupés par plusieurs failles à direction est; ces failles sont d'épaisses zones de cisaillement de chlorite et de carbonate. Des failles majeures de ce type, telles que celles de Larder Lake, de Cadillac et de Destor-Porcupine, s'étendent le long ou près des axes de

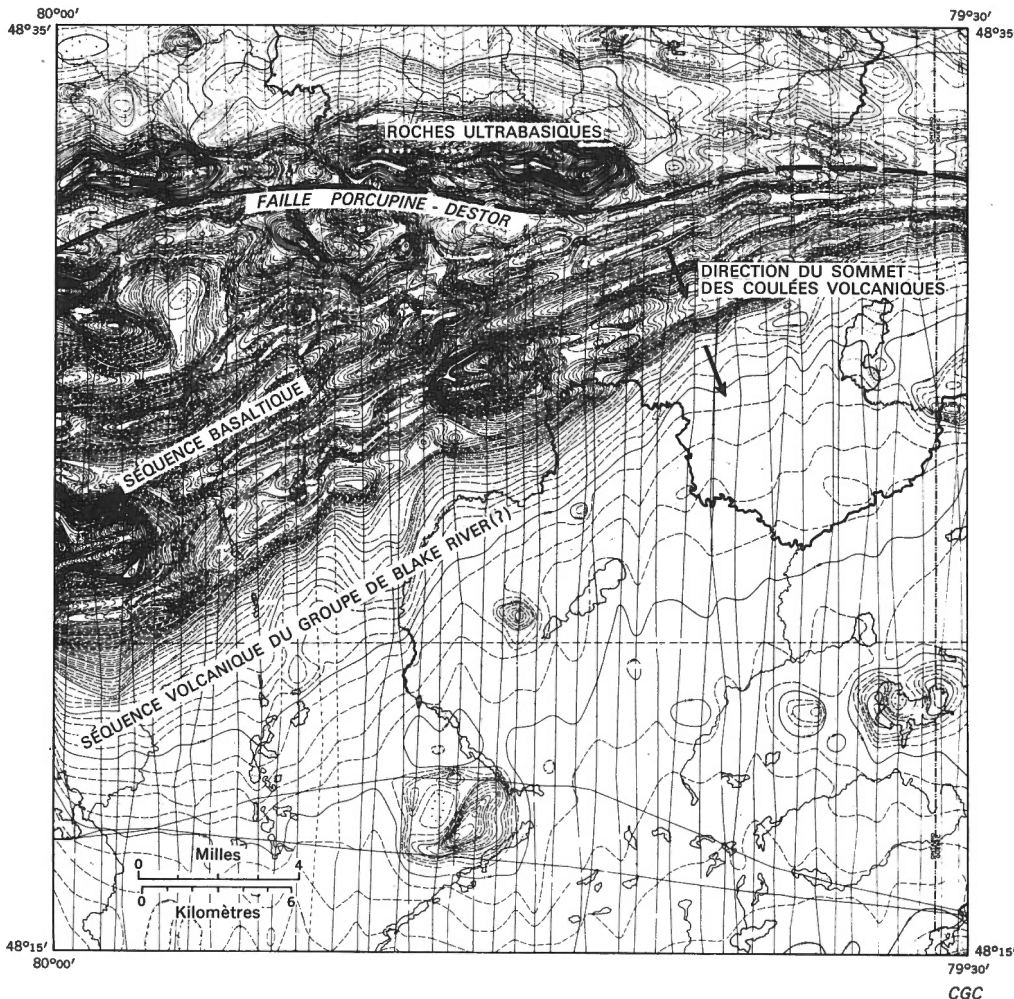


FIGURE IV-7

Expression aéromagnétique de la succession volcanique de la région de Timmins-Kirkland Lake (Ont.) (Roscoe, 1965).

synclinaux. La datation au plomb isotopique de gîtes aurifères de ces zones de failles ou de structures apparentées suggèrent que ces failles remontent à l'orogénèse du Kénozanien et que le cisaillement s'est probablement formé au cours du plissement. Les roches archéennes sont coupées par des granites de compositions diverses. Les stocks les plus récents et de formation à un haut niveau de la croûte tendent à être plus riches en potasse que les grands batholites et les gneiss granitiques. Le métamorphisme, exception faite du métamorphisme de contact avec les roches granitiques, est généralement du faciès schiste vert. Ces roches sont coupées par des failles beaucoup plus jeunes à direction nord-ouest, nord-nord-ouest et nord-est. Quelques-unes coupent des roches de l'Aphébien, déplacent des dykes de diabase d'âge aussi récent que 1,200 m.a. ou forment les flancs d'un graben de sédiments de l'Ordovicien et du Silurien.

Sous-province de Kapuskasing

Dans la sous-province de Kapuskasing, l'intensité de la gravité et des champs magnétiques est anormalement élevée (fig. IV-8). En général, la géologie est typique de la province

du lac Supérieur (Bennett et coll., 1966). Les plus anciennes roches sont des coulées volcaniques, de basiques à acides, des roches pyroclastiques et de la grauwacke et du schiste argileux. Elles s'étendent dans des zones à direction est et sont plissées suivant des axes orientés de l'est vers le sud-ouest. Le métamorphisme est du faciès amphibolite et le long des limites des zones, les roches volcaniques et sédimentaires se transforment graduellement en des gneiss à biotite, à hornblende, à quartz, à feldspath et en migmatite. La structure rubanée est parallèle aux structures des roches volcaniques et sédimentaires et les gneiss sont considérés comme leurs équivalents fortement métamorphisés et granitisés. Tous les types de roches sont coupés par des roches intrusives synorogéniques granitiques, constitués de granodiorite, de monzonites quartziques, de granite et de pegmatite. Ces roches forment de gros batholites ou de petits stocks et des migmatites s'étendent généralement le long de leurs contacts. S'y trouve une zone de gneiss à amphibole, à pyroxène, à grenat et à feldspath, du faciès granulite, orientée sud-sud-ouest et limitée en partie par des failles. La foliation dans cette zone est parallèle à la direction de la zone et coupe les directions structurales régionales orientées est de la province du lac

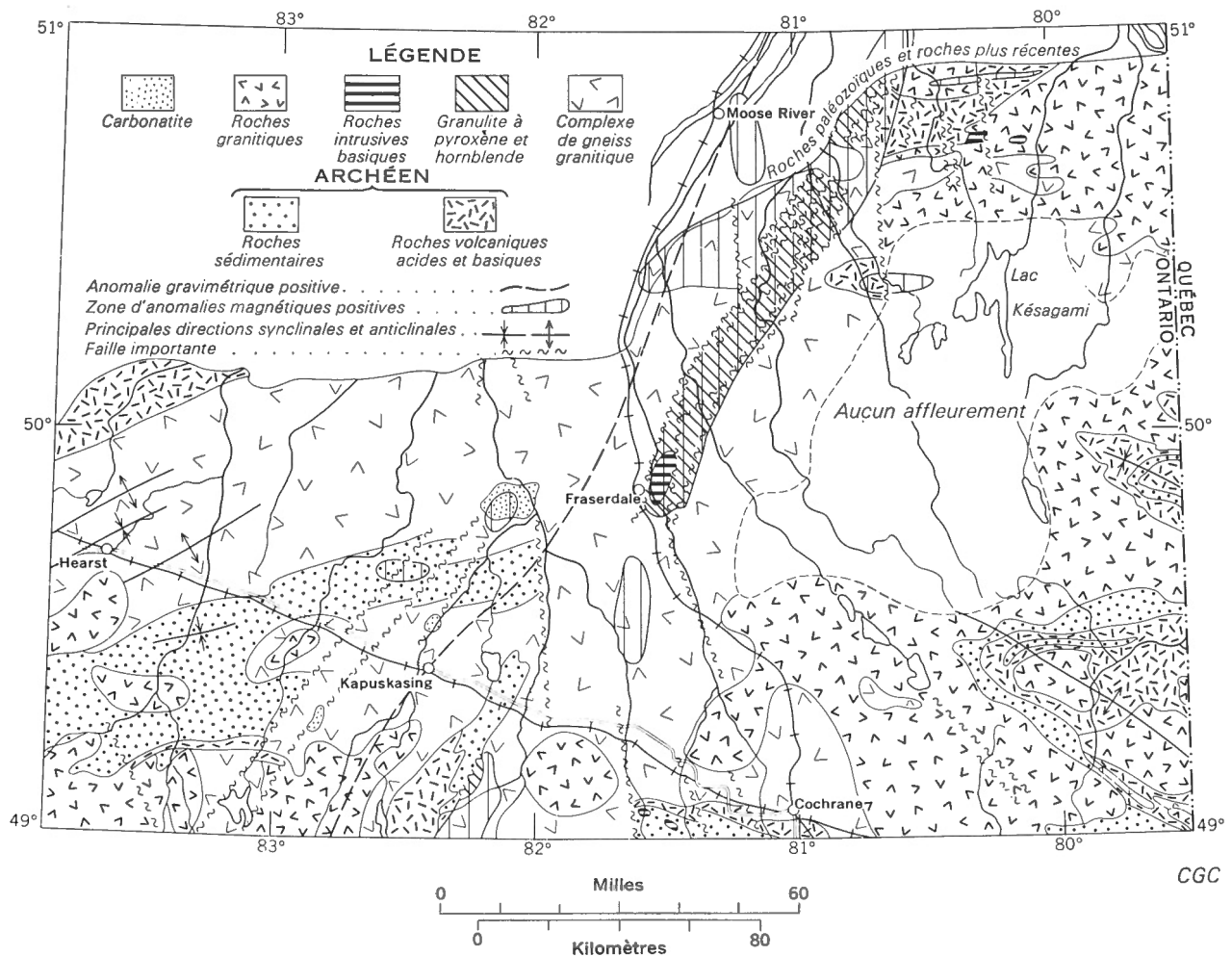


FIGURE IV-8. Géologie d'une partie de la sous-province de Kapuskasing, province du lac Supérieur (Ont.).

Supérieur. La zone, d'environ 120 milles de long, a de 6 à 12 milles de large. Le gneiss à pyroxène semble occuper une zone à multiples failles, orientées du nord au nord-est et marquées par des zones d'intense cisaillement et par des rubans de mylonite. Le gneiss forme des blocs séparés par des failles et sa position actuelle semble due aux mouvements le long des failles.

Des 15 complexes alcalins connus dans la province du lac Supérieur, dix se trouvent dans cette sous-province (fig. IV-9). D'après Parsons (1961), ces complexes sont de petite dimension de forme elliptique et coupent les gneiss granitiques, les roches volcaniques basiques ou les gneiss à pyroxène. Chaque complexe est généralement formé d'un noyau central de carbonatite, entouré d'une syénite à néphéline de composition variable et de zones de pyroxénite ou de roches riches en pyroxène et en carbonate. Les minéraux en majorité dans la syénite sont le feldspath alcalin, la néphéline, le pyroxène sodique et la biotite ferrique. Parsons suggère que la succession des événements dans leur formation a commencé par un percement central dû à des gaz explosifs suivi de l'éjection

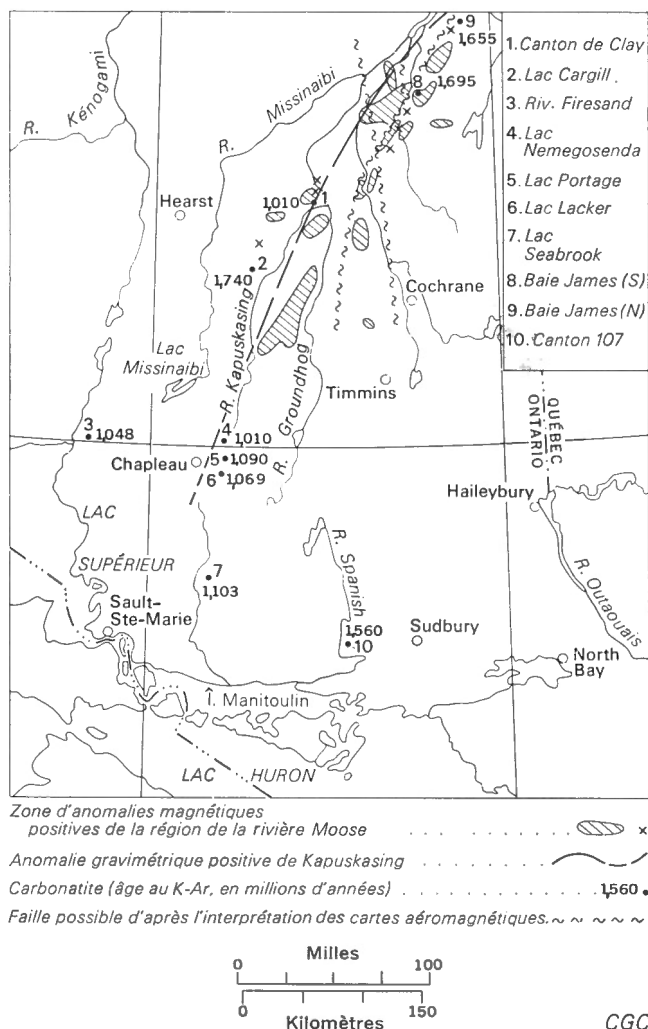
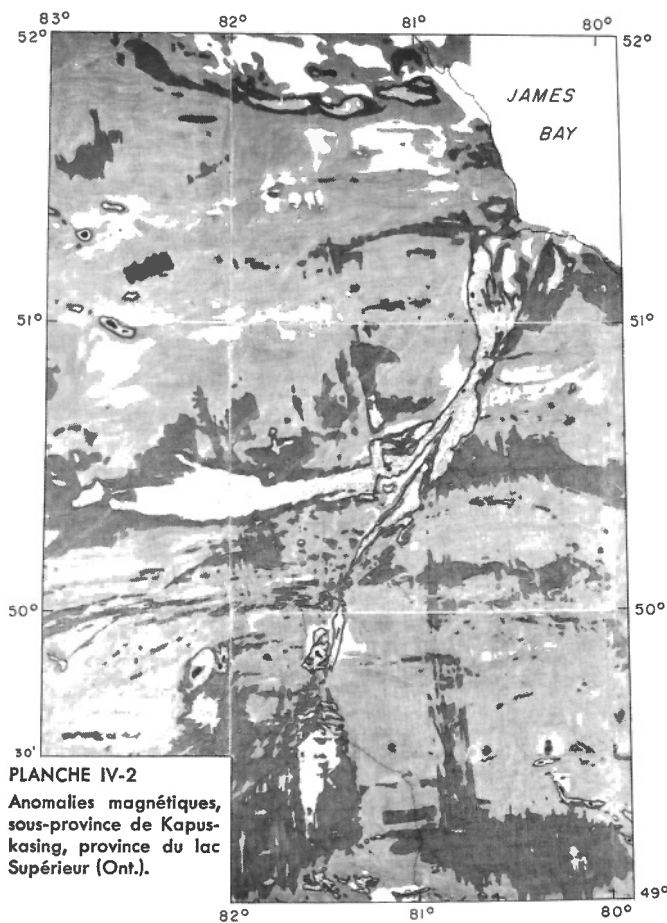


FIGURE IV-9. Emplacement et âges des carbonatites dans la sous-province de Kapuskasing, province du lac Supérieur (Ont.).



de roches volcaniques alcalines érodées depuis. Cette phase a été accompagnée par une métasomatose alcaline des roches environnantes, suivie par la carbonatation des roches de la cheminée volcanique et par la mise en place de la carbonatite et de la syénite. Plusieurs des complexes de carbonatite reposent dans ou près des failles majeures orientées nord-est (Bennett et coll., 1966). Ces failles sont probablement reliées aux failles de limite des zones de gneiss à pyroxène. Onze des complexes alcalins, datés par la méthode au K-Ar, ont donné, sauf un, des âges situés dans deux groupes bien définis, dont la moyenne est d'environ 1,050 et 1,700 m.a. (Gittins et coll., 1967). Un des complexes a donné 1,560 m.a. Ces datations suggèrent une période de formation des failles plus ou moins continue depuis 1,700 à 1,050 m.a., ou surtout au cours des deux intervalles séparés qui correspondent approximativement aux orogénèses de l'Hudsonien et du Grenvillien. La plus récente période d'intrusion semble correspondre à la période d'extrusion des laves du Keweenawien dans la région du lac Supérieur. Il demeure donc possible que ce système restreint de failles a été surimposé sur le craton de la province du lac Supérieur au cours de l'orogénèse de l'Hudsonien et réactivé au cours de l'orogénèse du Grenvillien.

Dans cette sous-province s'étendent deux zones géophysiques d'anomalies, séparées l'une de l'autre, mais probablement reliées entre elles. L'une a une anomalie magnétique positive et se divise en deux parties (pl. IV-2). En détail, ces

parties sont composées d'un certain nombre de sommets magnétiques séparés par des régions d'intensité magnétique négative. La partie nord correspond approximativement à la zone de gneiss à pyroxène et aussi à une grosse intrusion gabbroïque. La partie sud correspond à une région de roches granitiques foliées incluant quelques zones de gneiss à pyroxène. D'autres petites anomalies magnétiques correspondent aux complexes alcalins ou aux intrusions gabbroïques et ultramafiques. Des anomalies linéaires marquent des dykes de diabase et quelques failles. Deux zones étroites d'anomalies magnétiques linéaires négatives correspondent aux complexes de failles qui limitent la zone de gneiss à pyroxène. Gaucher (1966) considère que les anomalies magnétiques peuvent être directement reliées à la susceptibilité des roches présentement affleurantes.

La haute gravité de la région de Kapuskasing (Innes, 1960) est un vaste trait régional dont l'axe, orienté sud-ouest à partir de Moosonee sur la baie James jusqu'à Chapleau, se trouve à environ 20 milles à l'ouest de la zone d'intensité magnétique positive. Quelques anomalies gravimétriques locales semblent être reliées au gneiss à pyroxène dense ou aux intrusions basiques. La région d'intensité gravimétrique positive peut toutefois refléter non seulement les zones d'affleurements du gneiss à pyroxène, mais aussi les zones de ces roches non affleurantes ou les déplacements plus profonds de la croûte enveloppant le manteau.

Sous-province de Quetico

La sous-province de Quetico est caractérisée par des structures linéaires orientées vers l'est tandis que celles des terrains granitiques environnants sont curvilignes. La sous-province ou zone a une largeur de 60 milles et s'étend du lac à la Pluie vers l'est sur environ 500 milles jusqu'à Kapuskasing. Les roches sont des sédiments fortement métamorphisés, des migmatites, des gneiss granitisés et des roches granitiques gneissiques ou massives à composition proche de la granodiorite. Vers les limites de la zone, le degré de métamorphisme et de granitisation tend à décroître de telle sorte que la nature des sédiments originaux peut être étudiée. La zone de gneiss est limitée le long d'une grande partie de sa longueur suivant sa direction par des bandes de roches volcaniques et sédimentaires archéennes.

La plupart des sédiments et leurs équivalents métamorphiques dans la partie ouest de la sous-province de Quetico ont été un certain temps considérés appartenir au groupe de Couchiching; A. C. Lawson a donné ce nom en 1888 aux sédiments métamorphisés sous-jacents aux laves du Keewatin dans la région du lac à la Pluie. Ce nom est depuis utilisé pour ce type de sédiments et leurs équivalents métamorphiques dans différentes parties de la sous-province de Quetico, mais il semble que de telles roches existent stratigraphiquement au-dessous, dans et au-dessus des laves du type Keewatin ou qu'elles sont séparées de celles-ci par une faille (Pettijohn, 1937; Goldich et coll., 1961). La plupart des sédiments sont métamorphisés presque au faciès amphibolite et sont surtout composés de quartz, de plagioclase et de biotite. La musco-

vite, l'oxyde de fer, le grenat, le microcline, la staurotide, la hornblende et la cummingtonite forment plusieurs combinaisons. La structure est gneissique, les micas bien orientés et concentrés en rubans. Près des limites de la sous-province, où le métamorphisme est moins intense, se trouvent des restes de texture clastique et de stratification entrecroisée. Ces traits semblent indiquer que ces roches étaient à l'origine un type de grauwacke. Leur composition chimique dans la région du lac des Mille-Lacs au nord-ouest de Port-Arthur correspond à celle de la grauwacke. L'épaisseur de la succession est inconnue, mais dans quelques régions affleurent plusieurs milliers de pieds. Dans la sous-province, les sédiments sont granitisés et pénétrés de roches granitiques. Des zones de migmatites de différentes largeurs s'étendent le long de la limite des roches granitiques. Les roches granitiques ont une composition qui va de la granodiorite au granite et peuvent être plus riches en potasse que les roches granitiques de l'extérieur de la sous-province.

Les roches du groupe de Couchiching sont plissées suivant des directions variant de l'est à l'ouest; la foliation a généralement la même orientation. Les structures dans d'autres roches adjacentes de l'Archéen ont aussi la même orientation, ainsi les sédiments de type Couchiching ont une structure en conformité avec les laves et les sédiments de type Keewatin. Les failles sont marquées par de larges zones de cisaillement contenant de la chlorite et des carbonates dans des roches volcaniques et par de la mylonite dans des roches plus siliceuses. Les failles se trouvent le long du contact entre les sédiments du Couchiching et les roches volcaniques basiques de type Keewatin. L'une d'elles s'étend sur 60 milles, à partir du lac des Mille-Lacs jusqu'au lac Steep Rock (Hawley, 1930). Une autre faille majeure occupe la limite sud de la sous-province dans la région du lac Kashabowie. Les déterminations de sommet, notamment dans les sédiments de chaque côté de ces failles, indiquent que les couches du Couchiching sont sous-jacentes aux roches volcaniques.

Des études récentes (Goldich et coll., 1961) dans la région type confirment les travaux de Lawson et indiquent que les métasédiments du Couchiching reposent en concordance sous les laves du Keewatin. Dans les cantons de Bennett et de Tanner, à l'est d'Atikokan, des roches de type Couchiching reposent stratigraphiquement en concordance sous des laves basiques et acides et les sédiments sont considérés comme la plus basse unité du groupe de Keewatin. Dans le canton de Gorham, au nord de Port-Arthur, le long de la limite sud de la sous-province, plusieurs déterminations de sommet près du contact placent les sédiments du Couchiching sous des laves basiques. L'interstratification des roches volcaniques avec les sédiments près du contact indique que la sédimentation est passée graduellement au volcanisme sans lacune stratigraphique. À l'est du lac des Mille-Lacs, des sédiments de type Couchiching reposent sous des laves. Toutes ces régions s'étendent à l'ouest du lac Nipigon où reposent la plupart des sédiments de type Couchiching. À l'est du lac Nipigon, dans le district du lac Long, le long de la limite de laves et de sédiments de type Keewatin, s'étendent des métasédiments similaires de plusieurs milliers de pieds d'épaisseur.

En se basant sur des déterminations de sommet épars et sur des considérations de structure, Macdonald (1941) place ces sédiments stratigraphiquement sous les laves et les considère du type Couchiching.

Le long de la limite de la sous-province de Quetico, s'étendent vers l'est de longues bandes étroites de conglomérat, de grauwacke et de schiste argileux et un peu de formation ferrifère. Ces roches sont considérées comme des sédiments du Témiscamien ou de type Témiscamien; dans l'est, ils portent des noms locaux. Stratigraphiquement, ils sont sus-jacents aux laves basiques de type Keewatin, reposent en concordance sur elles, et sont souvent interstratifiés et interdigités avec ces laves. A la mine de fer de Steep Rock Lake, près d'Atikokan, sur la limite nord de la zone de Quetico, Jolliffe (1966) inclut dans le groupe de Steeprock un conglomérat de base, peut-être épais de 600 pieds, une dolomie, peut-être de 1,500 pieds, une formation ferrifère et une unité de tuf. Le conglomérat, de forme lenticulaire et discontinue, contient des lits de grauwacke. Les cailloux sont de granite, de diorite, de roches basiques et de quartz. La dolomie renferme des lits de chert et des brèches et contient des quantités considérables de fer et de manganèse. Les couches contenant le minerai se trouvent séparées de la dolomie par une discordance d'érosion. Elles comprennent trois niveaux d'épaisseurs différentes. Le niveau inférieur est un chert manganésifère et ferrugineux. Le niveau intermédiaire est constitué de goethite et d'hématite et de petites quantités de quartz et de rubans de chert. Le niveau supérieur ou le niveau à pyrite se présente sous forme de lentilles concordantes le long du contact supérieur de la zone de minerai et consiste en sédiments riches en pyrite, alumineux ou cherteux, et en partie carbonatés. Les strates au sommet du groupe de Steeprock sont des roches pyroclastiques avec quelques coulées et sills basiques interstratifiés avec les sédiments. Jolliffe croit que les sédiments du groupe de Steeprock datent de l'Archéen et qu'ils reposent en discordance sur le granite. Il n'a pas tenté de les mettre en corrélation avec d'autres sédiments de la région. Shklanka (1965) rapporte que le conglomérat à la base du groupe de Steeprock est probablement séparé de la dolomie par des roches volcaniques et que le granite, indiqué comme étant sous la discordance à la base des sédiments, est séparé à certains endroits des couches du groupe de Steeprock par des failles ou les pénètre. Shklanka rapporte également que les sédiments du groupe de Steeprock sont interstratifiés et concordants avec les roches volcaniques de type Keewatin; il semblerait donc que les sédiments de type Steeprock font partie de la succession de roches volcaniques et sédimentaires de type Keewatin. Des sédiments similaires renfermant du calcaire et des formations ferrifères se trouvent dans les laves de type Keewatin ou les recouvrent dans la région du lac Lumby à environ 25 milles au nord-est de Steep Rock Lake et dans la région du lac Finlayson à 10 milles au nord de Steep Rock Lake. Les sédiments semblent être en concordance avec les laves et sont pénétrés de roches granitiques.

Toutes les déterminations d'âge au K-Ar sur des micas à partir de roches granitiques diverses et métamorphiques dans la sous-province de Quetico donnent des âges du Kéno-

ranien échelonnés entre 2,300 et 2,600 m.a. Des datations au Rb-Sr sur des roches granitiques de Bad Vermilion Lake dans la région du lac à la Pluie ont donné entre 2,500 et 2,600 m.a. (la demi-vie étant 50×10^9) (Hart et coll., 1963). Des datations au Rb-Sr sur des échantillons de roches du Couchiching et du Keewatin dans la région du lac à la Pluie ont donné approximativement 2,500 m.a. (la demi-vie étant 50×10^9); ces dates suggèrent que les roches ont presque le même âge. Des zircons de sédiments et de roches volcaniques ont environ 2,750 m.a., ce qui confirme les âges obtenus par la méthode au Rb-Sr. Toutefois, les zircons de deux granites, dont l'un est le granite de Bad Vermilion Lake, ont également 2,750 m.a. Le manque d'équivalence de ces deux méthodes, dans leur application sur des matières prélevées de granites, suggère que les zircons sont des restes de roches anciennes ou que les granites ont subi l'altération et que, de ce fait, le système était demeuré valable pour le strontium; il n'existe cependant aucune preuve géologique supportant l'une ou l'autre de ces hypothèses.

Sous-province d'English River

La sous-province d'English River est caractérisée surtout par des structures linéaires orientées est tandis que les structures sont curvilignes dans les terrains granitiques au-delà des limites de la zone ou sous-province. La zone, d'une largeur maximum de 60 milles, s'étend à l'est du lac Winnipeg à la couverture phanérozoïque de la plate-forme de la baie d'Hudson.

Les roches de cette sous-province sont des sédiments fortement métamorphisés ainsi que leurs équivalents granitisés, la migmatite et des roches granitiques, dont la composition varie de la diorite quartzique au granite. Les roches granitiques se présentent en masses allongées parallèles aux directions des roches métasédimentaires. Le degré de métamorphisme des sédiments est du faciès amphibolite et, en certains endroits, il est au moins du faciès granulite. Les roches se transforment graduellement à travers des zones de migmatite et de gneiss granitique en de la diorite quartzique, de la granodiorite et du granite. Le métamorphisme a en général détruit les structures et les textures sédimentaires primaires, mais il reste que la composition des métasédiments indique qu'originellement ces roches étaient de la grauwacke et du schiste argileux. Les limites de la sous-province d'English River sont définies par des zones de lave basique, des zones de lave intermédiaire à acide, des zones de roches pyroclastiques et des zones de grauwacke et de schiste argileux. La succession est en concordance et en général les laves basiques s'étendent à la base. Cependant, près des lacs Birch et Uchi, les sédiments sont à la base de la succession et semblent être en concordance avec les roches volcaniques sus-jacentes (Goodwin, 1964). Au lac Saint-Joseph, les sédiments de type grauwacke se trouvent également à la base de la succession (Dyer, 1934). Dans la zone d'English River, les roches deviennent fortement métamorphosées et ressemblent aux gneiss d'origine sédimentaire à l'intérieur de la zone. Dyer a donné le nom de groupe de Miniss à ces roches anciennes et suggère

que ce groupe soit mis en corrélation avec les sédiments du Couchiching. Il reste peu de traces en faveur de cette corrélation sauf que ces sédiments reposent sous-jacents aux laves. Les gneiss sédimentaires près du lac Savant sont divisés en trois groupes: les laves basiques, les sédiments et les laves et les roches pyroclastiques acides. Les sédiments comprennent des conglomérats, de la formation ferrifère et de la grauwaacke. Au sud du lac Rice (Man.), le groupe de Rice Lake comprend, à sa base, des laves basiques recouvertes par des laves acides et ensuite par de la grauwaacke et du schiste argileux où s'étendent des bandes de lave basique (Stockwell, 1945). La formation de San Antonio est formée de petites masses de conglomérats métamorphisés et de quartzite feldspathique et recouvre en discordance le groupe de Rice Lake et la diorite

quartzique. Les couches ont été chevauchées sur des roches anciennes et déformées en plis avec axes à direction est. On ignore si un granite coupe ces roches; il est possible qu'elles soient de l'Aphébién.

Les métasédiments à l'intérieur de la zone d'English River et le long de ses limites sont plissés suivant des axes à direction est; en général, ces axes plongent vers l'est. En certains endroits, les structures sont déformées par des plis transversaux aux axes nord-ouest. Des failles orientées est se trouvent à l'intérieur de la zone et, dans la région du lac Werner, de petites masses de roches ultrabasiques pénètrent le long de ces failles. Dans cette région s'étendent également des failles orientées nord et nord-est. Une zone de forte intensité gravimétrique se prolonge vers l'est à partir de la frontière du

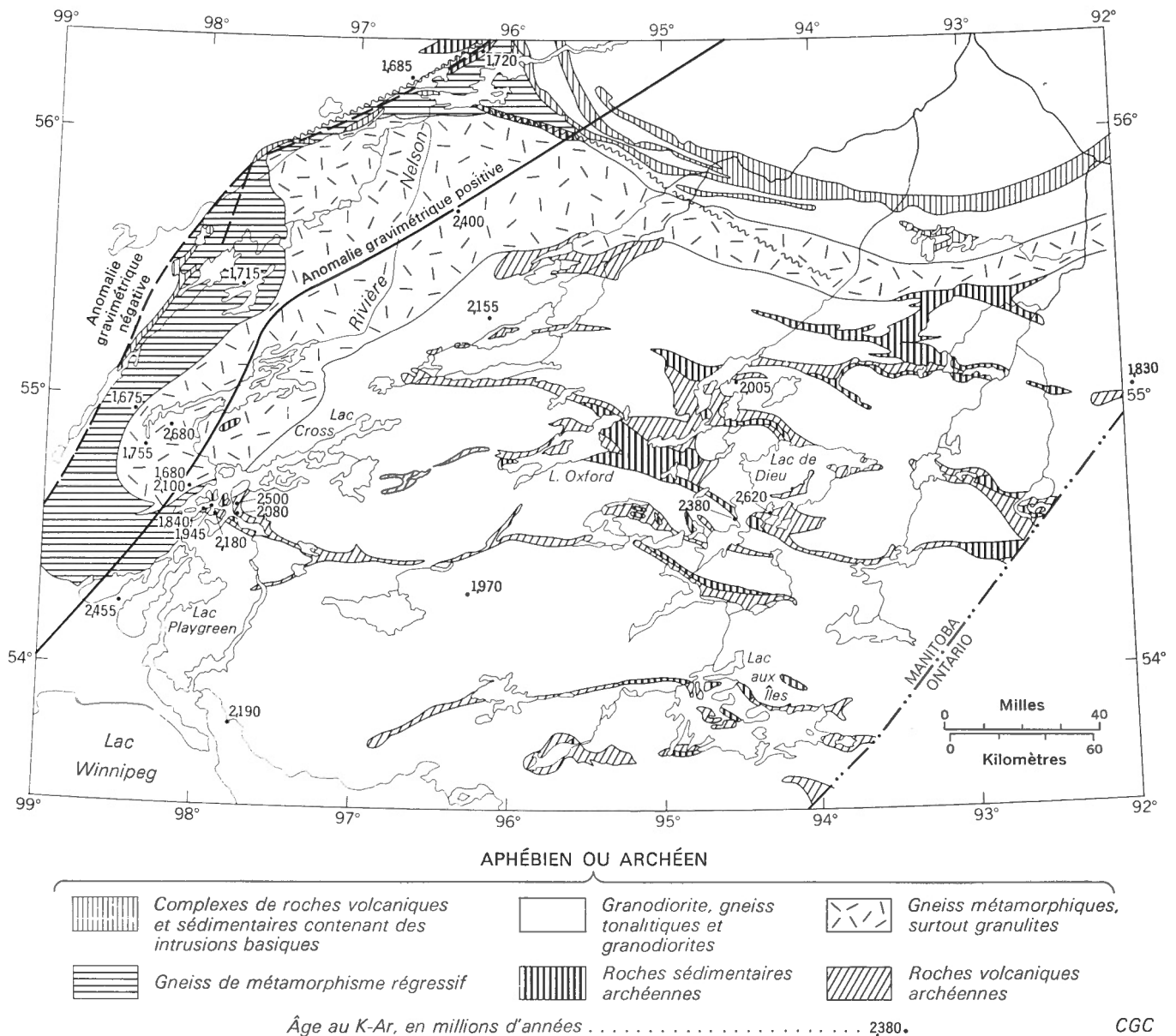


FIGURE IV-10. Géologie d'une partie de la sous-province de Cross Lake, province du lac Supérieur (Ont.).

Manitoba sur environ 180 milles et s'étend entièrement dans la sous-province d'English River. La raison de cette anomalie reste inconnue, mais des failles renfermant des masses de roches ultramafiques et une intrusion alcaline à l'ouest du lac Seul sont peut-être reliées à cette anomalie. Des micas de la zone d'English River ont donné au K-Ar environ 2,400 m.a. Quelques-uns ont donné entre 1,700 et 1,800 m.a. Ces dernières datations coïncident avec l'âge de l'orogénèse de l'Hudsonien, mais il existe peu d'autres données dans ce sens. Dans la région du lac Rice, la déformation de la formation de San Antonio, probablement de l'Aphébien, a peut-être eu lieu au cours de l'Hudsonien. Il est également possible que la formation de quelques failles et d'intrusions de dykes de diabase ait eu lieu vers cette époque.

Sous-province de Cross Lake

La sous-province de Cross Lake est caractérisée par des complexes volcaniques et sédimentaires qui forment de longues zones, légèrement sinueuses, et orientées est (fig. IV-10). Les roches sont pénétrées et granitisées par de la granodiorite et de la tonalite. Dans le nord-ouest, la sous-province est limitée par une bande de gneiss au faciès surtout granulite et par des gneiss granitiques. Ces roches métamorphisées étaient à l'origine des sédiments, peut-être des roches volcaniques.

Les roches affleurantes les plus anciennes appartiennent au groupe de Hayes River et sont des coulées de lave basique massive, en coussins ou amygdaloïdale. La partie supérieure de ces successions contient de la dacite et des tufs, mais par endroits on trouve au sommet de la succession de la rhyolite, de l'agglomérat et du tuf renfermant quelques coulées de lave intermédiaire ou basique. Ces laves sont généralement connues sous le nom du groupe de Hayes River, toutefois, la

corrélation d'une zone à l'autre demeure impossible. Des intrusions basiques et acides s'y trouvent également et sont probablement les équivalents intrusifs des roches volcaniques. Quelques-unes des diorites quartziques renferment des grains typiques de quartz. Des blocs de cette roche se trouvent dans les conglomérats sus-jacents, ce qui indiquerait qu'une orogénèse s'est produite entre le volcanisme et la sédimentation. Toutefois, les diorites peuvent être seulement les équivalents intrusifs des roches volcaniques. Les sédiments recouvrent les laves dans la majeure partie des zones. Il y a des discordances aux lacs Oxford, Knee et de Dieu, mais en général les roches semblent être en concordance structurale, les laves et les sédiments sont souvent interstratifiés. Il semble donc que la succession de laves et de sédiments soit parfaitement en concordance, exception faite des quelques discordances locales. Ces sédiments englobent les groupes d'Oxford, de Cross Lake (pl. IV-3) et d'Island Lake et sont formés de grauwacke, de sous-grauwacke, d'arkose, de schiste argileux et, dans la partie supérieure de ces successions, de quartzite feldspathique. Généralement le granuloclasement est vertical et les grès les mieux triés présentent une stratification entrecroisée. Les conglomérats apparaissent sous forme de masses en coin généralement près de la base de la succession. Les cailloux sont des roches volcaniques de basiques à acides, de la grauwacke et autres sédiments, du quartz et des roches granitiques et sont englobées dans une matrice de grauwacke. La composition des cailloux varie avec les conglomérats. Les fragments de roches granitiques semblent plus abondants dans les conglomérats de cette sous-province que dans ceux des autres parties de la province du lac Supérieur. Un fort pourcentage des fragments sont des blocs de tonalites ou de granodiorites semblables aux roches affleurant le long des limites des zones volcano-sédimentaires. On a supposé que



PLANCHE IV-3

Grauwacke grenatifère du groupe de Cross Lake de l'Archéen, lac Cross (Man.).

la tonalite était à la fois plus récente et plus ancienne que le groupe de Hayes River. Les blocs des conglomérats indiquent cependant que ces roches existaient dans les régions sources. Il n'y a que dans la région du lac Cross qu'on a identifié avec certitude le soubassement. Rousell (1965) décrit une discordance entre les sédiments du groupe de Cross Lake et une granodiorite et suggère également que, du fait que les sédiments se trouvent en concordance avec les laves sous-jacentes, cette granodiorite forme le soubassement de tout le complexe volcano-sédimentaire.

Les tonalites et granodiorites à hornblende, plus récentes que les groupes de Hayes River et de Cross Lake, sont généralement gneissiques et lorsque leur contact avec les roches anciennes est transgressif, elles se transforment graduellement en des roches anciennes en passant par une zone de migmatite et de gneiss. Par endroits, le complexe de tonalite-granodiorite est coupé par des stocks ou de petits batholites de granite rose massif ou de granodiorite contenant un peu de minéraux mafiques. Ces intrusions datent probablement de la phase tardive de la tectonique. Les roches volcaniques et sédimen-

taires sont fortement plissées le long des axes de plis orientés est et à certains endroits ces plis ont une direction nord-est; à d'autres les plis sont transversaux à direction nord. Ces roches sont coupées par de grandes failles orientées vers l'est, le long desquelles s'est probablement produit un important mouvement. Les failles les plus récentes orientées nord sont fréquentes à certains endroits et semblent n'avoir subi que de légers déplacements.

Dans la zone de Fox Lake, dans la partie septentrionale de cette sous-province, on trouve des laves en coussins, du basalte ou de l'andésite massif, des brèches, des agglomérats et des tufs. Les roches volcaniques contiennent des ardoises, des argilites et des schistes argileux. Le long de la partie nord de cette zone, des schistes à quartz-feldspath-mica et des gneiss à cordiérite, grenat ou staurotide, recouvrent apparemment les roches volcaniques (Davies et coll., 1962). Des sills basiques et ultrabasiques pénètrent la succession volcanique. L'un deux, épais d'environ 2,500 pieds, est en partie stratifié avec de la pyroxénite serpentinisée, de la péridotite, de la dunite et du gabbro. Les roches de Fox Lake peuvent être

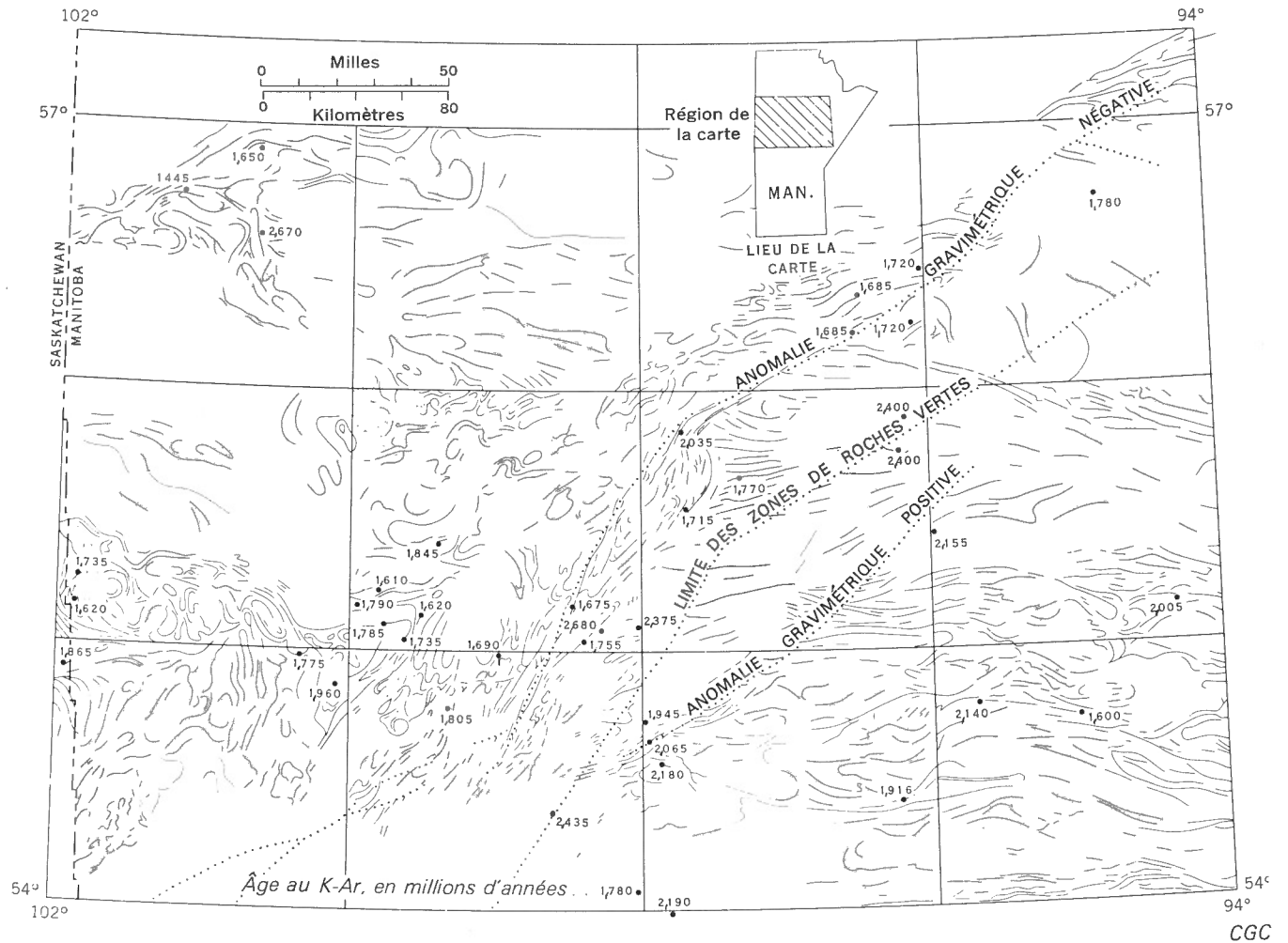


FIGURE IV-11. Directions magnétiques et structurales proches de la limite entre les provinces du lac Supérieur et de Churchill (Man.) (Wilson et Brisbin, 1961).

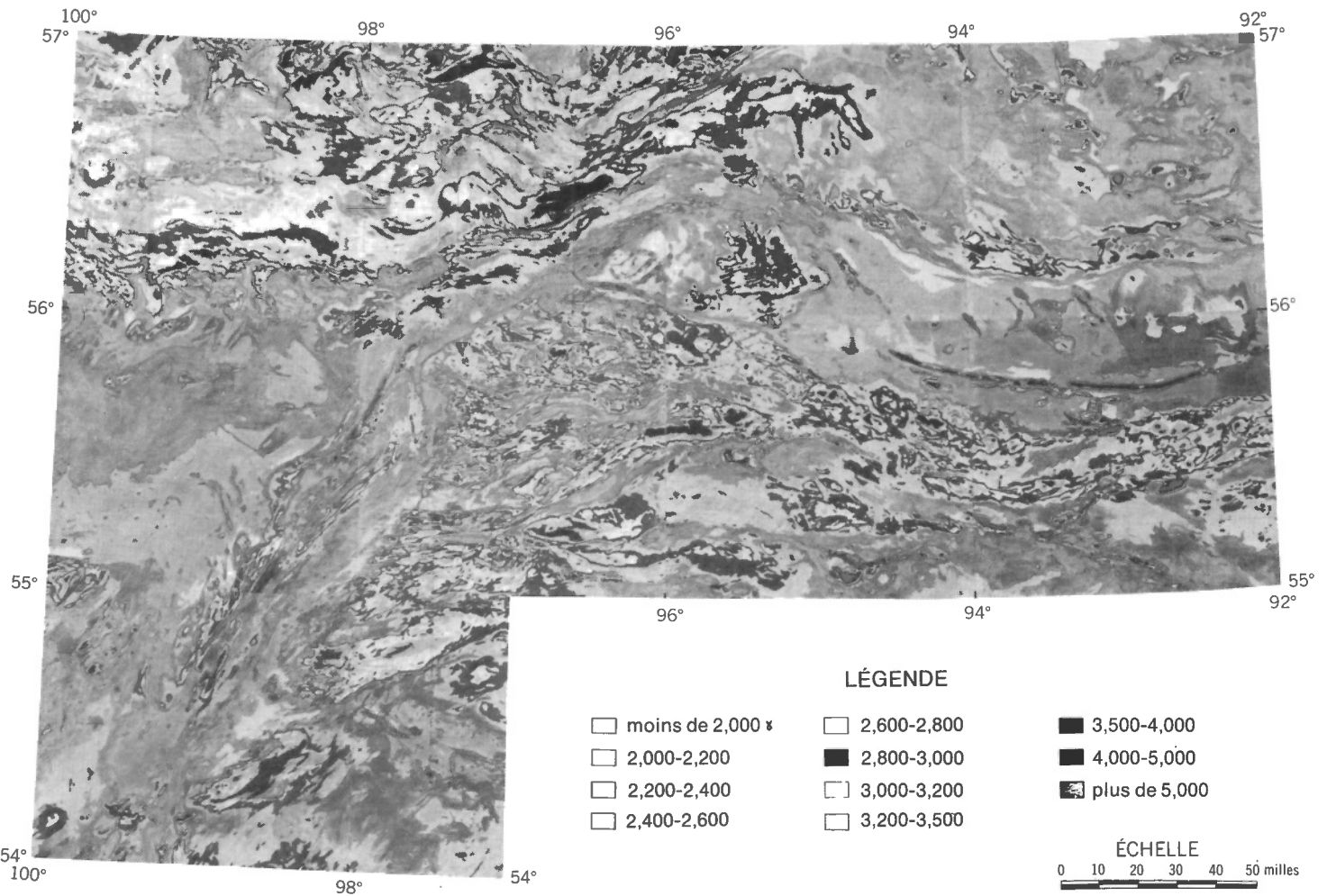


PLANCHE IV-4. Anomalies magnétiques, près de la limite entre les provinces de Churchill et du lac Supérieur (Man.).

de l'Archéen ou de l'Aphébién et forment peut-être le prolongement des roches volcaniques et sédimentaires de la zone de Thompson.

La zone de gneiss sise dans le faciès granulite, le long de la limite nord-ouest de la province du lac Supérieur, est considérée comme l'équivalent des formations archéennes de la sous-province de Cross Lake (Bell, 1966; Rousell, 1965; Patterson, 1963). Les analyses chimiques des paragneiss de cette zone correspondent à celles des grauwackes. Les gneiss sont généralement pyroxénifères et consistent en des assemblages de minéraux typiques des phases diverses du faciès granulite. Ils ont été transformés en granodiorites par granitisation. Dans la province de Churchill adjacente s'étend une zone de gneiss du faciès amphibolite que Bell a interprété comme représentant des gneiss du faciès granulite probablement transformés par métamorphisme rétrogressif au cours de l'orogénèse de l'Hudsonien. Les granulites coïncident approximativement avec une zone d'anomalies gravimétriques

positives (fig. IV-11) et avec une zone d'anomalies magnétiques positives (pl. IV-4). Au nord, la bande de gneiss du faciès granulite s'étend vers l'est et le degré de métamorphisme décroît jusqu'au faciès amphibolite, et par suite l'anomalie gravimétrique devient diffuse. La zone de Fox River de roches volcaniques et ultrabasiqes est caractérisée par une anomalie gravimétrique positive qui converge avec celle qui correspond aux gneiss du faciès granulite. Wilson et Brisbin (1961) en arrivent à la conclusion que cette anomalie gravimétrique est due à des contrastes de densité reliés à d'importants soulèvements en profondeur à l'intérieur de la croûte et que ces variations ne sont pas reliées aux roches de surface. Ils supposent que les failles le long de la limite sont peut-être reliées à ces soulèvements de la croûte et qu'elles ont probablement donné lieu à la formation de zones de faiblesse, le long desquelles les roches ultrabasiqes de la zone de Thompson de la province de Churchill ont pénétré. Cette zone de faille coïncide approximativement avec la zone d'anomalies

gravimétriques négatives qui est parallèle à la zone d'anomalies gravimétriques positives au-dessus de la zone du faciès granulite. Toutefois, rien n'indique que la limite entre les provinces de Churchill et du lac Supérieur soit une seule faille ou une zone de faille continue. Il s'agit plutôt d'une limite métamorphique dans les roches de l'Archéen. Dans des mélanges de roches, comme de roches du faciès granulite et de gneiss granitiques, il existe d'importants contrastes de densité qui peuvent affecter la gravité; lors de récents travaux, Hall et Brisbin (1965) ont conclu provisoirement que les anomalies gravimétriques se trouvent reliées en partie aux variations de la densité dans la zone granitique supérieure de la croûte. Les anomalies magnétiques peuvent être également mises en corrélation avec la géologie de surface; il semble qu'elles sont dues à des matériaux près de la surface (Kornik et MacLaren, 1966).

Les datations au K-Ar de la sous-province de Cross Lake sont différentes de la plupart de celles obtenues des autres parties de la province du lac Supérieur. La majorité des biotites et de la hornblende des roches du faciès granulite ont donné des âges kénoraniens et s'échelonnent entre 2,100 et 2,700 m.a. Un échantillon de biotite de la granodiorite sous les sédiments de Cross Lake a donné 2,500 m.a. (Rousell, 1965). Les biotites de granodiorite, de tonalite et des équivalents métamorphiques de la succession volcano-sédimentaire donnent en majorité des âges plus récents échelonnés entre 1,800 et 2,400 m.a. Ces anomalies d'âges récents sont présumées résulter d'une perte d'argon due aux effets calorifiques de l'orogénèse de l'Hudsonien à la limite de la province du lac Supérieur. Cependant, les roches du faciès granulite sont d'âge kénoranien et, de ce fait, ne semblent pas avoir été affectées par cette orogénèse.

LA PROVINCE DES ESCLAVES

Résumé tectonique

Les plus anciennes roches de cette province sont des coulées et des roches pyroclastiques de basiques à acides, de la grauwacke riche en quartz et du schiste argileux, de l'Archéen. On trouve des roches volcaniques près ou à la base de la succession généralement en concordance. Elles ont été probablement éjectées de divers centres, possiblement à des temps différents, ce qui a occasionné la formation de zones discontinues, et indique qu'à certains moments il s'est produit une simultanéité du volcanisme et de la sédimentation dans les différentes parties de la province. Le volcanisme était en majorité subaqueux. La transition entre le volcanisme et la sédimentation a été graduelle avec quelques reprises locales du volcanisme au cours de la période de sédimentation. Les sédiments ont été déposés dans un environnement eugéosynclinal.

Les roches de l'Archéen ont été plissées, métamorphosées et pénétrées de roches granitiques au cours de l'orogénèse du Kénoranien. Une succession possible de ces événements peut être ainsi: plissement et métamorphisme de faible intensité, granitisation et intrusion des roches granitiques syntectoniques et métamorphisme. Le métamorphisme s'est produit dans le temps au cours des plis primaires, des plis transversaux, du cisaillement et des intrusions de granodiorites et de pegmatites, formées à un niveau élevé de la croûte terrestre et accompagnées par un métamorphisme de contact. Le temps entre ces différents phénomènes est inconnu, mais jusqu'à un certain point, ils peuvent être le résultat d'une activité sensiblement contemporaine dans les différentes régions et à des niveaux divers de l'orogénèse. Des déterminations d'âge de ces granites et des équivalents métamorphiques des roches volcaniques et sédimentaires ont donné au K-Ar une moyenne de 2,470 m.a.

A la suite d'une érosion profonde, les sédiments aphébiens ont été déposés dans un géosynclinal et ont recouvert des

parties de la province des Esclaves. La sous-province de Bathurst renferme des roches du Paléohélikien. Les roches de l'Archéen ont été affectées par endroits lorsque les roches de l'Aphébiens ont subi des déformations au cours de l'orogénèse de l'Hudsonien. Trois et peut-être quatre systèmes de dykes de diabase et au moins autant de systèmes de failles d'âges et d'orientations différents ont été reconnus dans les roches de la province des Esclaves.

Archéen

Les roches volcaniques et sédimentaires du groupe de Yellowknife de l'Archéen occupent des régions de forme irrégulière, séparées par des masses de roches granitiques plus récentes du Kénoranien. Les roches archéennes recouvrent à peu près le tiers de la province des Esclaves. Les roches volcaniques s'étendent à la base de la succession du groupe de Yellowknife et se présentent en zones discontinues le long des limites des régions de roches sédimentaires, à l'exception de la région du lac Mesa (Ross, 1959), où les sédiments reposent sous les roches volcaniques. L'épaisseur des successions volcaniques varie de 1,000 à 40,000 pieds et l'épaisseur des successions de chaque zone, considérée séparément, varie aussi énormément. Les coulées basiques forment la majeure partie des successions volcaniques (pl. IV-5) et varient en proportion de massive, en coussins et variolitiques. Les coulées d'acides à intermédiaires, les tufs et les brèches sont courantes dans la partie supérieure de la succession et dans la partie la plus épaisse des successions de roches volcaniques. La matière acide forme moins de 5 p. 100 des roches de la plupart des successions volcaniques. Chimiquement, le magma est en général du type basalte tholéiitique et présente quelques caractéristiques calco-alcalines peut-être dues à des modifications apportées par une contamination sialique (Baragar, 1966). Des sills, des dykes et des amas massifs de forme irrégulière de diorite ou de gabbro à grains fins se trouvent dans les laves et sont leurs équivalents intrusifs.



PLANCHE IV-5. Laves à structure en coussins du groupe de Yellowknife de l'Archéen, province des Esclaves, Yellowknife (T. N.-O.).

Les laves reposent sous d'épaisses successions monotones sédimentaires. Dans la plupart des régions, le contact est conforme et graduel par une interstratification de coulées ou de tufs et de sédiments. Ces roches sont également en digitation le long de leur direction, ce qui indique une simultanéité partielle de la sédimentation et du volcanisme. Des bandes relativement minces de roches volcaniques s'étendent dans les sédiments au-dessus des principales successions volcaniques. Elles indiquent une reprise locale du volcanisme au cours de la sédimentation. Les sédiments sont surtout des grauweekes riches en quartz ou des grauweekes feldspathiques, avec des interstratifications de schiste argileux ou d'argilite. L'épaisseur relative des lits en général et de ceux composés de grauweekes et d'argilite à contact graduel varie, mais en général elle atteint une moyenne de moins d'un pied (pl. IV-6). A certains horizons, l'argilite ou la grauwacke se présentent en d'épaisses unités homogènes. Les quantités relatives de sable et d'argile et la grosseur des grains dans les unités clastiques varient. De nombreuses couches ou lentilles de calco-silicates s'étendent dans les zones sableuses de certaines régions. Les structures primaires comme le granuloclasement vertical, les cannelures, la lamination en volutes, les structures en flamme, les lamelles parallèles et les rides de plage sont caractéristiques et suggèrent une mise en place par courants de turbidité. Par endroits, de minces lits de calcaire ou de dolomie et de brèches dolomitiques s'étendent dans la grauwacke. Ils se trouvent généralement associés aux quartzites feldspathiques près de la base de la succession sédimentaire et peuvent avoir été déposés en eau peu profonde autour de centres d'activités volcaniques. Dans quelques régions, des lits minces ou des lentilles de paraconglomérat épais jusqu'à 1,500 pieds, interstratifiés avec de la grauwacke, s'étendent à la base ou près de la base des successions sédimentaires au-dessus des épaisses successions

de roches volcaniques. Ce paraconglomérat consiste en cailloux angulaires de roches volcaniques basiques et acides, de quelques cailloux arrondis de roches granitiques et de quartz filonien dans une matrice de grauwacke. La formation ferrifère est rare, mais au lac Contwoyto, des bandes d'amphibolite, quelques-unes riches en fer, en quartz, en grenat et en sulfures de fer, sont interstratifiées avec de la grauwacke ordinaire et peuvent avoir été à l'origine des tufs ou des sédiments riches en fer et en aluminium. Les épais dépôts de grauwacke argileux interstratifiés ressemblent aux faciès flysch des successions eugéosynclinales. La source de ces sédiments est inconnue, mais par suite de la richesse en quartz des grauweekes et de la présence de cailloux granitiques et de quartz filoniens dans les paraconglomérats, généralement en concordance sur les roches volcaniques, il semble qu'une région composée en partie de roches granitiques et peut-être aussi de roches sédimentaires métamorphisées en était la source. Une certaine quantité de matière de ces roches résulte de l'érosion des couches sous-jacentes volcaniques.

A l'est de la rivière Cameron (Baragar, 1966) et dans la région du lac Indian Mountain (W. W. Heywood) demeurent des indications de la présence d'un soubassement granitique sous les roches volcaniques du groupe de Yellowknife. Des dykes basiques métamorphisés coupent les roches granitiques et volcaniques, mais non les sédiments sus-jacents. Les dykes peuvent être reliés provisoirement au volcanisme et peuvent être les sources des coulées. Cependant, Henderson (1941) a conclu que ces granites étaient plus récents que les laves. Les sédiments du groupe de Yellowknife des régions avoisinantes contiennent également des dykes basiques métamorphisés. Le métamorphisme des dykes dans la région de la rivière Cameron est peut-être relié à des granites récents du Kénoranien qui pénètrent les roches volcaniques et granitiques.

Le groupe de Wilson Island dans la partie ouest du bras est du Grand lac des Esclaves est séparé de la partie principale de la province des Esclaves par des sédiments plus récents de l'Aphébien. Les relations d'âge entre les groupes de Wilson Island et de Yellowknife ne sont pas connues, mais le groupe de Wilson Island est pénétré par un granite daté à 2,400 m.a. Le groupe peut représenter un faciès de mise en place près du rivage ou en eau profonde des sédiments du groupe de Yellowknife. Ces sédiments ont au moins 11,000 pieds d'épaisseur et comprennent des coulées de lave acide, des roches pyroclastiques et des intercalations de conglomérat et d'arkose sous-jacents à du quartzite à stratification entrecroisée, de la dolomie et du schiste argileux. Ces roches reposent sous de la phyllade et des intercalations de quartzite en lits minces. De minces lits de formation ferrifère s'étendent dans la succession.

Orogenèse du Kénoranien

La majorité des âges obtenus au K-Ar sur les minéraux et les roches formés durant ou métamorphisés au cours de l'orogenèse du Kénoranien s'échelonnent entre 2,300 et 2,600 m.a., en moyenne 2,490 m.a. La datation précise des roches permettant de séparer les différents phénomènes orogéniques reste impossible.

Au cours de l'orogénèse du Kénoranien, le groupe de Yellowknife a été plissé, métamorphisé et pénétré de roches granitiques. L'orientation des plis et l'intensité de la déformation diffèrent à travers la province des Esclaves, mais dans la plupart des régions deux orientations de plissements peuvent être déterminées. Les roches du groupe de Yellowknife ont d'abord subi une déformation suivant des plis similaires orientés du nord au sud-nord-est; ces plis plongent à un angle modéré vers le nord ou le sud. Les plans axiaux ont un pendage prononcé. Dans plusieurs régions, des plis transversaux plongeant fortement ont modifié ces plis et leurs plans axiaux ont généralement une direction nord-nord-ouest, presque à angle droit avec l'orientation des axes des premiers plis (pl. IV-6). Les sédiments sont fortement plissés et d'une façon complexe, mais les roches volcaniques sont déformées différemment, peut-être en raison de leur grande rigidité. Les minces successions volcaniques ont été déformées en de vastes plis de même orientation que celle des plis complexes des sédiments sus-jacents. Les épaisses successions de roches volcaniques forment généralement des successions homoclinales dont les sommets ont une orientation opposée aux roches granitiques récentes. Dans quelques régions, de telles



PLANCHE IV-6. Couches granoclassées de grauwacke et de schiste argileux du groupe de Yellowknife de l'Archéen, Yellowknife (T. N.-O.). Les plis serrés à direction nord-ouest et à axes verticaux se sont formés au cours de la phase tardive de l'orogénèse du Kénoranien.

successions paraissent quelque peu courbées par le second plissement. Les zones de cisaillement dans les roches volcaniques sont généralement formées de schistes à chlorite, à carbonate et à séricite. Ces zones sont généralement parallèles à la direction des laves de telle sorte que leurs déplacements ne peuvent être mesurés. Elles se sont probablement formées au cours du plissement des roches volcaniques et sont peut-être reliées au second plissement. Plusieurs zones de cisaillement dans les sédiments résultent de glissement le long des flancs ou le long des plans axiaux de plis fortement fermés et peuvent être le résultat d'une compression continue après le maximum de fermeture. Dans les deux types de roche s'étendent, dans ces zones de cisaillement, des filons de quartz stériles ou minéralisés et, dans les sédiments de certaines régions, ces zones contiennent des dykes de pegmatite.

Environ les deux tiers de la province des Esclaves reposent sous des roches granitiques; il est possible que la moitié de ces roches soient des migmatites, des gneiss mixtes, des gneiss rubanés et granitiques d'un haut degré de métamorphisme; le reste consiste en batholites de roches granitiques massives ou légèrement gneissiques de composition diverse. Les gneiss se trouvent surtout dans les parties centrale et sud-est de la province et contiennent de minces bandes ou septa de roches sédimentaires ou volcaniques fortement métamorphosées ou partiellement granitisées. Ces roches résultent probablement de la granitisation des roches du groupe de Yellowknife et se sont formées à un profond niveau de la croûte. Des roches granitiques d'au moins deux âges pénètrent les roches du groupe de Yellowknife. Les intrusions les plus anciennes sont généralement de la diorite quartzique et de la granodiorite équi-granulaire, à biotite et couramment à hornblende. Ces roches sont faiblement gneissiques, notamment près de leurs limites et, en bordure de leurs limites, s'étendent généralement des sédiments granitisés et de la migmatite. Elles ont probablement été mises en place au cours du métamorphisme et du premier plissement des roches du groupe de Yellowknife et à un niveau plus élevé que celui de la mise en place des gneiss granitiques. Les intrusions récentes sont de la granodiorite et de la monzonite quartzique avec de la biotite et de la muscovite comme minéraux accessoires. Elles sont généralement massives et souvent porphyriques et les mégacristaux sont de feldspath potassique; ces intrusions sont plus riches en potasse que les anciennes roches plutoniques. Les récents plutons se présentent en masses de forme ovale ou elliptique (pl. IV-7) et dans quelques régions, ces masses ont une direction sensiblement parallèle aux axes des plis transversaux. Les stocks sont partiellement concordants et partiellement discordants et, dans quelques cas, l'intrusion a été accompagnée d'une poussée latérale des sédiments antérieurement déformés. Les contacts avec les roches anciennes sont généralement nets et les zones migmatitiques, si présentes, sont étroites ou n'existent que le long des zones de contact. Les récentes intrusions sont entourées d'auréoles métamorphiques et ont été mises en place après les premiers plissements et le métamorphisme régional. Des pegmatites se sont généralement formées dans les roches encaissantes autour des récents plutons. Elles sont ordinairement des pegmatites simples, quelques-unes à

tourmaline; il n'existe pas de zonalité interne évidente. A l'est de Yellowknife, les pegmatites sont complexes et quelques-unes présentent une zonalité interne. Elles contiennent des minéraux comme le béryl, le spodumène, l'ambligonite, le grenat et la tantalite-columbite. Elles sont disposées par rapport aux granodiorites, auxquelles elles sont associées, suivant des zones définies par des minéraux de compositions différentes.

Toutes les roches du groupe de Yellowknife ont été métamorphosées. Le degré de métamorphisme varie du faciès schiste vert inférieur au faciès amphibolite. Dans la grauwacke et le schiste argileux, le degré le plus bas de métamorphisme est caractérisé par la chlorite, le quartz, la séricite et le plagioclase. Avec l'accroissement du métamorphisme, la biotite a augmenté aux dépens de la chlorite et de la séricite et se présente en grains séparés et en porphyroblastes. La transition au faciès amphibolite est marquée par l'apparition de métacristaux de cordiérite et d'andalousite dans les schistes nodulaires. La staurotide et le grenat se sont localement formés dans ce faciès et la chlorite est rare. La biotite est plus abondante dans ce faciès que dans les degrés inférieurs de métamorphisme et la muscovite en est un constituant commun.

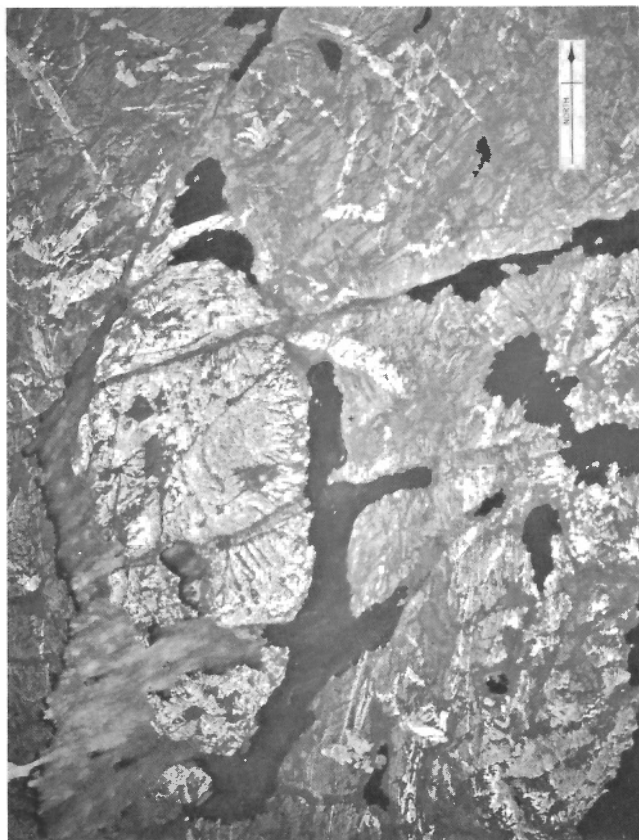


PLANCHE IV-7. Stock de granite (pâle) intrusif dans la métagrauwacke (foncé) du groupe de Yellowknife de l'Archéen, lac Staple, province des Esclaves (T. N.-O.). Les masses irrégulières, blanches, sont des dykes de pegmatites et les bandes linéaires foncées sont des dykes de diabase. Les dykes de diabase à direction est datent de 2,150 m.a. et ceux à direction nord-est ont 2,100 m.a.

La cordiérite et l'andalousite peuvent s'y trouver ensemble ou séparément. La sillimanite se trouve dans les zones du faciès amphibolite le plus élevé dans le voisinage de quelques plutons granitiques et dans les régions où les sédiments passent à la migmatite. Ces roches sont à grains grossiers et contiennent de la biotite, du quartz, du plagioclase bien maclé et parfois de la muscovite. Les roches volcaniques basiques dans le faciès schiste vert sont formées de plagioclase, d'actinolite et de chlorite. Dans le faciès amphibolite, la hornblende bleu-vert et le plagioclase sont les minéraux principaux. Au début, le métamorphisme et la déformation ont été simultanés, et quelques micas ont pris une orientation parallèle aux structures mineures reliées aux plis. Cependant, dans certaines régions, dans les zones à métamorphisme élevé, les métacristaux d'andalousite et de cordiérite ne sont pas orientés; le métamorphisme a donc continué après la déformation. Quelques plutons granitiques sont entourés de zones étroites de schistes nodulaires à andalousite et à cordiérite, mais en d'autres régions le développement de ces schistes ne semble pas relié aux plutons et sont probablement une phase d'un métamorphisme progressif régional. Il semble probable que la déformation, le métamorphisme et les intrusions de granites étaient les éléments d'une succession de phénomènes simultanés au plissement et au métamorphisme et qui ont pris fin avec les intrusions des récentes roches granitiques dans des roches métamorphosées antérieurement. Les anciens plutons ont probablement formé des intrusions durant le métamorphisme.

Événements postérieurs au Kénoranien

Les événements postorogéniques dans la province des Esclaves comportent les intrusions de dykes de diabase, la formation de failles, l'intrusion d'un pluton alcalin et, spécialement le long des limites de la province tectonique, quelques effets de l'orogénèse de l'Hudsonien. Il s'est produit également quelques mouvements épérogéniques et ensuite l'érosion qui ont suivi le développement du présent craton. Des dykes de diabase de trois âges et d'orientations différents pénètrent les roches de la province des Esclaves (Fahrig et Wanless, 1963). Les plus anciens, orientés vers l'est, semblent être les plus abondants à l'est de Yellowknife dans le tiers sud du craton (pl. IV-7). Leur âge est d'environ 2,150 m.a. Un second groupe de dykes, à direction nord-est, a été daté autour de 2,100 m.a. Au lac Indin, à environ 120 milles au nord de Yellowknife, s'étend un système de dykes à pendage abrupt, orientés nord-ouest et nord-est et datés à environ 2,100 m.a. Ces deux systèmes semblent limités à la province des Esclaves. Le troisième système de dykes, le système de Mackenzie, a une orientation nord-nord-ouest, et ne s'étend pas seulement dans la province des Esclaves mais aussi dans les parties adjacentes des provinces de l'Ours et de Churchill. Ces dykes ont été datés à environ 1,200 m.a.

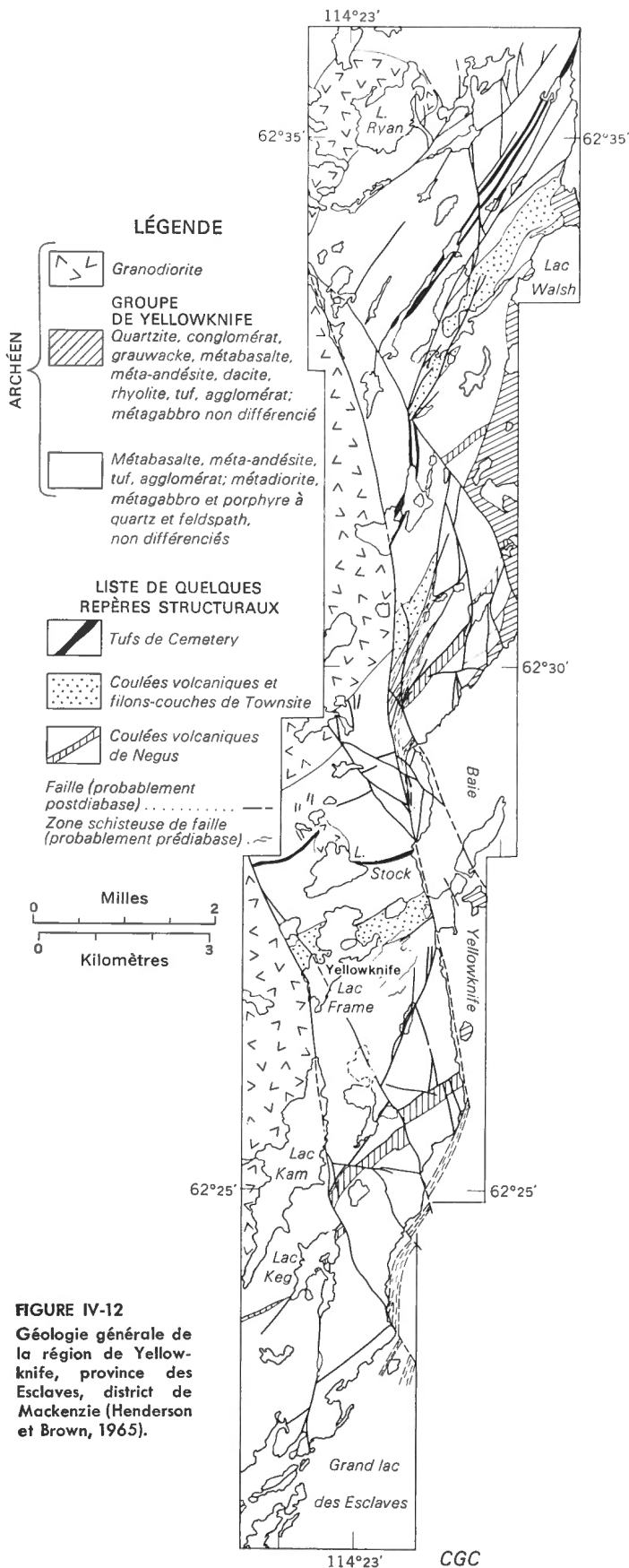


FIGURE IV-12
Géologie générale de la région de Yellowknife, province des Esclaves, district de Mackenzie (Henderson et Brown, 1965).

Les roches de l'Archéen et autres roches formées au cours de l'orogénèse du Kénoranien sont coupées par des failles de plusieurs âges et d'orientations (fig. IV-12). Ces failles sont marquées par d'étroites zones de salbande et de mylonite localisées dans des zones plus larges de roches broyées et concassées. Quelques failles contiennent des filons ou d'étroits stockwerks de filons. Dans la région du lac Indin, nombre de failles à pendage vertical sont orientées nord-ouest, nord-est ou nord. Les plus grands déplacements le long de ces failles se trouvent le long des failles à direction nord-ouest. Le déplacement le long de la direction de ces failles est vers la gauche. Les dykes de diabase, datés à 2,100 m.a., ont des orientations similaires et occupent des fractures parallèles aux failles. Quelques dykes occupent les failles, quelques-uns sont légèrement cisailés, ce qui indique une formation simultanée des failles et des dykes. Un système important de failles dans les parties nord et sud de cette province tectonique a une orientation nord-est à est. Les failles du sud sont sensiblement parallèles au système des anciens dykes de diabase et peuvent avoir entre eux une relation dans le temps; la plupart présente des déplacements vers la droite le long de la direction de la faille. Ces anciennes structures peuvent être reliées au développement du géosynclinal de l'Aphébién de bordure. Dans la partie nord de la province, les failles orientées nord-est coupent également les roches aphébiennes et hélikiennes et sont associées aux failles à direction nord et nord-ouest. Elles ont probablement environ 1,200 à 1,300 m.a.; les failles de même orientation, plus au sud, sont considérées comme étant les plus anciennes. Le système de failles le plus important dans la province a une direction du nord-nord-ouest au nord et comprend des structures bien connues telles que la faille de West Bay et autres failles récentes près de Yellowknife. Les failles de ce système s'étendent bien au-delà de la limite de la province et coupent des roches aussi récentes que l'Hélikien. Le principal mouvement s'étend vers la gauche le long de la direction de ces failles; sa composante horizontale est peut-être de plusieurs milles. Dans la province des Esclaves, ces failles semblent plus abondantes dans la partie ouest et, où elles sont nombreuses, des failles transversales d'orientations diverses connectent les structures majeures. Les dykes de diabase du système de Mackenzie ont été datés à environ 1,200 m.a. et l'ensemble est parallèle au plus important système de failles. Quelques dykes passent dans des failles et se trouvent par endroits déplacés par des failles transversales reliées aux structures majeures; ils se sont donc formés sensiblement en même temps. Ces failles et également leurs dykes de diabase sont plus récents que toutes les autres failles de la province des Esclaves incluant les failles à direction nord-est de la partie nord de la province.

D'importants changements dans les roches de la province des Esclaves ont été apportés au cours des phases de l'orogénèse de l'Hudsonien. Une ou probablement deux masses de roches alcalines, presque circulaires, composées de syénite à néphéline et à sodalite et peut-être de carbonatite, ont pénétré, au cours de l'orogénèse de l'Hudsonien, les roches granitiques du Kénoranien à Big Spruce Lake, à environ 20 milles à l'est de la limite entre les provinces de l'Ours et des

Esclaves. La biotite de ces roches a donné environ 1,750 m.a. Plusieurs déterminations d'âge au K-Ar ont été effectuées sur les roches de la partie nord de la province des Esclaves. La biotite a donné des dates anormales, plus récentes que celles reconnues comme du Kénoranien; elles s'échelonnent entre 1,800 et 2,300 m.a. Sur quelques échantillons, la muscovite associée à la biotite, anormalement moins âgée, donne des âges du Kénoranien. Ces données suggèrent que les anciennes roches ont subi suffisamment les effets de la chaleur au cours de l'orogénèse de l'Hudsonien pour faire sortir l'argon des micas.

D'autres effets de l'orogénèse de l'Hudsonien ne se trouvent qu'à la limite de la province des Esclaves. Le long de la limite ouest de la province, les roches archéennes ont subi les effets des plis des roches aphébiennes plus récentes, la plus grande partie de la zone le long de cette limite peut être une zone extensive de cisaillement.

Sous-province de Bathurst

La plus grande partie de la sous-province de Bathurst repose sous le groupe de Goulburn, d'une succession conforme d'environ 15,000 pieds d'épaisseur, divisée en cinq formations (Fraser, 1964). Les sédiments ont été modérément plissés suivant des axes à direction nord-nord-est. Les plis sont plus intenses le long de l'inlet Bathurst où les axes de plis ont une orientation nord. Le groupe de Goulburn recouvre en discordance le groupe de Yellowknife de l'Archéen et les granites du Kénoranien, et est pénétré de sills de gabbro et de dykes de diabase qui ont donné au K-Ar sur la roche entière des âges d'environ 1,200 m.a. La formation à la base du groupe de Goulburn atteint une épaisseur maximale de 3,500 pieds et comprend, de la base au sommet, du quartzite et du grès grossier de couleur gris à vert, de la dolomie contenant des zones de stromatolites, du quartzite interstratifié avec de l'argilite de couleur marron à gris et par endroits des couches de silt et de la dolomie stromatolitique. Ces roches reposent sous environ 7,500 pieds de quartzite feldspathique et d'ortho-quartzite en lits épais, massifs, de couleur variant du rose au rouge, et de minces interstratifications de conglomérat. Ces roches, suivies par environ 2,000 pieds d'argilite, de couleur variant du vert pourpre au gris, et de minces couches de calcaire gris interstratifié avec de la dolomie, reposent sous environ 800 pieds de dolomie de grise à rose contenant d'abondantes zones de stromatolites. La formation supérieure est composée d'interstratification de siltstone de couleur rouge-gris ou marron et d'argilite, avec de l'arkose rouge à stratification entrecroisée près du sommet. L'arkose contient des granules de spécularite.

L'âge du groupe de Goulburn n'est pas connu précisément, mais on croit qu'il date de l'Aphébien et qu'il a subi des plissements au cours de l'orogénèse de l'Hudsonien. Les sédiments sont typiques de dépôts effectués en eau peu profonde. Le groupe comprend des sédiments marins et

continentaux et plusieurs transgressions reconnues suggèrent une instabilité tectonique au cours de la sédimentation. Les formations, de grandes épaisseurs près de l'inlet Bathurst, s'amincissent rapidement vers l'ouest et le sud-ouest. Dans les affleurements à l'extrême ouest, près du lac Contwoyto, seules les trois plus basses formations sont présentes, d'une épaisseur totale de plus de 2,000 pieds. Le quartzite s'amincit de 7,500 à 600 pieds. Le groupe de Goulburn ressemble au groupe d'Epworth et un essai de mise en corrélation de ces deux groupes est envisagé. J. A. Fraser note que l'unité à la base du groupe de Goulburn ressemble lithologiquement à l'unité à la base du groupe d'Epworth et à une partie de l'unité de carbonate inférieure du groupe d'Epworth. L'unité de quartzite du groupe de Goulburn, peu développée dans le groupe d'Epworth, y est peut-être absente étant donné son amincissement rapide vers l'ouest. Elle peut être un faciès d'une partie de l'unité de carbonate inférieure du groupe d'Epworth. Les trois formations supérieures de chaque groupe représentent une lithologie et un environnement similaires. L'amincissement des strates du groupe de Goulburn vers l'ouest et la répartition de grès à la base de la succession le long de la limite est de la région des affleurements du groupe d'Epworth suggèrent que le soubassement, actuellement en affleurement entre les affleurements des deux groupes, formait peut-être une arche au cours du temps de déposition.

Le groupe de Goulburn repose en discordance sous les quartzites de couleurs crème, rouge et chamois de la formation de Tinney Cove, formée de minces lits de conglomérat à blocs des couches sous-jacentes. De la kaolinite se trouve dans la matrice. Sauf près de failles, ces roches sont très peu déformées. Elles reposent, probablement en concordance, sous la formation de Parry Bay, constituée de 550 pieds de dolomie et de calcaire en lits épais, de couleur gris ou chamois et à grain fin, renfermant des zones de stromatolites et un peu de dolomie brune interstratifiée avec du schiste argileux rouge ou vert et de la dolomie argileuse. Sur les îles au fond de l'inlet Bathurst et non sur le continent, les roches de la formation de Kanuyak recouvrent les couches de la formation de Parry Bay en discordance angulaire faible. La dolomie brune rougeâtre et les schistes calcareux constituent la lithologie dominante. Les basaltes du groupe de Coppermine et les sédiments sus-jacents recouvrent en discordance les roches des formations de Kanuyak et de Parry Bay et sont séparées des strates plus anciennes par une discordance.

La formation de Tinney Cove est lithologiquement similaire aux quartzites du groupe de Hornby Cove et de la formation de Thelon du groupe de Dubawnt. En se basant sur la similitude lithologique et sur la position stratigraphique, la dolomie de Parry Bay est expérimentalement mise en corrélation avec la dolomie de Hornby Bay et les roches carbonatées postérieures au Thelon. Les roches de la formation de Kanuyak n'ont pas d'équivalents dans la région. Ces roches se trouvent séparées par une discordance angulaire des roches de l'Aphébien, déformées au cours d'une phase de l'orogénèse de l'Hudsonien, et sont pénétrées de dykes basiques et reposent sous des laves datées entre 1,000 et 1,400 m.a., ce qui place ces sédiments au Paléohélikien.

Résumé tectonique

La province de l'Ours est divisée en quatre sous-provinces. La zone de Wopmay est recouverte par les plus anciennes roches de la province, roches volcano-sédimentaires de l'Aphébien, plissées et pénétrées de roches granitiques au cours de l'orogénèse de l'Hudsonien. Les sous-provinces de Coppermine, de Brock et de Minto sont recouvertes par des roches de l'Hélikien et peut-être par des roches de l'Hadrymien, lesquelles ont subi l'intrusion de sills et dykes gabbroïques et sont légèrement plissées.

Les roches de l'Aphébien indiquent deux milieux sédimentaires distincts. Les groupes de Snare et d'Epworth sont composés de sédiments miogéosynclinaux de plate-forme déposés en eau peu profonde. Les roches comprennent des quartzites, des dolomies, des schistes argileux et des siltstones et schistes argileux sis dans des zones orientées nord le long de la limite de la province des Esclaves, qui est un craton de roches archéennes. Les roches de ces groupes se sont déposées dans un géosynclinal, probablement aussi à direction nord. Les sédiments du groupe de Snare reposent sous des roches volcaniques basiques dont quelques-unes sont des laves en coussins. Ces roches forment une zone d'au moins 75 milles de large le long de la limite ouest du craton. Plus à l'ouest, les groupes d'Echo Bay et de Cameron Bay, constitués de couches rouges et de roches volcaniques acides, s'étendent dans des zones orientées entre le nord et l'est-nord-est. Ces roches sont des sédiments de type molasse dû à une tectonique récente complexe et sont formés de conglomérat, d'arkose, de siltstone et de schiste argileux rouge, et d'accumulations de roches volcaniques de composition variant de l'andésite au trachyte; ces roches volcaniques ont de grandes épaisseurs de tufs, des brèches, des ignimbrites et des coulées. Les roches intrusives correspondantes aux roches volcaniques sont courantes. Les roches sédimentaires s'étendent dans des bassins peut-être partiellement limités par des failles. Les roches de l'Aphébien sont plissées et pénétrées de roches granitiques; l'intensité et la complexité de la déformation en général augmentent en s'éloignant de la limite du craton. Dans quelques régions, les sédiments ont été transformés en gneiss granitiques après avoir passé par des zones de métamorphisme d'intensité croissante et les intrusions granitiques ont généralement des migmatites sur leur bordure. Les roches du groupe de Cameron Bay sont moins déformées, plus faiblement métamorphosées et sont coupées à un niveau élevé par des roches granitiques de la phase tardive de la déformation tectonique.

A l'intérieur de la partie du géosynclinal affectée par les phénomènes orogéniques antérieurs, des zones locales du soubassement de l'Archéen peuvent exister, mais jusqu'à présent aucune n'a été identifiée sauf près de la limite est. Également, dans la région au sud et à l'est du Grand lac de l'Ours, dans cette partie de la province affectée par les effets tectoniques récents, s'étendent des zones de gneiss granitique, probablement formées au cours des phases récentes de l'orogénèse. De telles roches peuvent être en fait un soubassement aux roches volcaniques et sédimentaires des groupes d'Echo

Bay et de Cameron Bay. Au nord du Grand lac de l'Ours, les roches déformées reposent en discordance sous les grès et les dolomies du groupe de Hornby Bay du Paléohélikien, recouvert en concordance par l'épais groupe de Coppermine River formé d'une succession de basalte renfermant quelques couches rouges et recouverte en discordance par du quartzite, de la dolomie et du schiste argileux. Les laves du groupe de Coppermine River sont probablement du Néohélikien et les sédiments sus-jacents peuvent être du Néohélikien ou de l'Hadrymien. Sur l'île Victoria, le groupe de Shaler, du Néohélikien ou de l'Hadrymien, est constitué de sédiments et de basaltes en discordance sur un soubassement de roches de l'Archéen. Ces roches sont légèrement plissées suivant des axes orientés de l'est vers le nord-nord-est. Des failles, probablement d'âges différents, et des dykes et sills de diabase de plusieurs âges coupent les roches des groupes de Hornby Bay, de Coppermine River et de Shaler. L'intrusion de Muskox, masse gabbroïque différenciée, pénètre dans les strates du groupe de Hornby Bay et est probablement un peu plus récente que les coulées du groupe de Coppermine River. Les roches du Protérozoïque reposent en discordance sous des sédiments du Cambrien et de l'Ordovicien traversés par un petit nombre de failles normales.

Sous-province de Wopmay

Aphébien

Les roches de l'Aphébien dans la sous-province de Wopmay sont divisées en les groupes de Snare, d'Epworth, de Cameron Bay et d'Echo Bay. Les roches des groupes de Snare et d'Epworth sont séparées par une région de roches granitiques. Les roches du groupe de Cameron Bay ne sont pas en contact avec les roches du groupe d'Epworth mais elles peuvent l'être localement avec celles du groupe de Snare.

Les roches du groupe de Snare s'étendent dans des zones à direction nord le long de la limite de la province des Esclaves et dans des endroits isolés à l'intérieur de roches granitiques dans l'ouest. Aux lacs Basler et Kwejinne, et au sud-ouest, les roches du groupe de Snare reposent en discordance angulaire marquée sur le groupe de Yellowknife et les roches granitiques de l'Archéen (Lord, 1942). Plus au nord, la discordance angulaire disparaît graduellement; cette transformation est due à la grande intensité de plissements des roches du groupe de Snare. Le groupe de Snare comprend du quartzite, de la dolomie, du schiste argileux et du siltstone; les quantités relatives de ces sédiments varient d'un endroit à l'autre du géosynclinal. Au lac Basler et au sud-ouest, les roches à la base de la succession sont du quartzite blanc et gris pâle à stratification entrecroisée avec quelques couches minces de schiste argileux. Près de la base, le quartzite est feldspathique et contient quelques lentilles de conglomérat à cailloux de quartz et à la base, il contient quelques fragments des roches du soubassement. L'épaisseur varie de moins de 100 pieds à environ 1,000 pieds. Au lac Basler, un mince niveau de schiste argileux s'étend près du sommet du quartzite recouvert par de la dolomie sableuse d'au moins 300 pieds

d'épaisseur. Le quartzite du lac Kwejinne repose sous des schistes noirs, et à l'ouest et au sud-ouest du lac Basler, il semble reposer sous des schistes foncés, finement laminés, renfermant un autre quartzite. Au nord du lac Basler, le quartzite à la base de la succession est recouvert par de la dolomie qui s'étend au-delà du quartzite le long de la discordance à l'extrémité nord de la zone des sédiments. La dolomie repose sous de minces lits de siltstone alternant avec des schistes argileux finement laminés d'une épaisseur inconnue, probablement de plusieurs milliers de pieds. En plusieurs endroits, les couches formées de siltstone et de schiste argileux ont moins d'un pouce d'épaisseur et la roche a une apparence varvée. Localement, leur épaisseur atteint de 3 à 4 pouces. Les couches les plus épaisses montrent un granuloclasement vertical et une fine lamination entrecroisée. Dans ces roches, s'étendent des unités de quartzite, de dolomie et de schiste argileux, chacune d'une épaisseur de plusieurs centaines de pieds; leur nombre et leur position stratigraphique demeurent inconnus du fait de la complexité de la structure. Quelques unités de quartzite et de dolomie passent graduellement le long de la direction en du siltstone et du schiste argileux.

La zone de transition avec la dolomie est marquée par des zones où s'étendent nombre de lentilles riches en calcosilicate. A l'ouest et au sud du lac Basler, le quartzite, le schiste et la dolomie sont présents suivant diverses successions stratigraphiques tandis que dans le nord les équivalents métamorphisés des couches de siltstone et de schiste avec un peu de quartzite ou de dolomie dominant. Au lac Grant, les roches métamorphisées reposent en concordance sous des laves basiques dont quelques-unes sont des laves en coussins contenant de minces intercalations en bandes de sédiments cherteux ou de sédiments du type Snare. Du grès feldspathique rose ou rouge et du schiste argileux rouge ou gris recouvrent les roches volcaniques et sont tentativement placés dans le groupe de Snare. Les roches du groupe de Snare sont du faciès miogéosynclinal et déposées en majorité en eau peu profonde. Les quartzites bien triés à stratification entrecroisée suggèrent une mise en place en eau peu profonde plutôt que dans un milieu turbulent près du littoral. La nature sableuse de la dolomie suppose également un environnement similaire. Les grandes épaisseurs de schistes argileux finement laminés situés à l'ouest du lac Basler indiquent un environnement en eau un peu plus profonde. Le faciès change, au nord du lac Basler, en une succession de siltstone et de schiste argileux et la forme en coins des sables à la base de la succession peut être le résultat d'une sédimentation dans un environnement en eau un peu plus profonde. Dans le géosynclinal original, près du littoral, des conditions de mise en place près du bord semblent avoir dominé dans les parties sud et sud-est du géosynclinal tandis que dans la section du nord, les sédiments ont été déposés dans un milieu hors du littoral en eau un peu plus profonde. L'extrusion de laves basiques sous-marines dans la partie nord indique également une transition vers un environnement en eau plus profonde.

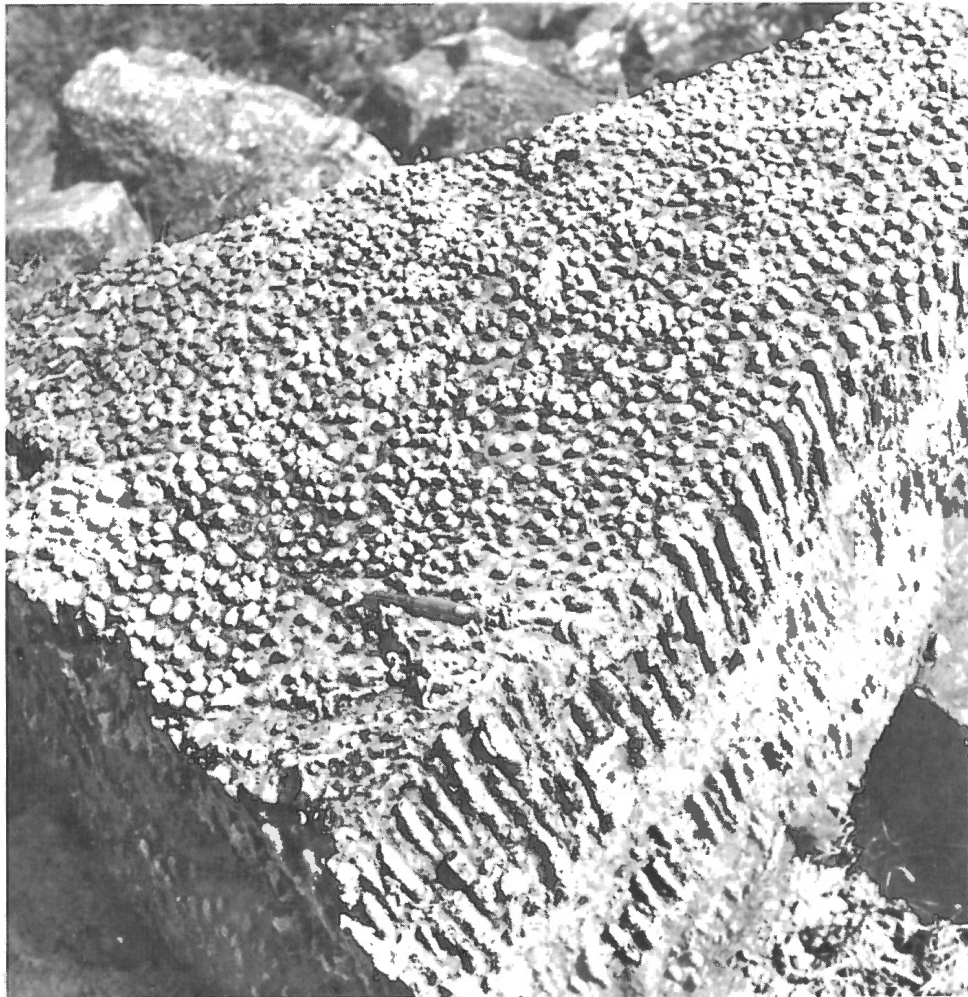
Le groupe d'Epworth est formé d'une succession conforme de roches sédimentaires et volcaniques d'une épaisseur

d'au moins 15,000 pieds. Le groupe repose en discordance marquée sur des roches volcaniques et des granites de l'Archéen. Fraser (1966) l'a divisé en cinq formations. La formation la plus basse comprend 2,000 à 3,000 pieds de quartzite rose et gris avec quelques lits d'argilite et de conglomérat à cailloux de quartz. La formation peut être absente par endroits. Les 2,000 à 5,000 pieds suivants sont constitués de dolomie à stromatolite (pl. IV-8) et de quelques intercalations d'argilite. Cette formation constitue localement l'unité de base du groupe. Elle repose sous au moins 3,000 pieds de siltstone, d'argilite et de grauwaacke en lits minces renfermant de minces bandes de quartzite et de dolomie et recouverts à leur tour par 3,500 pieds de calcaire à interstratifications d'argilite grise et rouge. La formation supérieure, épaisse de 1,200 pieds, comprend des mudstones et des siltstones rouges transformés graduellement vers le sommet en des grès calcareux feldspathiques. De l'andésite massive et en coussins et des roches à fragments apparentées se trouvent localement dans les sédiments.

Les siltstones et les schistes argileux de la formation intermédiaire sont métamorphisés en phyllades et schistes à andalousite ou en schistes à biotite et à grenat là où ces roches sont pénétrées par du granite dans l'ouest. Les métasédiments forment également des restes dans les granites et peuvent être retracés vers le sud jusqu'où des roches similaires sont considérées être du groupe de Snare. Il paraît raisonnable de supposer que cette unité intermédiaire du groupe d'Epworth est l'équivalent stratigraphique des siltstones et des schistes argileux du groupe de Snare et que les dolomies et les quartzites sous-jacents dans les deux groupes sont des unités équivalentes. Les deux formations supérieures du groupe d'Epworth peuvent être les équivalents des strates similaires sus-jacents aux roches volcaniques du groupe de Snare au nord du lac Grant. Les roches des groupes d'Epworth et de Snare semblent être approximativement équivalentes dans le temps et semblent avoir été déposées dans un seul géosynclinal orienté entre le nord et le nord-nord-est, dans une eau aux profondeurs au-dessus et probablement juste au-dessous de la zone d'action des vagues. Les quartzites à la base de la succession sont probablement des dépôts littoraux en forme de coin et mis en place le long de la bordure du bassin. L'interstratification des schistes argileux et des quartzites dans la partie sud du géosynclinal et la présence dans le nord de quartzite et de dolomie dans les schistes argileux-siltstone suggèrent une instabilité tectonique modérée au cours de la mise en place de ces sédiments. La conservation des alternations de siltstone et schiste argileux en couches minces, d'une fine lamination, de la stratification entrecroisée et du granuloclasement vertical, suppose une déposition du mélange schiste argileux-siltstone en eau calme au-dessous de la zone d'action des vagues.

Les groupes de Cameron Bay et d'Echo Bay sont en concordance structurale, mais peuvent être séparés par une lacune stratigraphique. Les roches du groupe d'Echo Bay à Port-Radium sont généralement divisées en deux unités. L'unité inférieure comprend du tuf, de l'argilite verte et rouge, du chert, de l'arkose, et du conglomérat avec quelques

PLANCHE IV-8
Stromatolites dans la dolomie du
groupe d'Epworth de l'Aphébien, lac
Takiyuak, province de l'Ours (T.N.O.).



coulées d'andésite et de minces couches de calcaire. Des fentes de retrait, des rides de plage et du granuloclassement vertical se trouvent dans l'arkose et le schiste argileux. Des conglomérats s'étendent à plusieurs horizons. La formation supérieure consiste en coulées d'andésite porphyrique, en brèches, en tufs et en agglomérats. Les roches du groupe de Cameron Bay forment une succession conforme de conglomérat, d'arkose pourpre et marron, de siltstone et de schiste argileux. Les cailloux du conglomérat sont surtout des roches volcaniques porphyriques, du chert, de l'argilite et du grès dans une matrice d'arkose. A environ 30 milles au nord de Port-Radium (Feniak, 1952), des coulées d'andésite verte et marron, généralement porphyrique, des coulées de dacites et de trachytes, des agglomérats et des tufs sont intercalés dans des sédiments typiques du groupe de Cameron Bay. Les roches volcaniques sont similaires à celles du groupe d'Echo Bay à Port-Radium.

Ailleurs dans la province de l'Ours, les roches n'ont pas été divisées en deux groupes. En majeure partie, les complexes de roches volcaniques non divisées sont constitués d'andésites marrons, vertes ou brunes, généralement porphyriques, de dacites, de trachytes, et de tufs, d'ignimbrites et de brèches

associés. Dans ces complexes de roches volcaniques se trouvent des équivalents intrusifs hypabyssals lithologiquement semblables aux roches volcaniques et souvent difficiles à distinguer des complexes de roches volcaniques. S'y trouvent également des sédiments généralement associés aux roches volcaniques; ils forment localement des zones orientées nord. Ces roches sont formées typiquement de conglomérat, d'arkose rouge, marron et pourpre, ou de grès feldspathique et de schiste argileux. Les fragments des conglomérats sont surtout des cailloux presque arrondis des roches volcaniques des groupes de Cameron Bay et d'Echo Bay avec quelques cailloux de quartz, des parcelles de schiste argileux et de granodiorite ou de granite rose. Les conglomérats se trouvent à plusieurs horizons dans les successions et, en certains endroits, ils forment la partie inférieure d'épais lits granuloclassés verticalement dont la partie supérieure est une arkose. Il existe de nombreuses stratifications entrecroisées et de nombreux fragments de schiste argileux des lits interstratifiés. Les schistes argileux interstratifiés avec les arkoses sont rouges ou marrons et généralement renferment des fentes de retrait et des dykes de grès. Les successions sédimentaires ont été trouvées au-dessous, au-dessus, et intercalées dans les roches volcaniques.

Les épaisseurs de plusieurs successions en affleurements varient de quelque 100 pieds à peut-être plus de 10,000 pieds, mais une corrélation précise entre les différents affleurements de ces successions est impossible. Le soubassement à ces roches n'a pas été identifié avec certitude. Quelques-uns des bassins sédimentaires peuvent être partiellement limités par des failles.

Les groupes de Cameron Bay et d'Echo Bay sont fondamentalement différents des groupes de Snare et d'Epworth car ils se sont formés dans des environnements très distincts. Les sédiments sont surtout du conglomérat et de l'arkose rouges, probablement déposés dans un environnement situé entre une entité continentale et un milieu marin peu profond. Des fentes de retrait, des restes de schiste argileux et des canaux de creusement suggèrent que le fond marin a périodiquement affleuré. Les unités clastiques proviennent de l'érosion rapide de régions à relief accentué et tectoniquement instable. L'activité volcanique intermittente a formé des coulées d'andésite et de trachyte et de grandes quantités de tufs et de brèches par suite d'explosions. Une érosion rapide de ces roches volcaniques a formé nombre des cailloux des conglomérats et probablement un volume considérable des matériaux clastiques fins. Des intrusions peu profondes reliées aux roches volcaniques coupent les roches volcaniques et sédimentaires. Les roches sédimentaires et volcaniques résultent probablement de la dernière phase tectonique de l'évolution du géosynclinal, après la déformation des roches des groupes d'Epworth et de Snare de l'ancien miogéosynclinal, au cours des premières phases de l'orogénèse de l'Hudsonien.

Orogenèse de l'Hudsonien

Les roches aphébiennes ont été plissées, métamorphosées et transformées en roches granitiques ou pénétrées par des roches granitiques au cours de l'orogénèse de l'Hudsonien. Les micas des roches granitiques ont été datés au K-Ar à environ 1,700 et 1,870 m.a. La succession des phénomènes orogéniques n'est pas connue avec certitude du fait de l'imprécision des méthodes de datation pour séparer les différentes phases de l'orogénèse.

Le plissement du groupe de Snare s'est formé en deux phases (Ross et McGlynn, 1965). La phase ancienne, la plus importante, a formé des plis à direction nord-nord-est. Dans le voisinage du lac Basler, où la déformation et le métamorphisme n'ont pas été intenses et où dans la succession se trouvent de grandes épaisseurs de quartzites compétents, les plis sont concentriques, peu profonds, ouverts, plongeant légèrement vers le nord, aux plans axiaux orientés nord et au pendage prononcé vers l'est. Vers l'ouest, les roches du groupe de Snare s'épaississent et l'orientation des plis passe graduellement au nord-est. Au nord du lac Basler, le plissement est plus intense et les plis sont semblables. La différence dans le style des plissements peut être partiellement due au changement de faciès des sédiments, du fait que les épais et rigides niveaux de quartzite se transforment graduellement en des schistes argileux, mais le changement coïncide également avec un accroissement du degré de métamorphisme et est probablement aussi relié à une déformation plus intense à un niveau

tectonique plus profond. Les plans axiaux ont une orientation nord et un pendage prononcé vers l'est; les plis plongent faiblement vers le nord. Des métacristaux d'andalousite et de cordiérite se sont formés durant le métamorphisme. Les plis de la seconde phase sont du même type et ont des plans axiaux orientés sud-est et un pendage prononcé orienté sud-ouest et nord-est. Les plis plongent à des angles modérés vers le nord-ouest. A certains endroits, ils sont reliés à des intrusions de roches granitiques. La déformation a affecté les roches du soubassement près de la discordance et a modifié les anciennes structures des roches de l'Archéen causant des failles et la formation d'une schistosité dans les roches granitiques anciennes. Les anciens plis dans les roches du groupe de Yellowknife ont subi une fermeture plus prononcée ou ont été replissés suivant des plans axiaux parallèles à ceux des roches du groupe de Snare. Les sédiments du groupe d'Epworth, le long de leur limite orientale, sont très légèrement plissés. A l'ouest, ils sont déformés suivant des plis de plus en plus serrés à direction nord.

Les roches aphébiennes ont été transformées en gneiss granitique et pénétrées par des roches granitiques au cours de l'orogénèse de l'Hudsonien. Ces phénomènes plutoniques ont pris place probablement au cours ou juste après les plissements initiaux et durant la seconde phase de plissement. Au cours de l'intrusion des roches granitiques et du plissement, les roches des groupes de Snare et d'Epworth ont été métamorphosées au point qu'il s'est formé de l'andalousite, de la cordiérite et localement, des métacristaux de sillimanite. Dans les batholites granitiques, les roches les plus abondantes sont des granodiorites ou monzonites quartziques gris ou roses. Elles sont gneissiques ou presque massives, et se transforment graduellement en zones d'étendue variable de migmatites et de gneiss granitiques mélangés, se transformant graduellement à leur tour en roches métamorphosées des groupes de Snare ou d'Epworth. A l'est de la rivière Wopmay, une vaste zone de sédiments fortement métamorphosés, de migmatites et de gneiss mélangés, pénétrés par quelques petits batholites de granodiorite, peut représenter le niveau le plus profond de l'orogène. Plus au sud, à l'est du lac Basler, le degré de métamorphisme des sédiments est plus faible et les zones de migmatite sont rares. Ces traits géologiques et le style de plissement des sédiments indiquent que dans cette région un niveau structural plus élevé de l'orogène affleure.

La phase de mise en place des roches granitiques a été probablement suivie par une période de faille, de volcanisme et de mise en place de sédiments du type molasse des groupes de Cameron Bay et d'Echo Bay. Ces sédiments et les roches volcaniques acides peuvent avoir été déposés dans des bassins limités par des failles telles que celle le long de la rivière Wopmay. Cette faille est un trait linéaire, majeure, postorogénique et forme une zone de mylonite dans les roches granitiques et une zone de fort cisaillement dans les sédiments du groupe de Snare. Les groupes de Cameron Bay et d'Echo Bay ont été pénétrés par des porphyres à feldspath de composition variable, probablement les équivalents intrusifs des roches volcaniques de ces groupes. Ils sont aussi pénétrés par des granodiorites porphyriques à hornblende, à grains gros-

siers, presque massives, et par endroits, par des granodiorites roses, massives. Les micas de ces intrusions ont donné au K-Ar un âge entre 1,700 et 1,780 m.a. Ces intrusions sont du type mis en place à un niveau élevé, avec des contacts bien définis et d'étroites auréoles métamorphiques. Elles sont concentrées à l'ouest de la rivière Wopmay dans la région où se sont déposées les roches des groupes de Cameron Bay et d'Echo Bay de la dernière phase du géosynclinal et de la dernière manifestation tectonique. Il semble donc apparent que les roches granitiques se divisent en deux groupes. Le plus ancien est formé de granodiorites syntectoniques mises en place à un niveau profond. Il contient également, associé à ces granodiorites, les migmatites et les gneiss formés des roches des groupes de Snare et d'Epworth; ces roches sont suivies par des granodiorites et des granites mis en place à un niveau élevé à une phase tectonique tardive et peut-être post-tectonique. Ces roches plus récentes coupent les roches des groupes de Cameron Bay et d'Echo Bay et quelque peu les roches anciennes. Les anciennes intrusions sont concentrées dans la région du miogéosynclinal original tandis que les récentes intrusions se trouvent plutôt dans la région de la dernière phase du géosynclinal et sont probablement reliées étroitement dans le temps aux roches volcaniques.

Sous-provinces de Coppermine et de Brock

Hélikien

Le groupe de Hornby Bay a ses meilleurs affleurements au nord de la baie Hornby, sur le Grand lac de l'Ours. Les unités de basalte sont en discordance angulaire sur une surface profondément érodée sus-jacente aux roches des groupes d'Epworth, de Cameron Bay et d'Echo Bay et des roches intrusives granitiques hudsoniennes de ces sédiments aphébiens. Le groupe de Hornby Bay comprend deux formations: un quartzite et un conglomérat inférieurs et une dolomie supérieure (Fraser, 1960). Au nord du Grand lac de l'Ours, l'unité inférieure peut atteindre 4,000 pieds d'épaisseur, mais du côté du golfe du Couronnement, vers le nord-est, elle s'amincit et disparaît. Les conglomérats sont constitués de cailloux de quartzite, de quartz et de quelques cailloux de porphyre à quartz et feldspath dans une matrice de quartzite blanc. Ils se présentent en bancs ou lentilles minces dans les quartzites. Les quartzites à la base de la succession sont généralement finement laminés, rougeâtres ou pourpres, à stratification entrecroisée et rides de plage. Plus typiques sont les quartzites de blanc à gris pâle ou rose, souvent à stratification entrecroisée, modérément et grossièrement stratifiés et à grains grossiers. Ils sont composés de grains de quartz très arrondis et d'un peu de chert dans un ciment de quartz. L'unité supérieure du groupe recouvre en concordance les quartzites. Elle est formée de dolomie argileuse recouverte par de la dolomie brune ou rougeâtre et par une dolomie finement cristalline de chamois à gris contenant de nombreuses zones de stromatolites. Au nord du Grand lac de l'Ours, la dolomie a une épaisseur d'environ 4,000 pieds, mais vers le nord-est, du côté du golfe du Couronnement, elle s'amincit et, où l'unité inférieure manque, elle recouvre en discordance les

roches du groupe d'Epworth et les granites. A l'ouest, la dolomie repose probablement en discordance sous les roches du début du Paléozoïque. Les roches du groupe de Hornby Bay ont un pendage de faible à horizontal à l'exception des zones situées près des failles. Les roches semblent être plissées suivant de vastes plis à axes orientés nord-est.

Les roches du groupe de Hornby Bay reposent en concordance sous le groupe de Coppermine River actuellement divisé en deux formations. La formation inférieure est constituée de coulées basaltiques, épaisses de 11,000 à 13,000 pieds. Les coulées sont des basaltes à grains fins de couleur brune, vert foncé ou pourpre et leur composition semble être relativement uniforme à travers la succession. Chaque coulée de lave varie en épaisseur entre 50 et 200 pieds. Ces coulées sont plutôt massives, mais leurs parties supérieures, rarement leurs parties inférieures, ont généralement une structure amygdaloïde. Les amygdales contiennent de la calcite, du quartz, de la chlorite, de l'épidote et, localement, du cuivre natif ou de la chalcocite. Les laves ont un pendage nord très faible, à un angle de 10° ou moins. Huit déterminations d'âge au K-Ar sur des échantillons de roche entière ont donné entre 735 et 1,200 m.a. Ces variations n'ont aucune signification stratigraphique du fait que quelques-uns des âges récents ont été obtenus près de la base de la succession. Les directions d'aimantation rémanente, mesurées sur 51 échantillons orientés provenant de 24 endroits de ces coulées (W. A. Robertson, 1964), ont donné une position polaire de 1°N et 176°W, ce qui place les coulées à une paléolatitudes de 10° à 15°. Cette position polaire est très près de la position du pôle de l'intrusion de Muskox, dont l'âge semble exact à 1,150 m.a. Il semble donc que les laves du groupe de Coppermine River ont de 1,100 à 1,200 m.a. et peuvent être considérées du Néohélikien inférieur.

La plus récente formation du groupe de Coppermine River comprend environ 15,000 pieds de sédiments. Le long de la rivière Coppermine, les unités à la base sont du grès rouge, du siltstone et du schiste argileux (Fraser, 1960). Ces roches recouvrent en concordance les laves et peuvent être localement intercalées sous forme de minces couches dans les laves. Les couches rouges paraissent restreintes à la région de la rivière Coppermine et disparaissent vers l'est et l'ouest. Les unités à la base reposent sous des schistes argileux gris qui, d'après Baragar (1967), sont séparés des roches sous-jacentes par une discordance angulaire peu prononcée. Le schiste argileux est recouvert par de la dolomie chamois, grise ou brune, avec du quartzite et du schiste argileux en lits minces près du sommet. Au nord de la rivière Rae, s'étendent des zones à stromatolites dans un calcaire noir qui est peut-être intercalé dans la dolomie ou la recouvre. La stratigraphie des sédiments du groupe de Coppermine River qui recouvrent la plaine de Brock n'est pas très connue. Les couches les plus basses sont des schistes argileux de gris à noirs, probablement équivalents à ceux sis au-dessus de la discordance sur la rivière Coppermine. Les schistes argileux passent vers le haut en une succession conforme de dolomie rose, grise et chamois et en deux lits de quartzite. Du gypse, épais jusqu'à 65 pieds, se trouve dans les roches car-

bonatées sur la côte Arctique et, du calcaire noir à stromatolites, similaire au calcaire noir au nord de la rivière Rae, se trouve près de Deas Thompson Point.

Les couches rouges à la base des sédiments du groupe de Coppermine River ont probablement le même âge que les laves, du fait qu'elles sont en conformité et probablement intercalées, et sont peut-être du Néohélikien. Les sédiments sus-jacents à la discordance sont pénétrés de sills de diabase qui ont donné au K-Ar sur la roche entière entre 445 et 718 m.a. Ils peuvent être du Néohélikien ou de l'Hadrymien.

Intrusion de Muskox

L'intrusion de Muskox est une intrusion basique stratifiée qui, vue en plan, revêt l'aspect d'un dyke et, vue en section, revêt l'aspect d'un entonnoir (fig. IV-13). L'intrusion coupe un complexe sous-jacent composé de roches du groupe d'Epworth métamorphisées, de migmatite, de gneiss granitique et de granodiorite. Elle coupe aussi les quartzites sus-jacents du groupe de Hornby Bay de l'Hélikien. L'intrusion de Muskox n'est pas en contact avec les roches du groupe de Coppermine River, mais les laves, et peut-être quelques sédiments, forment probablement les roches de couverture. Des déterminations d'âge sur des micas et sur des échantillons de roche entière indiquent que l'intrusion de Muskox a de 1,100 à 1,200 m.a. L'aimantation rémanente de ces roches a une position polaire de 4°N et 175°W (W. A. Robertson, 1964). Cette position est très proche de la position polaire des laves du groupe de Coppermine River et, avec les données radiométriques, on présume qu'elles sont équivalentes dans le temps. Les données radiométriques et paléomagnétiques indiquent également que des dykes de

diabase du système de Mackenzie ont été mis en place approximativement en même temps (Fahrig et coll., 1965). Il y eut donc une importante période d'intrusion de magma basique dans la province de l'Ours au cours du Néohélikien inférieur. D'après Smith (1962), la forme de l'intrusion est contrôlée dans une large mesure par la discordance à la base des sédiments du groupe de Hornby Bay, lesquels ont bloqué le mouvement du magma ascendant le long du dyke nourricier orienté nord et le magma s'est étendu hors du dyke et a formé une masse en forme d'entonnoir. Un volume de magma suffisamment important pour permettre une différenciation s'est accumulé. Le dyke nourricier est presque vertical, tandis que les contacts de la partie de la masse en forme d'entonnoir s'incline à 57° vers l'intérieur de la masse dans la partie sud et décroît graduellement vers le nord-est pour atteindre 22°.

L'intrusion a été divisée en un nombre d'unités structurales et pétrologiques. Le dyke nourricier constitue la moitié sud de la masse et atteint environ 37 milles de long sur 500 à 1,800 pieds de large. Du gabbro à bronzite et de la norite sont les roches les plus abondantes, mais à mesure que le dyke s'étend en largeur, apparaissent des lentilles de picrite qui finalement forment une zone presque continue dans le centre du dyke. La zone marginale de l'intrusion est présente dans la partie nord et varie en largeur entre 200 à 1,200 pieds. La zone consiste en une série graduelle de types lithologiques qui, à partir du contact vers l'intérieur, sont du gabbro à bronzite, de la picrite, de la péridotite feldspathique, de la péridotite et de la dunite. Le long du contact, le gabbro est par endroits une roche figée et s'amincit vers le nord jusqu'à disparaître. La série centrale stratifiée est

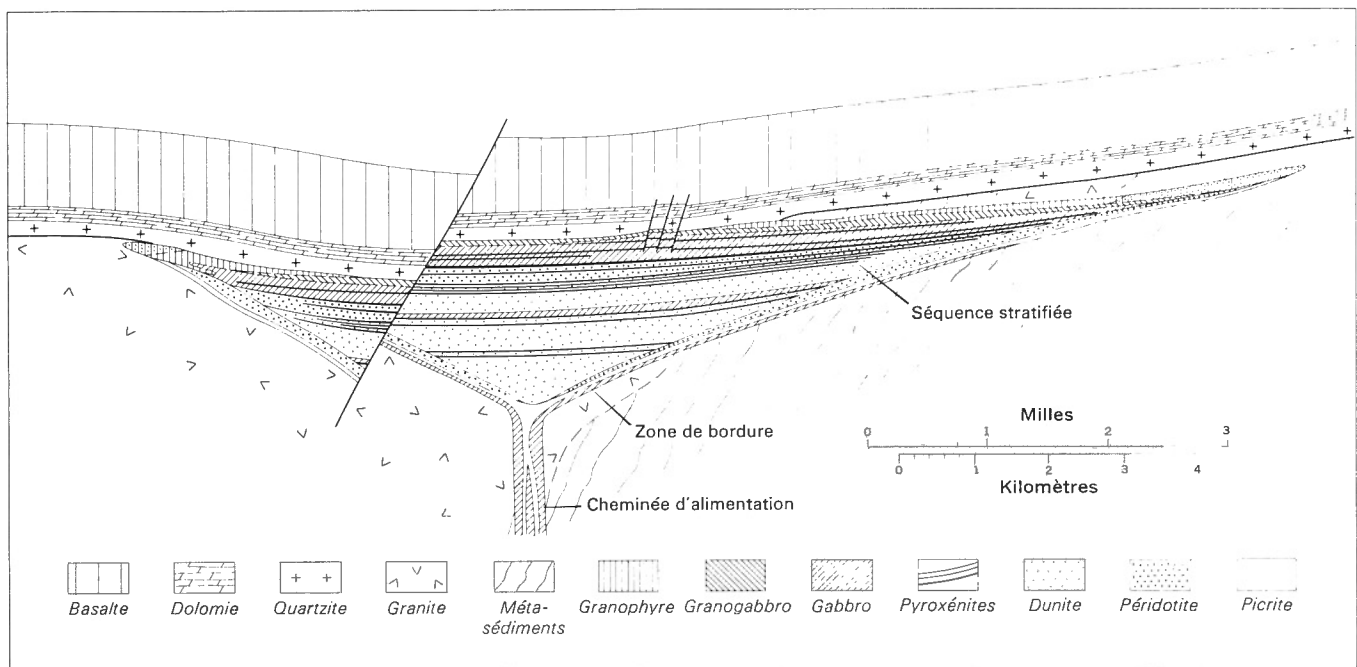


FIGURE IV-13. Coupe transversale typique de l'intrusion de Muskox (T. N. Irvine et C. H. Smith).

CGC

formée de couches alternées de dunite, de péridotite, de pyroxénite et de gabbro. La dunite est plus abondante dans la partie inférieure de la série et le gabbro l'est dans la partie supérieure. La succession atteint environ 8,500 pieds d'épaisseur et est constituée de 38 couches principales dont quelques-unes sont stratifiées. Les couches ont un pendage de 10° vers le nord-ouest, presque parallèle au pendage des coulées du groupe de Coppermine River. Les couches s'étendent de 1,200 à 2,000 pieds de la zone de bordure de l'intrusion où elles accusent un pendage un peu plus prononcé pour enfin disparaître. La zone de bordure au sommet a une épaisseur d'environ 200 pieds et est constituée à la base de gabbro à granophyre qui se transforme graduellement vers le haut en une granophyre. Des brèches intrusives s'étendent le long du sommet de la zone de bordure et consistent en fragments de dimensions variables de quartzite du groupe de Hornby Bay et de quelques fragments des anciennes roches du soubassement dans une matrice de granophyre.

Dykes de diabase et failles

Les plus anciens dykes de diabase connus qui coupent les roches de la province de l'Ours ont une orientation entre le nord et le nord-nord-ouest; ils ont un pendage vertical, appartiennent au système de Mackenzie et ont entre 1,100 et 1,300 m.a. (pl. IV-9). Ces dykes coupent le groupe de Hornby Bay et probablement les laves du groupe de Coppermine River. Des dykes orientés au nord de l'est se trouvent au sud du Grand lac de l'Ours et s'étendent probablement au nord-est du lac où ils coupent les roches du groupe d'Epworth. Ces dykes ont été datés à 875 m.a. (Fahrig et coll., 1965). Quelques dykes à direction nord-nord-est, au sud des laves du groupe de Coppermine River, coupent aussi les sédiments du groupe de Coppermine River et ont donné au K-Ar un âge moyen de 700 m.a. Ces dykes sont peut-être reliés aux sills de diabase des sédiments du groupe de Coppermine River et sont du même âge. Les dykes du système de Mackenzie ont donné des âges comparables à ceux des laves du groupe de Coppermine River et de l'intrusion de Muskox; par ailleurs, les données paléomagnétiques provenant de ces trois types de roches basiques ont donné des positions polaires similaires. Ainsi donc s'est étendue au cours de l'Hélikien moyen une période majeure d'intrusion et d'extrusion de magma basique. Une seconde période a suivi durant l'Hadrymien supérieur; elle est représentée par des dykes de diabase, par des sills et probablement aussi par les roches volcaniques de Natkusiak.

Des failles coupent les roches de tout âge dans la province de l'Ours, mais elles semblent plus fréquentes dans les roches plus anciennes que le groupe de Coppermine River. La plupart de ces failles ont une orientation nord-est et nord mais quelques-unes ont une direction nord-ouest. Toutes ont un pendage presque vertical et sont marquées par d'étroites zones de brèches et de mylonite. Des filons de quartz s'étendent dans les fractures reliées à ces failles et le long des failles elles-mêmes, particulièrement dans celles à orientation nord-est. S'y trouvent également d'immenses filons de quartz et de larges et longs stockwerks de quartz.

Ces failles contiennent du quartz massif ou des géodes de cristaux de quartz, fracturé et veiné de quartz plus récent. Les roches des murs sont silicifiées et coupées par un ensemble d'étroits filons quartzeux. Dans certains stockwerks se sont formées des failles récentes le long d'un ou des deux contacts. La localisation des stockwerks est partiellement contrôlée par de légères variations dans la direction des failles et peut-être aussi par leur pendage (McGlynn, 1957). Dans le nord de la province de l'Ours, les failles orientées nord et nord-est déplacent les laves et les sédiments inférieurs du groupe de Coppermine River, l'intrusion de Muskox et quelques dykes de diabase du système de Mackenzie. Cependant, plusieurs dykes du système de Mackenzie sont plus récents que les failles et quelques-uns coupent les stockwerks de quartz. Il existe donc des failles de deux âges et de même direction, ou, plus probablement, les failles, les intrusions et les extrusions du magma basique sont des phénomènes reliés entre eux reflétant une période de tension au cours de l'Hélikien moyen. Il semble vraisemblable que plusieurs des failles orientées nord et nord-est dans la partie sud de la province soient reliées à celles du nord de la province. Cependant, le long de quelques-unes de ces failles apparaît un mouvement qui semble plus récent que les dykes de diabase datés approximativement à 875 m.a. Quelques failles anciennes ont peut-être été réactivées à cette époque ou de nouvelles failles à orientation nord et nord-est se sont peut-être formées à peu près au temps de l'intrusion des plus récents dykes de diabase.

Sous-province de Minto

Les roches précambriennes dans l'île Victoria datent de l'Archéen à l'Hadrymien (Thorsteinsson et Tozer, 1962). Les roches les plus anciennes affleurent sur le rivage au fond de la baie Hadley et consistent en quartzite et quartzite schisteux à direction nord-nord-est, au pendage de modéré à prononcé; la granodiorite semble être plus récente que les sédiments. La biotite de la granodiorite a donné 2,405 m.a. au K-Ar; c'est un granite du Kéronanien. Le quartzite est donc de l'Archéen s'il est coupé par la granodiorite.

L'épaisse succession du groupe de Shaler recouvre en discordance les roches anciennes et repose en discordance sous les roches volcaniques basiques de la formation de Natkusiak. Les roches du groupe de Shaler sont conformes et sont pénétrées par de nombreux sills et dykes de gabbro. La formation de Glenelg à la base est divisée en deux niveaux: le niveau inférieur est formé de 2,000 pieds de quartzite et grès rouge, blanc ou gris, en lits de minces à épais, de schistes gris foncé nodulaires, de siltstone et de dolomie à grains très fins. Le niveau supérieur comprend 1,200 pieds de quartzites de gris à rouge clair en lits épais avec au sommet une mince unité de dolomie stromatolitique orange rougeâtre ou brune en lits épais. Les quartzites rouges à grains grossiers et le conglomérat à cailloux de quartz des îles Richardson et du littoral sud de l'île Victoria sont provisoirement mis en corrélation avec la formation de Glenelg.

Sur l'île Banks, des calcaires gris finement laminés, du calcaire cherteux et du chert, similaires aux roches de la partie inférieure de la formation de Glenelg de la région type, reposent sous du grès rouge ou du quartzite et des quantités mineures de schiste argileux gris et de siltstone lithologiquement semblables aux roches de la partie supérieure de la formation de Glenelg.

La formation de Glenelg repose en concordance sous la formation de Reynolds Point qui comporte à sa base une unité de grès gris en lits moyens recouverte par 1,900 pieds de calcaire argileux gris en lits moyens et de petites quantités de grès, de schiste argileux et de calcaire stromatolitique interstratifiés. La formation de Minto Inlet, épaisse de 300 à 1,200 pieds, recouvre en concordance la formation de

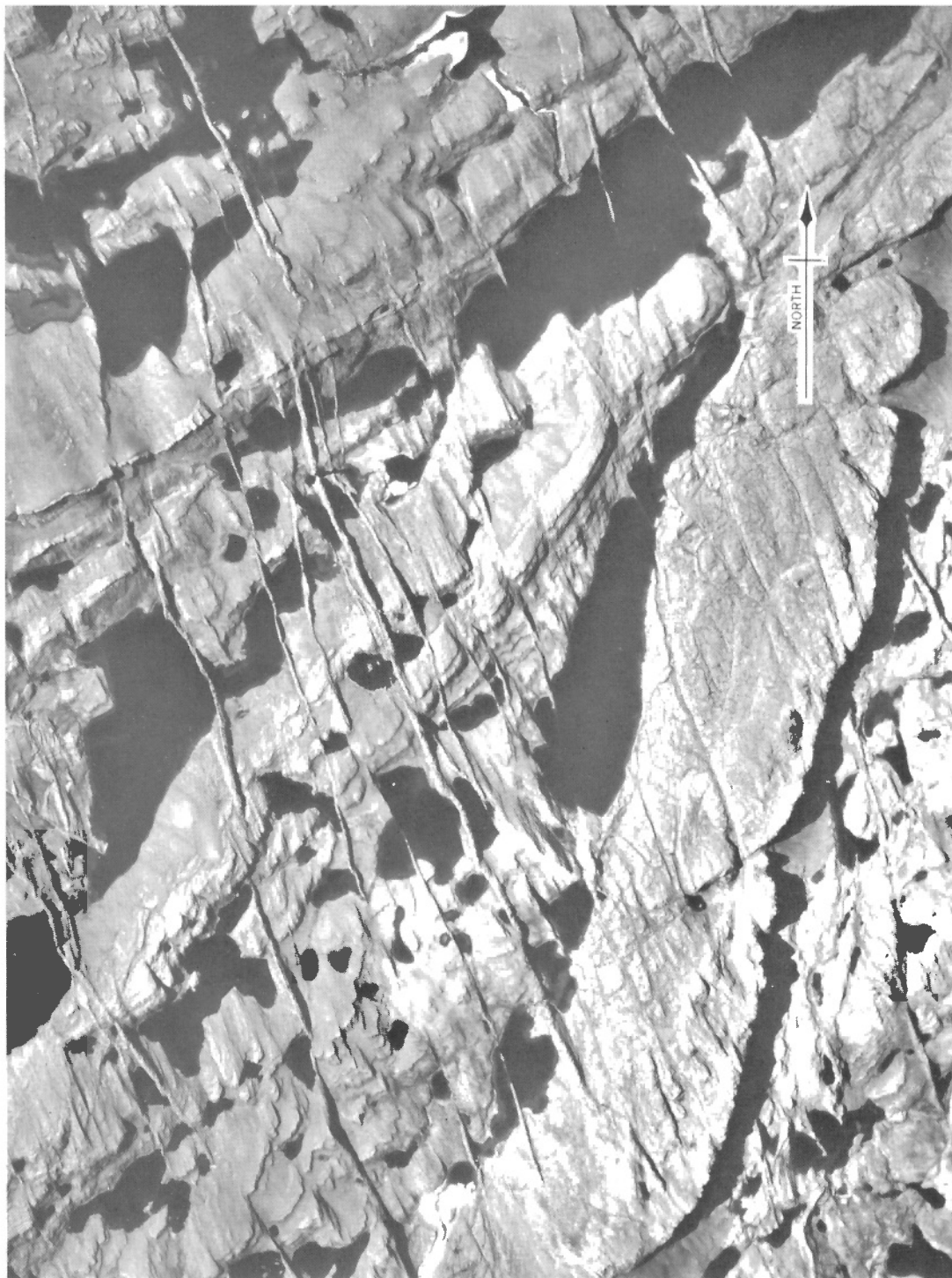


PLANCHE IV-9
Photographie aérienne verticale de dykes de diabase du système de Mackenzie. Les dykes ont une orientation nord-ouest et coupent les strates faiblement plissées du groupe d'Epworth de l'Aphé-bien, province de l'Ours (T. N.-O.).

Reynolds Point et est constituée de gypse et d'anhydrite blancs finement stratifiés et de quelques grès gris et rouges, de calcaire vert grisâtre et de schiste argileux, de dolomie et de siltstone gris. La formation de Wynniatt repose, avec un contact bien défini, sur la formation de Minto Inlet et est formée de 2,700 pieds de calcaire, de gris foncé à noir, finement laminé et de calcaire argileux renfermant plusieurs horizons stromatolitiques et dolomitiques. Elle est recouverte en concordance par la formation de Kilian, mélange de sédiments multicolores finement laminés, d'une épaisseur d'environ 600 pieds. Le niveau inférieur est composé de gypse et d'anhydrite blancs, gris ou roses, de schistes gris gypseux ou calcareux, de grès brun rougeâtre, de siltstone et de dolomie. Les nombreuses stratifications entrecroisées, les rides de plage et les fractures de dessiccation indiquent une sédimentation en eau peu profonde. Le niveau supérieur est similaire mais ne contient ni gypse ni anhydrite. Dans l'ouest, les lits au sommet sont du grès chamois à stratification entrecroisée et du grès conglomératique érodés ailleurs avant l'extrusion des roches volcaniques de la formation de Natkusiak.

La formation de Natkusiak repose en discordance sur la formation de Kilian. D'une épaisseur maximum de 1,000 pieds, elle est formée surtout de basalte et de quantités réduites de tuf ou d'agglomérat. Les coulées atteignent séparément 100 pieds d'épaisseur et sont ordinairement massives avec des brèches au sommet et de minces zones de roches amygdales à la base et au sommet. Nombre de sills de diabase pénètrent toutes les formations du groupe de Shaler et peut-être aussi la formation de Natkusiak; ils ont jusqu'à 100 pieds d'épaisseur et s'étendent sur des dizaines de milles le long de la direction. Ils sont probablement étroitement reliés dans le temps aux extrusions des roches volcaniques de la formation de Natkusiak. Des déterminations d'âge sur la roche entière de deux échantillons de ces sills ont donné au K-Ar de 635 à 640 m.a. Trois échantillons des roches volcaniques de la formation de Natkusiak ont donné de 390 à 483 m.a. Ces derniers âges sont probablement trop récents car les roches volcaniques sont légèrement plissées comme les autres roches du groupe de Shaler et reposent en discordance sous les sédiments du Cambrien moyen et de l'Ordovicien. Le groupe de Shaler n'est pas métamorphisé sauf sur quelques pieds d'épaisseur au voisinage et près des sills de gabbro. Les principaux affleurements

de roches précambriennes s'étendent le long de l'arche de Minto, où une discordance structurale existe entre les roches du Paléozoïque et celles du Précambrien. La discordance démontre clairement que les roches du groupe de Shaler et de la formation de Natkusiak ont été plissées avant la déposition des sédiments du Cambrien. Les roches précambriennes ont subi un léger plissement suivant des axes à direction approximative est et nord-est. Le pendage des roches est de 10° ou moins et les plis plongent à l'est ou à l'ouest à un angle faible.

Sur la base des informations actuelles, la mise en corrélation des strates du groupe de Shaler avec les roches de la fin du Précambrien du continent peut être seulement spéculative. Les roches volcaniques et les sills gabbroïques, bien qu'ils aient donné au K-Ar entre 390 et 640 m.a., sont probablement antérieurs au Cambrien moyen. Les roches du groupe de Shaler, séparées des roches volcaniques par une lacune stratigraphique, peuvent être du Néohélikien ou de l'Hadrymien. Les sills en intrusion dans les sédiments du groupe de Coppermine River ont donné entre 445 et 718 m.a.; ces limites incluent les âges des roches volcaniques de la formation de Natkusiak et ceux des sills associés, ce qui suggère une équivalence dans les âges. Les quartzites des îles Richardson et de l'île Victoria adjacente, placés provisoirement dans la formation de Glenelg, s'étendent le long de la direction des sédiments du groupe de Coppermine River et sont coupés par des sills qui traversent les sédiments de ce groupe; ils peuvent donc être une partie de la succession du groupe de Coppermine River. Des quartzites similaires au fond de la baie Wellington sur la côte sud de l'île Victoria appartiennent peut-être aux sédiments du groupe de Coppermine River ou peuvent être reliés aux quartzites plus anciens de la région de l'inlet Bathurst tel que la formation de Tinney Cove sur le continent. La partie principale de la succession du groupe de Shaler a des caractéristiques de sédiments déposés dans un milieu marin en eau peu profonde accompagnés d'une formation extensive de gypse et d'anhydrite. La partie des sédiments du groupe de Coppermine River sus-jacents à la discordance semble également typique d'une mise en place dans un milieu marin en eau peu profonde, mais les couches de gypse existent seulement par endroits. Ces sédiments peuvent donc être en corrélation avec une partie au moins des roches du groupe de Shaler.

LA PROVINCE DE CHURCHILL

Résumé tectonique

Les plus anciennes roches dans la province de Churchill datent probablement de l'Archéen et sont surtout des coulées volcaniques de basiques à intermédiaires et des roches pyroclastiques. Elles reposent sous des sédiments du type flysch, de la grauwacke et du schiste argileux et de minces rubans de roches volcaniques, de quartzite et de dolomie. Les différentes zones sont isolées et ont une direction nord, nord-est, et est. Les roches sont plissées suivant des axes orientés entre le nord et le nord-est, métamorphisées à divers degrés,

transformées en migmatite ou en gneiss granitique et coupées par des roches granitiques massives ou légèrement feuilletées. Seule demeure, en quelques endroits, une évidence positive de l'âge de ces strates et aucun soubassement n'a été décelé sous ces strates. La plupart des déterminations d'âge au K-Ar ont donné l'Hudsonien, mais des âges plus anciens, remontant au Kénorani, ont été obtenus. Toutes ces roches, probablement de l'Archéen, ont subi à divers degrés les effets des phases de l'orogénèse de l'Hudsonien. On croit que toute la province de Churchill actuelle était,

avant la déposition des sédiments de l'Aphébien, recouverte de roches déformées supercrustales et granitiques de l'Archéen.

Les roches de l'Aphébien s'étendent dans un certain nombre de zones séparées de la province de Churchill. En certains endroits, ces roches reposent en discordance sur des roches plus anciennes, présumées de l'Archéen, et sur des gneiss granitiques du Kénorani. Le dépôt des sédiments a probablement eu lieu dans des géosynclinaux séparés, sans doute d'âges sensiblement différents. Toutes les roches de l'Aphébien ont été plissées, métamorphosées de faiblement à intensément et quelques-unes ont subi l'intrusion de roches granitiques et transformées en des gneiss granitiques. Cette activité orogénique est considérée comme étant de l'orogénèse de l'Hudsonien. Elle peut s'être manifestée par phases séparées, car il est probable qu'il existe dans les provinces de Churchill et de l'Ours plusieurs zones orogéniques distinctes qui coïncident approximativement avec les nombreux géosynclinaux dans lesquels se sont déposés les sédiments

de l'Aphébien (fig. IV-14). Les directions structurales varient d'une zone orogénique à l'autre. L'intensité et le style des déformations, le degré de métamorphisme et de granitisation et le nombre d'intrusions granitiques varient le long de chacune des zones et également d'une zone à l'autre. Dans les régions entre les zones orogéniques, les roches sont en majorité des gneiss granitiques qui ont donné au K-Ar de 1,700 à 1,900 m.a. Cependant, on a obtenu de ces gneiss un certain nombre de dates plus anciennes. La plupart des gneiss semblent avoir été formés au cours de l'orogénèse du Kénorani; ils constituent donc le soubassement aux sédiments de l'Aphébien. Ils ont subi les effets des différentes phases de l'orogénèse de l'Hudsonien, comme l'indiquent les diverses datations au K-Ar et ont, en outre, été coupés par des zones majeures de failles dont quelques-unes remontent probablement aux dernières phases de l'orogénèse de l'Hudsonien.

Les roches sédimentaires et volcaniques tardives ou post-tectoniques ont été mises en place dans des bassins isolés, probablement déterminés en grande partie par des

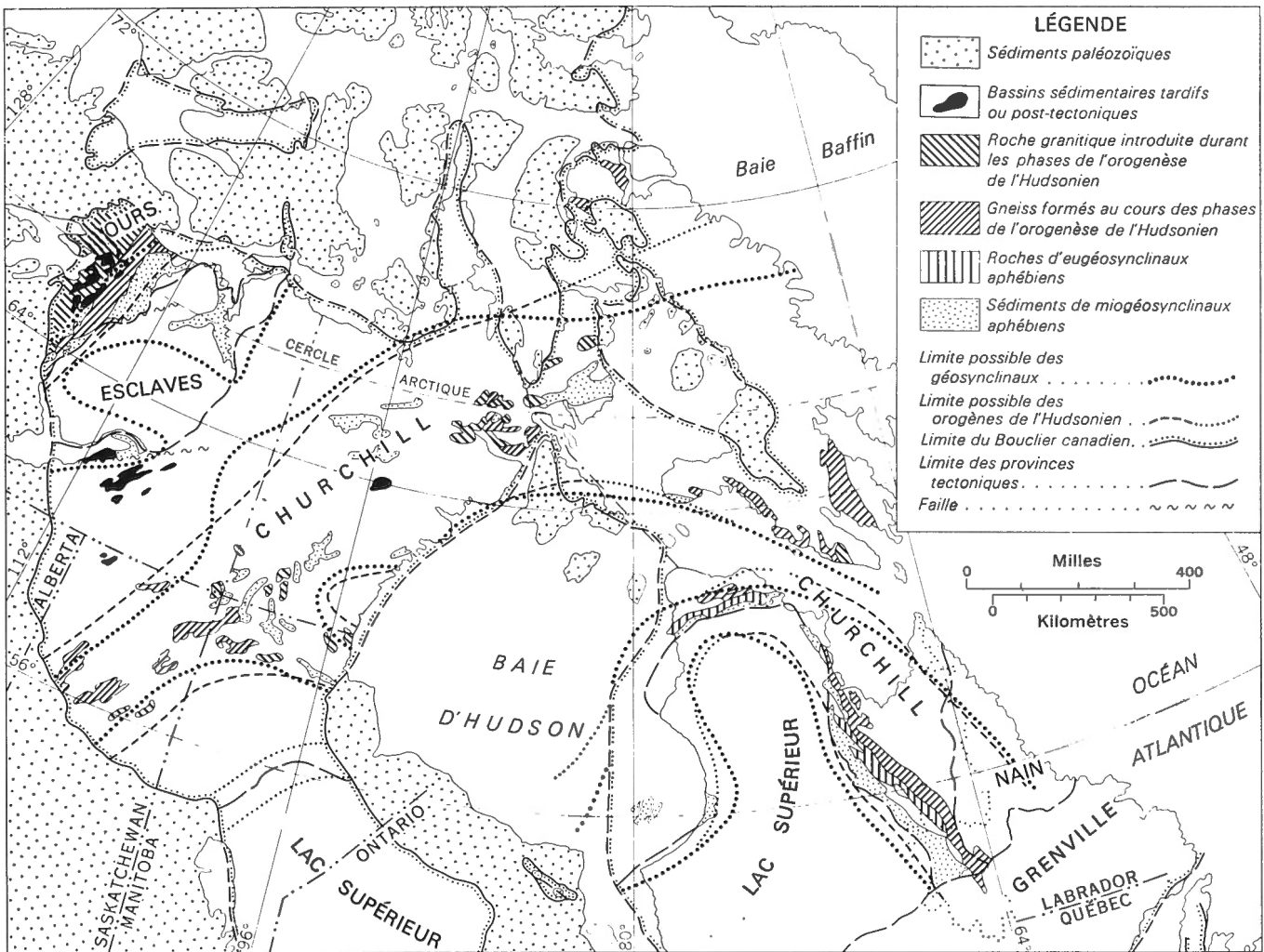


FIGURE IV-14. Étendue possible des géosynclinaux de l'Aphébien et des orogénèses de l'Hudsonien dans les provinces de Churchill et de l'Ours du Bouclier canadien (J. C. McGlynn).

failles. Les sédiments sont des conglomérats, des grès feldspathiques et lithiques, de l'arkose et du schiste argileux. Les coulées volcaniques et les roches pyroclastiques et leurs équivalents intrusifs varient en composition du basalte aux trachytes. Le plissement de ces roches, de modéré à faible, s'est probablement formé au cours de mouvements le long de failles. Légèrement métamorphisées, elles n'ont pas subi l'intrusion de roches granitiques. Elles datent de la fin de l'Aphézien si l'activité tectonique qu'elles ont subie est considérée être une phase tardive de l'orogénèse de l'Hudsonien, ou elles sont du Paléohélikien, si cette activité est postorogénique. La principale période d'intrusion de roches basiques date d'environ 1,200 m.a. A cette date le système de dykes de Mackenzie orientés entre le nord-nord-ouest et le nord a été injecté dans la partie ouest de la province. D'autres systèmes plus petits, sensiblement du même âge, ont été injectés dans la partie est. Au sud du Grand lac des Esclaves, les dykes orientés entre l'ouest et le nord, ont donné de 1,500 à 1,600 m.a.

Les grès et les dolomies de l'Hélikien et probablement de l'Hadrymien sont horizontaux ou sont très légèrement plissés. Ils ont été déposés sur un soubassement profondément érodé recouvert de gneiss et de roches granitiques du Kénoranien et de l'Hudsonien et de sédiments de l'Aphézien dans la partie ouest de la province de Churchill.

Aphézien

Les sédiments de l'Aphézien dans la province tectonique de Churchill ont été déposés sur un soubassement de roches de l'Archéen et de gneiss granitiques profondément érodés et formés au cours de l'orogénèse du Kénoranien. Les affleurements connus de couches de l'Aphézien semblent être plutôt de petits segments de géosynclinaux antérieurement plus extensifs. Il peut s'être formé trois géosynclinaux distincts, mais leur âge relatif reste inconnu. Ils peuvent avoir été d'âges très différents et non reliés tectoniquement.

Dans la partie ouest de la province, dans la zone d'East Arm, les roches de l'Aphézien ont probablement été déposées dans un géosynclinal qui comprenait des roches de l'Aphézien des provinces des Esclaves et de l'Ours. Ce géosynclinal était orienté entre le nord et nord-nord-est. Une partie de l'actuelle province des Esclaves était une région cratonique positive au cours de l'Aphézien et une source de quelques sédiments. Les roches de divers groupes, considérées comme des restes du géosynclinal original, présentent une stratigraphie sensiblement similaire, ce qui suggère une formation simultanée. Les couches de quartzite à la base de la succession sont surtout fluviatiles, mais une partie est toutefois marine et quelques successions contiennent de la dolomie. Ces quartzites reposent sous de l'argilite et de la dolomie. D'épaisses successions stromatolitiques s'étendent dans la dolomie de certaines parties des sections. Les roches calcareuses sont recouvertes par du siltstone, du schiste argileux et de la grauwacke qui représentent un faciès de milieu en eau relativement plus profonde; elles se transforment graduellement en certains endroits en ces roches sus-jacentes. Des grès rouges non marins et des schistes argileux sont les

roches les plus récentes de ces différents groupes. Des roches volcaniques, de basiques à intermédiaires, se trouvent dans la partie inférieure de quelques successions et au sommet ou près dans d'autres. En général, les successions sont de type miogéosynclinal et sont constituées de roches déposées en eau peu profonde dans un milieu de plate-forme. Les strates non marines et les couches rouges indiquent un certain nombre de régressions marines. Il existe des différences entre les diverses successions, telles que dans l'épaisseur des formations, dans l'épaisseur des unités stromatolitiques, dans les quantités relatives de sédiments marins et non marins et dans la présence ou l'absence de roches volcaniques.

Dans la partie centrale de la province de Churchill, à l'ouest de la baie d'Hudson, les roches de l'Aphézien ont été probablement déposées dans un géosynclinal orienté entre le nord-nord-est et l'est-nord-est. La succession consiste généralement en un quartzite à la base, renfermant des lentilles de conglomérat et de grauwacke, et recouvert par de l'argilite, des roches carbonatées, de la grauwacke finement laminée et du quartzite impur. En certains endroits, des roches volcaniques basiques se trouvent au sommet ou près du sommet. Lorsque ces roches ne sont pas en contact avec les roches granitiques plus récentes, elles se trouvent en discordance sur les roches de l'Archéen ou les gneiss granitiques formés au cours de l'orogénèse du Kénoranien. Les affleurements actuels de sédiments de l'Aphézien non métamorphisés sont généralement des roches du type miogéosynclinal, formés le plus souvent en eau peu profonde, ou du faciès de plate-forme. Elles sont en grande partie d'origine marine. Quelques roches clastiques sont probablement fluviatiles. La partie supérieure de quelques successions représente une transition vers un milieu en eau relativement plus profonde. Il n'existe pas de successions typiquement eugéosynclinales le long des bords des géosynclinaux et, s'il en existait dans les parties intérieures du géosynclinal, elles ont été érodées depuis ou entièrement transformées en gneiss. Les indications limitées obtenues par l'étude des paléocourants et autres travaux indiquent que les sédiments sont originaires de l'est, mais les roches de l'Aphézien les plus à l'ouest n'ont pas été étudiées en détail et leur source reste inconnue.

A l'est de la baie d'Hudson, les roches de l'Aphézien semblent avoir été déposées dans un troisième géosynclinal. Ce géosynclinal comprend les roches des zones de plissements du Labrador et de Cape Smith, probablement aussi la zone de plissements de Belcher à l'est de la baie d'Hudson, et s'étend autour de la partie stable du craton de la province du lac Supérieur. Cependant, il ne doit pas être considéré comme un géosynclinal localisé en bordure d'une masse continentale du fait que des roches de l'Archéen affleurent au nord de la zone de plissements de Cape Smith et à l'est de celle du Labrador. Les roches de la zone de plissements du Labrador forment dans l'ouest une succession de sédiments miogéosynclinaux sis en discordance sur les gneiss de l'Archéen de la province du lac Supérieur et dans l'est une succession de sédiments eugéosynclinaux et de roches volcaniques. Des sills de gabbro et de roches ultrabasiques, probablement reliés au volcanisme, s'étendent dans les deux successions.

La succession eugéosynclinale est partiellement équivalente dans le temps à la succession miogéosynclinale, mais elle est en majorité plus récente. En plusieurs endroits le long de la limite orientale de la zone, des discordances existent à la base, mais en général, une faille sépare les roches de l'Archéen des gneiss mixtes ou des gneiss granitiques. Les gneiss sont probablement les équivalents métamorphisés des sédiments, mais localement, ils peuvent inclure des roches de l'Archéen du soubassement. Les sédiments de l'Aphébien dans la province de Nain marquent peut-être la limite est du géosynclinal. La région source des sédiments miogéosynclinaux et d'au moins d'une partie des sédiments eugéosynclinaux semble avoir été à l'ouest. Ces roches peuvent être retracées jusque dans la province de Grenville où elles ont subi les effets de l'orogénèse Grenvillien. Le géosynclinal s'étend probablement au sud-ouest et inclut les roches de l'Aphébien de la sous-province de Mistassini et quelques-unes de la province du Sud. Dans la zone de plissements de Cape Smith, les unités à la base de la succession le long de la limite sud de la zone reposent en discordance sur les gneiss de l'Archéen de la province du lac Supérieur; ces unités sont des sédiments miogéosynclinaux formés de quartzite, de schiste argileux, de dolomie et de formation ferrifère. Ces roches reposent sous une épaisse succession de roches volcaniques basiques. Dans la zone de plissements de Belcher, la succession est parfaitement conforme et épaisse jusqu'à environ 30,000 pieds. La plupart des sédiments sont du faciès typique de miogéosynclinal et la mise en place s'est effectuée dans un milieu de plate-forme en eau peu profonde. Quelques sédiments ont une origine fluviale.

La répartition générale des roches de l'Aphébien suggère un dépôt dans trois géosynclinaux distincts, non marginaux aux continents, mais plutôt intracratoniques. Les sédiments sont en majorité de faciès miogéosynclinal, mais, en certains endroits, existent des roches de faciès eugéosynclinal. Une différence frappante entre ces diverses successions de roches réside dans la teneur d'importantes épaisseurs de formation ferrifère au Québec et au Labrador, par rapport aux formations restreintes en d'autres régions. Cet état semble indiquer une différence dans la nature des régions sources ou dans les conditions du milieu de dépôt des sédiments. La présence de couches rouges et d'épaisses successions de roches carbonatées renfermant d'importantes zones de stromatolites dans des roches, probablement âgées de plus de 2,000 m.a., indique que la composition chimique de l'eau de mer et de l'atmosphère n'a pas varié fondamentalement depuis l'Archéen.

Dans la partie ouest de la province de Churchill, plusieurs bassins sédimentaires ont d'épais dépôts de conglomérats polymictiques, d'arkose, de grès feldspathique ou lithique et de schiste argileux. Quelques-uns contiennent des laves volcaniques de basiques à intermédiaires, des roches pyroclastiques et des roches intrusives hypabyssales équivalentes. Les sédiments sont en majorité non marins ou continentaux, souvent de couleur rougeâtre et relativement immatures. Ils sont le résultat d'une érosion rapide de terrains tectoniquement instables et à fort relief. Les bassins de

dépôt paraissent limités par des failles et il semble qu'un mouvement s'est effectué le long des failles durant la sédimentation. Les roches sont de modérément à légèrement plissées et, sauf près des intrusions, elles ne sont pas métamorphisées. Les roches volcaniques datées ont donné des âges maximums de 1,730 m.a. Les sédiments et les roches ignées sont typiques des dernières phases tectoniques de l'activité synorogénique et de l'activité tectonique postorogénique. Ils peuvent donc être de la fin de l'Aphébien ou du Paléohélien et sont probablement en corrélation avec des roches similaires de la province de l'Ours.

Orogenèse de l'Hudsonien

L'orogénèse de l'Hudsonien, de la fin de l'Aphébien, a affecté la plus grande partie de la province tectonique de Churchill ainsi que les provinces de l'Ours et du Sud. Dans les provinces de Churchill et de l'Ours, il est possible de délimiter trois zones orogéniques (fig. IV-14) dans lesquelles les roches de l'Aphébien sont plissées, métamorphisées, transformées en gneiss granitiques et pénétrées de roches granitiques. Ces orogènes coïncident approximativement avec les géosynclinaux de l'Aphébien décrits dans la section précédente. Cependant, les micas formés dans ces orogènes ont donné au K-Ar entre 1,650 et 1,850 m.a.; les orogènes peuvent être d'âges différents. Ces micas sont donc considérés résulter de phases de l'orogénèse de l'Hudsonien.

La zone la plus à l'ouest des zones orogéniques possibles s'étend entièrement dans la province de l'Ours et est décrite dans la section sur cette province. Les roches de l'Aphébien dans la sous-province d'East Arm sont très légèrement métamorphisées, mais ne sont pas traversées par des roches granitiques et sont de modérément à faiblement plissées suivant des axes orientés nord-est. La déformation peut dater de l'activité orogénique de la zone la plus à l'ouest et les deux peuvent être reliées, mais ces roches, admises comme des roches directement en corrélation avec les roches de l'Aphébien de la province de l'Ours, sont considérées être à l'est de la zone d'intensité maximale de l'orogénèse.

Dans le centre de la province de Churchill, les couches de l'Aphébien sont plissées suivant des axes orientés entre le nord-nord-est et l'est-nord-est. Dans quelques régions, ces structures sont replissées suivant des axes à direction entre le nord et le nord-ouest. L'intensité de la déformation, le métamorphisme et la granitisation s'accroissent à partir de la limite est vers l'intérieur de l'orogène et, le long de l'axe de l'orogène, la déformation est plus intense dans les secteurs sud-ouest et nord-est. Dans la partie centrale, les affleurements de gneiss granitiques sont peut-être des gneiss de l'Archéen peu affectés par l'orogénèse. Vers le nord-est, sur la presqu'île Melville et peut-être sur l'île Baffin, le plissement et le métamorphisme sont plus intenses. Les roches granitiques ont pénétré le long de l'orogène et il y a des masses intrusives de granodiorite à fluorine typiques des intrusions formées à un haut niveau de la croûte terrestre.

La troisième zone orogénique s'étend au Québec et au Labrador et correspond partiellement au géosynclinal de l'Aphébien. Le plissement et le métamorphisme augmentent

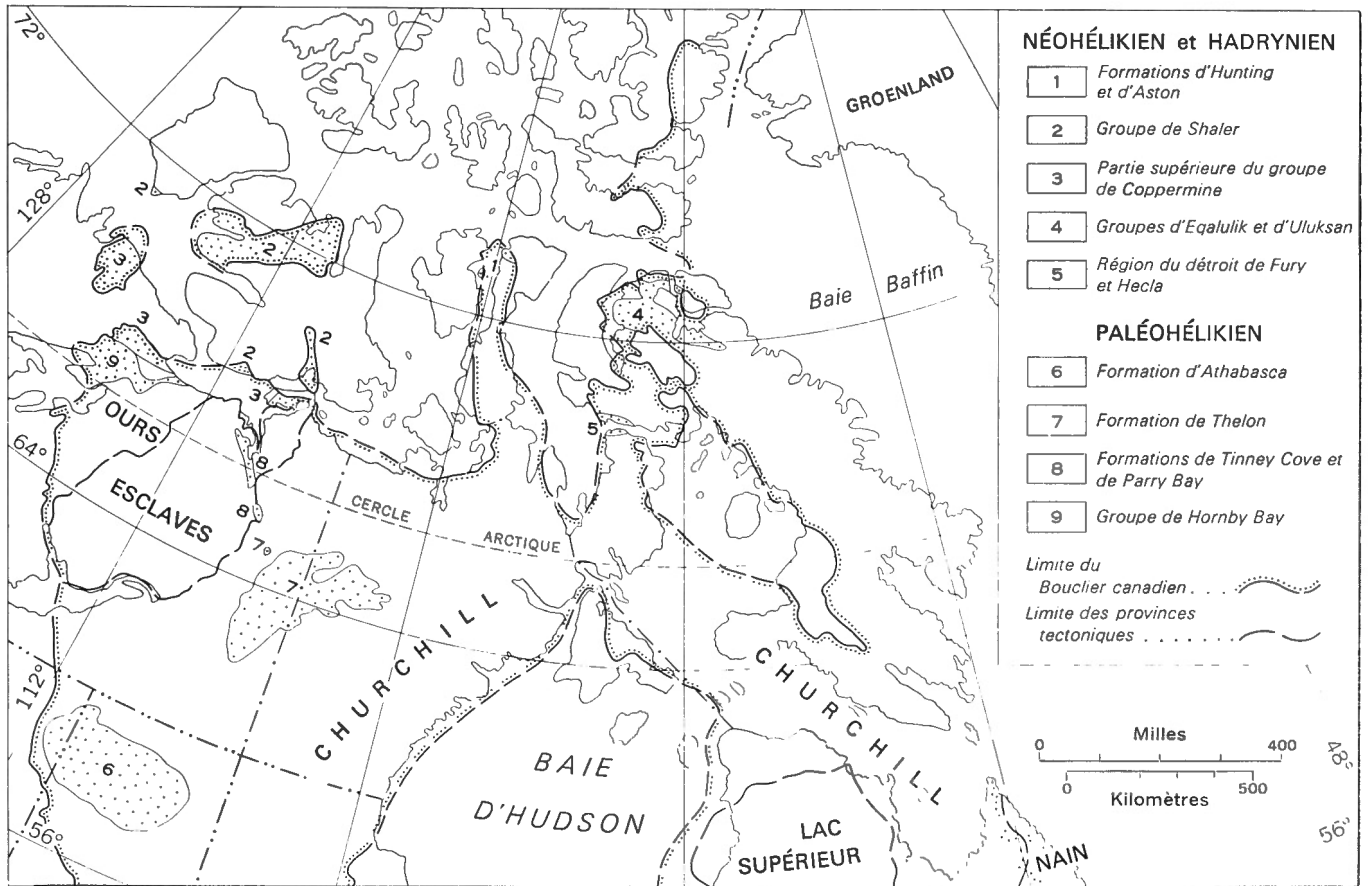


FIGURE IV-15. Roches de l'Hélikien et de l'Hadrynien dans les provinces de Churchill et de l'Ours du Bouclier canadien.

CGC

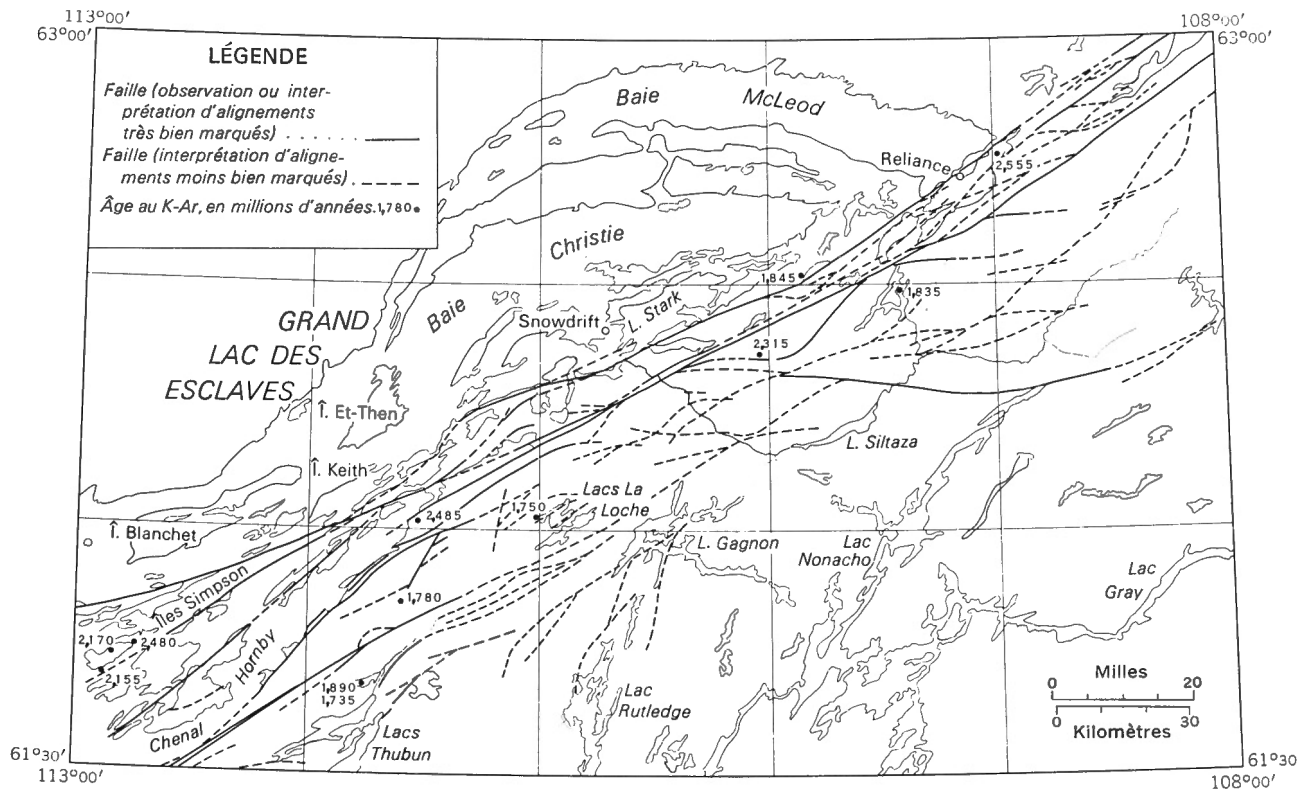


FIGURE IV-16. Le système de failles McDonald au sud du Grand lac des Esclaves (T.N.-O.) (E. W. Reinhardt).

CGC

en intensité vers l'est et le nord. Les axes de plis dans la zone de plissements du Labrador ont une direction entre le nord-ouest et le nord et sont inclinés vers l'est et le nord-est. Le métamorphisme augmente vers l'est en direction d'une zone de gneiss granitique et de migmatite renfermant des restes très métamorphisés de sédiments et de roches volcaniques de l'Aphébién. Des gneiss similaires se trouvent le long de la limite nord de la zone de plissements de Cape Smith. Dans ces gneiss s'étendent peut-être des zones de roches archéennes remobilisées du soubassement. Les couches aphébiennes de la zone de plissements de Belcher sont modérément plissées, mais peu métamorphisées.

Dans les régions intermédiaires entre les zones orogéniques dans la province de Churchill, les roches sont des gneiss granitiques renfermant des roches volcaniques et sédimentaires, peut-être de l'Archéen. Les gneiss granitiques sont probablement aussi en majorité des roches archéennes peu affectées par l'orogénèse de l'Hudsonien. Ces gneiss ont été coupés par des zones majeures de failles à direction nord, nord-est et nord-ouest. Quelques-unes de ces structures sont des zones complexes, le long desquelles se sont formées de larges zones de roches cisailées, broyées et mylonitisées. La formation de certaines de ces zones a probablement débuté au cours de l'orogénèse de l'Hudsonien, mais le mouvement s'est poursuivi au cours de l'Hélikien. Quelques zones se trouvent près des limites de la province tectonique, d'autres près des limites des orogènes. Des sédiments syntectoniques ou post-tectoniques se sont déposés dans les bassins formés le long de quelques-unes de ces zones de failles.

Hélikien et Hadrymien

Des affleurements de roches de l'Hélikien s'étendent dans plusieurs régions de la province de Churchill (fig. IV-15). La nature des couches dans différents bassins est similaire; elles sont généralement formées de quartzite, de conglomérat, de siltstone, de schiste argileux et de dolomie à stromatolites. Les quartzites à la base de la succession ont été déposés dans un milieu fluviatile sur un soubassement profondément érodé au cours d'une période de stabilité tectonique, comme le confirment les structures sédimentaires. Les autres couches ont probablement été déposées dans un milieu marin ou proche. Les restes de roches entre les principaux affleurements font supposer que ces sédiments s'étendaient sur une plus grande région et recouvraient la plus grande partie ouest du Bouclier, notamment au cours du Paléohélikien, mais certaines parties des provinces des Esclaves et de l'Ours peuvent avoir été des régions positives. Les roches sédimentaires et volcaniques du Néohélikien et de l'Hadrymien sont rares dans la province de Churchill. Dans la partie nord-ouest de l'île Baffin et de l'île Somerset, les successions sont sensiblement similaires et comprennent, à la base, d'épaisses successions de quartzites qui se transforment graduellement vers le haut en dolomie et, dans les successions les plus épaisses, elles se transforment en schistes silteux et en quartzites. Quelques roches volcaniques basiques se trouvent près de la base. Ces roches volcaniques sont peut-être en corrélation avec les sédiments du groupe de Coppermine

River de la province de l'Ours et du groupe de Shaler dans l'île Victoria. Les sédiments, d'origine marine, se sont déposés en eau peu profonde, peut-être dans le même bassin.

Failles et dykes de diabase de la province de Churchill

Le plus important système de dykes de diabase qui coupe les roches de la province de Churchill a une orientation nord-nord-ouest; les dykes sont en position verticale et constituent le système de Mackenzie âgé d'environ 1,200 m.a. Ces dykes ont approximativement le même âge que les laves du groupe de Coppermine River, que les sills des groupes de Goulburn et de Great Slave et sont probablement reliés génétiquement à ces laves et sills et peut-être aussi aux roches volcaniques de la partie supérieure du groupe de Dubawnt. Dans l'île Baffin s'étend un système de dykes orientés nord-ouest et âgé de 1,000 à 1,200 m.a.; les roches volcaniques près de la base du groupe d'Eqalulik peuvent être reliées à ces dykes. En général, les roches du Protérozoïque des îles de l'Arctique et de la partie nord du continent contiennent des dykes et sills de gabbro et des roches volcaniques basiques datés de 400 à 750 m.a. Il semble qu'il s'est étendu deux périodes majeures d'intrusion magmatique basique aux environs de 1,100 à 1,200 m.a. et de 600 à 750 m.a.

Des failles coupent toutes les roches de la province de Churchill, mais elles semblent être plus abondantes dans les roches les plus anciennes. Ces failles à direction nord, nord-est et nord-ouest ont un pendage généralement prononcé. L'âge relatif de ces structures ou l'âge absolu des mouvements majeurs est incertain. La formation de quelques structures majeures, telles que les zones de failles de McDonald (frontispice; fig. IV-16) et de Bathurst, celles près du lac Athabasca et le long de la limite entre les provinces des Esclaves et de Churchill, a débuté entre 1,700 et 1,760 m.a. ou avant et au cours de la mise en place des successions de couches rouges de la fin de l'Aphébién ou du Paléohélikien inférieur. De vastes zones de concassage, de broyage et de mylonitisation se sont formées au cours de cette première période de mouvement. Des mouvements tardifs ont eu lieu et plusieurs nouvelles failles se sont produites. Ces structures sont caractérisées par d'étroites zones de brèches et de cisaillement, probablement formées à un niveau élevé dans la croûte terrestre. Ces structures sont nombreuses dans les terrains de gneiss, mais elles coupent aussi les roches du Paléohélikien et du Néohélikien. Les failles peuvent être reliées dans le temps à cette période d'instabilité tectonique au cours de laquelle les plus anciens dykes de diabase et les laves de Néohélikien ont pris naissance. Après la mise en place des sédiments du Néohélikien et peut-être des sédiments de l'Hadrymien, quelques nouvelles failles se sont produites et des mouvements ont eu lieu le long des anciennes structures. Ces nouvelles structures sont peut-être reliées aux intrusions gabbroïques et aux roches volcaniques de l'Hadrymien. Le long de quelques-unes de ces failles, tel que le long de la faille de McDonald, il demeure évident qu'un mouvement a eu lieu au cours du Paléozoïque (chap. VIII). La plupart des failles semblent être du type de décrochement avec mou-

vement vers la gauche plus fréquemment que vers la droite. Cependant, quelques anciennes failles, aux mouvements très anciens, paraissent avoir une composante verticale considérable.

Zone de Thompson

La zone de Thompson couvre une partie plutôt étroite de la province de Churchill le long de la frontière avec la province du lac Supérieur dans le nord du Manitoba (Bell, 1966; Davies et coll., 1962). Les plus anciennes roches de la zone sont de la grauwacke, de l'argilite, du quartzite feldspathique, de petites quantités de conglomérat, du skarn, des roches métavolcaniques et de l'amphibolite. Les successions de ces roches, conformes structurellement, se présentent en zones orientées entre le nord-est et l'est. Les couches semblent être déformées en plis isoclinaux et peuvent être renversées. En certains endroits, ces sédiments portent le nom de groupe d'Assean Lake. Avec l'accroissement du métamorphisme, ils se transforment graduellement en des gneiss bien rubanés à biotite, à quartz et à feldspath; ces gneiss peuvent aussi contenir de la hornblende, du grenat, de la magnétique ou de la cordiérite. Les gneiss se transforment graduellement en des gneiss granitiques moins bien rubanés ou leur sont intimement mêlés; ces gneiss granitiques se transforment graduellement à leur tour en, ou sont coupés par, une granodiorite de massive à faiblement gneissique, de couleur grise à rose, un granite porphyrique rouge massif et des pegmatites. Des roches ultrabasiques et basiques pénètrent les sédiments, les roches volcaniques et leurs équivalents métamorphisés. Les roches ultrabasiques se présentent sous forme de masses lenticulaires concordantes de plusieurs centaines de pieds à quelques milliers de pieds de longueur et s'étendent le long d'une étroite zone de failles de cisaillement orienté nord-est parallèlement à la limite de la province de Churchill avec la province du lac Supérieur. Les roches ultrabasiques sont serpentinisées mais là où elles ne sont pas cisailées, la texture indique qu'à l'origine, elles étaient des péridotites composées d'olivine et de pyroxène. En certains endroits, ces roches semblent être métamorphisées et il y eut formation de pyroxène, d'amphibolite, d'olivine, de chlorine et de spinel. Quelques masses ultrabasiques sont coupées par des pegmatites.

La zone dans laquelle les roches ultrabasiques forment intrusion coïncide avec une zone de basse gravité, laquelle, orientée nord-est, coïncide avec la limite entre les provinces de Churchill et du lac Supérieur. Dans la province du lac Supérieur, une zone de haute gravité coïncide avec une zone de roches fortement métamorphisées, en majorité du faciès granulite. Les diverses unités de cette zone possèdent aussi leur propre identité magnétique (Kornik et MacLaren, 1966).

L'âge des roches volcaniques, des roches sédimentaires et des intrusions ultrabasiques de cette zone reste incertain; ces roches peuvent être de l'Aphébién ou de l'Archéen. Bell (1966) suggère qu'elles représentent l'extension ouest de la zone de Fox Lake, dont les roches ont subi une nouvelle déformation; leur âge est également incertain. Il suggère en

outre que les petites masses ultrabasiques provenaient de sills basiques à ultrabasiques différenciés et qu'au cours de la seconde déformation elles ont été réintroduites. Les masses ultrabasiques sont considérées être des intrusions de type Alpin (Davies et coll., 1962). La nature de l'orogénèse de l'Hudsonien dans cette région n'est pas complètement connue; quelques phénomènes actuellement observables résultent peut-être des effets de l'ancienne orogénèse du Kénoranien. Les sédiments et les roches volcaniques ont été plissés et probablement replissés; ces roches ont été granitisées, pénétrées par des roches granitiques et des pegmatites et certainement métamorphisées, intensément cisailées et faillées. Les zones de failles et les failles orientées entre le nord-est et l'est se trouvent concentrées dans la région limitrophe des deux provinces. La localisation précise de la limite est matière à controverse. Stockwell (1961) situe cette limite le long de la zone où les structures à direction est de la province du lac Supérieur sont brusquement coupées par les structures orientées nord-est de la province de Churchill (fig. IV-11). D'après Bell (1966), la limite doit être le long du contact nord de la zone de gneiss fortement métamorphisée au faciès granulite. Kornik et MacLaren (1966) placent la limite le long d'une étroite zone continue d'anomalies magnétiques négatives (pl. IV-4). La limite coïncide presque avec celle de Stockwell et peut être considérée plus valable à plusieurs points de vue.

Région de Flin Flon-Lynn Lake

Les plus anciennes roches de la région de Flin Flon-Lynn Lake sont des coulées volcaniques de basiques à acides, des tufs, des conglomérats, de l'arkose, de la grauwacke et du schiste argileux. Ces roches forment deux zones orientées d'est en ouest par Lynn Lake et Flin Flon. La région intermédiaire est recouverte par un complexe de gneiss granitique et d'intrusions. Dans la zone de Flin Flon, les plus anciennes roches constituent généralement le groupe d'Amisk. Elles sont du basalte et de l'andésite massifs ou en coussins recouverts de coulées basiques interstratifiées avec de la dacite, de la rhyolite, du tuf, des brèches et des agglomérats. Dans certaines régions, ces roches sont recouvertes en concordance par de la grauwacke et du schiste argileux ou se transforment graduellement en ces roches le long de la direction. Des sills ou plutons de gabbro se trouvent injectés dans les roches volcaniques et par endroits dans les sédiments; ils sont probablement les équivalents intrusifs des laves. Également, les masses intrusives de porphyre à quartz et à feldspath et de porphyre rhyolitique sont considérées des équivalents des laves acides. L'épaisseur du groupe varie de quelques milliers de pieds à au moins 20,000 pieds.

Près de Flin Flon, les roches du groupe d'Amisk reposent sous le groupe de Missi. A Flin Flon, Stockwell (1960) croit qu'à la base du groupe de Missi existe une discordance. A l'ouest de Flin Flon, Byers et Dahlstrom (1954) ont reconnu, à un endroit, une discordance entre les deux groupes, mais dans l'ensemble, ils considèrent que ces deux groupes sont régionalement conformes structurellement et qu'il n'existe pas d'intervalle de temps majeur dans la succession. L'unité

à la base du groupe de Missi est un conglomérat formé de blocs ou de cailloux, d'angulaires à émoussés, des différentes roches des couches sous-jacentes du groupe d'Amisk et d'un peu de chert, de jaspe et de quartz et de très rares cailloux de granite dans une matrice de grauwacke ou d'arkose. Ce conglomérat se transforme graduellement vers le haut en de la grauwacke, de la sous-grauwacke et en minces lits de conglomérat. L'épaisseur minimum du groupe de Missi semble être d'au moins 5,000 pieds. Les sédiments, dénommés suivant divers noms locaux, dans la région entre Flin Flon et le lac Wekusko à l'est de Flin Flon, ont été mis expérimentalement en corrélation par Harrison (1951) et autres, avec le groupe de Missi. Ces sédiments sont surtout de la grauwacke, du schiste argileux, avec par endroits quelques couches calcareuses et de grandes épaisseurs de roches volcaniques; les conglomérats sont généralement absents. Les sédiments sont structurellement conformes avec le groupe d'Amisk sous-jacent et par places se trouvent enterstratifiés avec les coulées du groupe d'Amisk. En certains endroits, ces sédiments et les roches volcaniques du groupe d'Amisk sont en contact de failles. Tous les sédiments ont probablement été déposés vers la fin ou juste après le volcanisme du groupe d'Amisk; par endroits, cette activité volcanique s'est poursuivie durant la mise en place des sédiments. Les roches des groupes d'Amisk et de Missi ont peut-être été mis en place à l'origine dans des zones orientées est.

Le complexe de Kisseynew se présente en zones orientées est, au nord des groupes d'Amisk et de Missi, et s'étend de la frontière est du centre de la Saskatchewan, vers l'est, jusqu'aux roches de couverture du Paléozoïque de la plate-forme de la baie d'Hudson. À l'est de Sherridon, Robertson (1953), se basant surtout sur l'interprétation structurale, a subdivisé en deux groupes le complexe de Kisseynew: le Nokomis et le Sherridon. Le groupe de Nokomis est formé d'un gneiss à hornblende composé surtout de hornblende, de plagioclase et de quantités variables de quartz, de grenat, de biotite et d'épidote; il contient également un gneiss à quartz, à plagioclase et à biotite à teneur variable de grenat, de hornblende, de microcline, de cordiérite et de sillimanite. Le gneiss à hornblende s'étend en minces rubans interstratifiés avec le gneiss à biotite plus abondant et se transforme graduellement en ce gneiss. Le groupe de Nokomis est recouvert en concordance par le groupe de Sherridon, formé de gneiss riche en quartz, de gneiss à hornblende, de calcaire et d'une zone de roches à anthophyllite. La zone de transition entre ces deux groupes est marquée par la présence de graphite dans les roches à grains fins de la partie supérieure de la succession du groupe de Nokomis et par des couches discontinues d'orthoquartzite et de calcaire près de la base de la succession du groupe de Sherridon; ces couches se transforment graduellement vers le haut en du gneiss riche en quartz. Le quartz constitue plus de la moitié de ce gneiss, avec un peu de plagioclase, de grenat et couramment de la biotite. Le gneiss à hornblende est composé de plagioclase, de hornblende et de quantités moindres de quartz, de biotite, de grenat et d'épidote. Quelques couches de ce gneiss à hornblende contiennent des restes de structure en coussins, d'autres se transforment graduellement en du

gneiss riche en quartz, ce qui suggère une origine sédimentaire. Les analyses chimiques indiquent que les sédiments du groupe de Nokomis sont proches de la composition moyenne de la grauwacke et que les sédiments du groupe de Sherridon sont approximativement de la composition moyenne des subgrauwackes. Cette division stratigraphique du complexe de Kisseynew a été étendue sur seulement une courte distance au-delà des régions originales. Ailleurs, les roches du complexe de Kisseynew sont généralement divisées en gneiss à hornblende et en gneiss à biotite, mais la succession stratigraphique reste en général inconnue. Robertson (1953) suggère que le groupe de Nokomis représente des dépôts eugéosynclinaux de grauwacke et de schiste argileux tandis que les sédiments du groupe de Sherridon étaient plus matures et probablement déposés dans un milieu de plate-forme en eau peu profonde.

La relation entre les roches du complexe de Kisseynew et les groupes d'Amisk et de Missi reste partiellement inconnue. Le problème, non encore résolu, a été présenté avec compétence par Harrison (1951) et plus récemment par D. S. Robertson (1951, 1953), par Kalliokoski (1953), par Byers et Dahlstrom (1954) et McGlynn (1959). Quatre hypothèses ont été proposées: 1) le complexe de Kisseynew inclut les roches des groupes d'Amisk et de Missi et probablement aussi des couches plus anciennes et plus récentes; 2) les gneiss du complexe de Kisseynew sont plus récents que le groupe d'Amisk et conformes avec lui, mais plus anciens que le groupe de Missi; 3) ces gneiss sont les équivalents métamorphiques des roches du groupe de Missi seulement; 4) les gneiss du complexe de Kisseynew sont séparés par une faille majeure des couches des groupes d'Amisk et de Missi et leurs âges relatifs restent donc inconnus. Il est certain que dans certaines régions les roches du complexe de Kisseynew sont séparées par des failles du groupe d'Amisk et peut-être aussi du groupe de Missi. En d'autres endroits le long du contact, des roches, qui peuvent être suivies dans les roches volcaniques du groupe d'Amisk, sont structurellement conformes avec les gneiss du complexe de Kisseynew; ailleurs, les couches des groupes d'Amisk et de Missi ont été retracées à travers des zones de métamorphisme croissant jusque dans des roches impossibles à distinguer des gneiss du complexe de Kisseynew. Des conglomérats trouvés dans le complexe de Kisseynew sont lithologiquement similaires aux conglomérats du groupe de Missi (Byers et Dahlstrom, 1954). Les roches du complexe de Kisseynew sont en général plus fortement métamorphisées et granitisées que les roches des groupes d'Amisk et de Missi, mais les roches de ces deux groupes atteignent un degré équivalent de métamorphisme près des régions de gneiss du complexe de Kisseynew. Une grande partie des métasédiments et des gneiss à hornblende du complexe de Kisseynew doivent résulter des grauwackes et des roches volcaniques similaires aux couches des groupes d'Amisk et de Missi. Les sédiments plus siliceux et calcareux du groupe de Sherridon dans la région même de Sherridon n'ont pas d'équivalents lithologiques reconnus dans le complexe de Kisseynew. Il semble donc apparent que le complexe de Kisseynew est en majorité l'équivalent métamorphique des groupes d'Amisk et de Missi et de leurs équivalents et que le groupe de Sherridon peut

représenter une variation de faciès ou une succession plus récente que les sédiments du groupe de Missi.

Dans la zone de Lynn Lake, les plus anciennes roches appartiennent au groupe de Wasekwan et sont formées d'une succession conforme de roches volcaniques basiques, intermédiaires et acides, de tufs, d'agglomérats et de brèches apparentés, de grauwacke et de schiste argileux. Ces roches sont similaires aux couches du groupe d'Amisk. Dans la région de Lynn Lake, les roches volcaniques forment les plus anciennes unités, mais vers le sud-est autour du lac Granville, les plus anciennes couches en affleurements sont des sédiments dans lesquels s'étendent de minces horizons intercalés de matériaux volcaniques; à l'est de Lynn Lake, les sédiments et les roches volcaniques sont interstratifiés. Ces roches se présentent en zones orientées est. Des sills et plutons de gabbro, et des intrusions de roches porphyriques acides, probablement les équivalents intrusifs des laves, se rencontrent dans la succession du groupe de Wasekwan. Les roches du groupe de Sickle recouvrent les couches du groupe de Wasekwan. A l'échelle régionale, les successions semblent conformes, mais certains endroits présentent des évidences de discordance. L'unité à la base du groupe de Sickle est généralement du conglomérat formé de cailloux ou blocs arrondis ou angulaires de roches sédimentaires ou volcaniques du groupe de Wasekwan et de petites quantités de quartz et de roches granitiques dans une matrice de grauwacke. Le conglomérat varie en épaisseur de quelques centaines de pieds à plus de 1,000 pieds et se transforme graduellement vers le haut en de l'arkose et de la grauwacke en passant par une zone de transition de matériaux fins clastiques et des lentilles de conglomérat. L'arkose et la subgrauwacke et de petites quantités de schiste argileux constituent l'unité supérieure du groupe de Sickle. La succession présente un peu partout de la stratification entrecroisée et moins couramment un granuloclasement vertical. Des lentilles et des zones de forme irrégulière de roches à silicates s'étendent dans les arkoses. Autour du lac Granville, les sédiments du groupe de Sickle contiennent plusieurs zones de roches volcaniques basiques massives et en coussins impossibles à distinguer des anciennes roches volcaniques du groupe de Wasekwan. L'épaisseur minimum des roches du groupe de Sickle atteint 10,000 pieds.

La succession des groupes d'Amisk et de Missi et des groupes de Wasekwan et de Sickle semblent être des dépôts typiques d'eugéosynclinaux. Les roches volcaniques sont plus abondantes dans la partie inférieure des successions et se retrouvent dans les dépôts de flysch de la partie supérieure. Il semble y avoir des discordances locales dans la région de Flin Flon. Les roches volcaniques ont fourni la majeure partie des fragments des conglomérats, mais la proportion de feldspath potassique et de quartz dans les sédiments clastiques les plus fins, notamment dans ceux du groupe de Sickle, suggère une région source en partie formée de roches granitiques. Les strates du groupe de Sickle semblent avoir été déposées dans un milieu marin moins profond que les grauwackes du groupe de Missi. Les relations d'âge entre ces roches de régions très séparées ne sont pas connues, mais en général elles sont considérées être corrélatives. Les groupes

d'Amisk et de Missi s'étendent vers l'ouest, puis vers le nord. Il est possible de les suivre à travers la zone de roches fortement métamorphosées et granitisées en des roches reconnaissables des groupes de Wasekwan et de Sickle.

Dans la région de Lynn Lake, les plus anciennes roches et leurs équivalents métamorphosés ont été plissés suivant des axes orientés entre l'est et le sud-est et par endroits vers le nord. Ces plis plongent modérément et les plans axiaux ont un pendage prononcé, surtout vers le sud. Ces structures ont été replissées suivant des axes à direction nord-ouest et localement nord-est. Les roches des groupes d'Amisk et de Missi sont plissées suivant des axes orientés entre le nord et le nord-est; ces axes ont un pendage ouest et les plis plongent généralement vers le nord. Du fait que les structures ont une orientation nord en direction du complexe de Kisseynew, la foliation et les restes de stratification ont une direction est, les plis sont replissés et enveloppent les intrusions granitiques. Les roches du complexe de Kisseynew sont plissées d'une façon complexe et diverses interprétations ont été formulées sur ces structures. L'une, généralement retenue, soutient que ces roches ont été plissées suivant des axes orientés ouest, que ces plis sont renversés vers le sud et que ces roches ont été replissées suivant des axes à direction nord.

Toutes les roches des groupes de Wasekwan et de Sickle sont métamorphosées. Le métamorphisme est régional et du faciès amphibolite, avec par endroits des zones du faciès amphibolite à épidote ou du faciès schiste vert. Les roches volcaniques basiques sont, cependant, transformées en schiste à hornblende et à plagioclase ou en gneiss finement rubanés contenant de petites quantités d'épidote et de biotite. Les sédiments ont été transformés en schistes et gneiss à biotite, à muscovite, à feldspath et à quartz, à teneur par endroits de grenat et de sillimanite. Ces roches passent graduellement vers le sud en des gneiss grossiers à biotite, à quartz et à feldspath, en des gneiss à hornblende et à plagioclase, et en des gneiss granitoïdes contenant des pegmatites et des zones extensives de migmatite. Avec l'accroissement de matériau granitique, les roches se transforment graduellement en gneiss granitiques. Ce complexe de gneiss est lithologiquement similaire au complexe de Kisseynew de la région de Flin Flon. Il est injecté de batholites ou se transforme graduellement en ces batholites de tonalite grise à biotite et à hornblende ou à biotite seulement, de gneissique à massive, de grandiorite et de granodiorite rose.

Dans la région de Flin Flon, les roches d'Amisk et de Missi, et leurs équivalents présumés, sont métamorphosés au faciès amphibolite à épidote ou amphibolite renfermant de petites régions au faciès schiste vert. En direction nord, ces strates se transforment graduellement en roches de la partie supérieure du faciès amphibolite, similaires aux gneiss du complexe de Kisseynew; dans certaines régions, ces roches sont placées dans le complexe de Kisseynew. Le complexe de Kisseynew est généralement formé de roches de la partie supérieure du faciès amphibolite et peut-être qu'à certains endroits elles atteignent le faciès granulite à hornblende. Des roches granitoïdes, des migmatites et des granodiorites gneissiques se trouvent incluses dans le complexe de Kisseynew. Les

groupes d'Amisk et de Missi et leurs équivalents sont injectés de roches granitiques, généralement de la granodiorite; par endroits, les roches de ces groupes se transforment graduellement en ces roches granitiques en passant par des zones de migmatites ou de gneiss granitisés. La plupart des granites en intrusion dans les unités des groupes d'Amisk et de Missi sont également plus récents que les roches du complexe de Kisseynew. Les grands batholites sont formés de granodiorite à biotite ou à hornblende et biotite ou de diorite quartzique. Les plus petites masses en intrusion qui semblent s'être formées à un haut niveau de la croûte sont de la granodiorite à biotite rose et du granite ou des diorites et de la syénodiorite. Ces roches sont tardives, en partie post-tectoniques et limitées dans leur répartition (McGlynn, 1959). Les granites à quartz oillé semblent être les plus anciens granites dans la région et leur composition est celle de la diorite quartzique. Ils se trouvent seulement dans les roches volcaniques du groupe d'Amisk et se distinguent par la présence de quartz oillé bleu. Les granites à quartz oillé ont probablement diverses origines et incluent vraisemblablement des batholites de diorite quartzique intrusive, des roches pyroclastiques acides métamorphisées ou granitisées et des équivalents intrusifs de roches volcaniques acides.

A l'exception d'un seul, les minéraux de ces roches granitiques et des plus anciennes roches métamorphisées datent de l'Hudsonien et ont de 1,700 à 1,800 m.a. La muscovite des sédiments métamorphisés du groupe de Sickle a donné 2,670 m.a.; la biotite du même échantillon a donné 1,650 m.a. Sur la base de cette date et sur la similarité lithologique des roches de ces groupes à celles de la province du lac Supérieur, les strates des groupes de Wasekwan et de Sickle et des groupes d'Amisk et de Missi sont présumées être de l'Archéen. Les roches granitiques peuvent être de l'Hudsonien, mais elles peuvent être également des granites du Kénoranien dont l'âge a été modifié par les effets de l'orogénèse de l'Hudsonien.

Sud-ouest de la province de Churchill

La région comprend la partie de la province de Churchill entre le Grand lac des Esclaves et le lac Athabasca y compris la région au sud et au sud-ouest de ce lac. Cette région repose sous des roches de type granitique mais s'y trouvent également des roches sédimentaires et volcaniques anciennes.

Archéen. Les plus anciennes roches appartiennent au groupe de Tazin au nord du lac Athabasca. A Uranium City, le groupe de Tazin (Tremblay, 1957) est formé de grauwacke, de schiste argileux, de quartzite, de quartzite calcareux, de dolomie, de formation ferrifère et d'amphibolites d'origine incertaine. Les sédiments sont métamorphisés au faciès amphibolite ou granitisés en gneiss rubanés, en gneiss granito-quartzitique et en gneiss granitique. La grauwacke et le schiste argileux étaient probablement les principaux types de roches de la succession originale, peut-être d'au moins 12,000 pieds d'épaisseur. Quelques amphibolites ont peut-être été des coulées basiques ou des sills, mais les nombreux rubans étroits interstratifiés avec les métasédiments étaient probablement des tufs

ou des sédiments. Dans la partie nord-ouest de la Saskatchewan et dans la partie sud du district de Mackenzie, des roches mises en corrélation avec le groupe de Tazin sont de la grauwacke et du schiste argileux en lits minces et un peu de chert. Elles sont métamorphisées en gneiss granitiques ou se transforment graduellement en ces gneiss et seuls subsistent de petits restes de ces sédiments. A l'ouest du lac Nonacho et au sud du Grand lac des Esclaves, les roches volcaniques basiques métamorphisées, la subgrauwacke et le schiste argileux passent graduellement en migmatite et en granite. La corrélation de ces roches au groupe de Tazin est incertaine. Des roches similaires et leurs équivalents granitisés s'étendent au nord-est d'Uranium City dans la région de Snowbird (Taylor, 1963). Toutes ces roches, similaires lithologiquement, semblent avoir été déformées et altérées de la même façon; elles peuvent donc être considérées comme des équivalents possibles. Les roches du groupe de Tazin et leurs équivalents probables vers le nord-est sont fortement plissés suivant des axes orientés nord-est; en certains endroits, ces axes sont courbés, ce qui suggère un replissement à une période plus récente. Au nord-ouest d'Uranium City, les plis ont une direction entre le nord et le nord-est, tandis qu'à Uranium City, la direction prédominante est vers l'est. Les roches de composition granitique se présentent en zones de migmatite, de gneiss granitoïdes rubanés et de gneiss granitiques porphyroclastiques. Ces roches, bien que de composition variable, consistent surtout en plagioclase, en microcline, en quartz, et en biotite, avec de la hornblende et des quantités variables de muscovite, de chlorite et de grenat. Les pegmatites sont courantes. Les gneiss sont injectés de batholites de granodiorite massive, en partie porphyritique. A l'est de la zone de Nonacho, il y a des gneiss à pyroxène du faciès granulite. La foliation est parallèle à la stratification des métasédiments et a une orientation entre le nord-est et le nord. Les datations au K-Ar varient entre 1,700 et 1,850 m.a., mais quelques-unes s'échelonnent de 2,000 à 2,300.

Orogénèse de l'Hudsonien. La principale caractéristique de l'orogénèse de l'Hudsonien dans la région est la présence de failles. Des zones extensives de mylonites et de broyage s'étendent à Uranium City ainsi qu'au nord-est et au nord-ouest. En Alberta et au sud du Grand lac des Esclaves, de nombreuses zones de failles à direction nord sont marquées par du broyage et de la mylonitisation. Une zone de failles complexes peut s'étendre du nord-est d'Uranium City au nord-ouest de la Saskatchewan et de là vers le nord jusqu'à la zone de Nonacho. Une vaste zone similaire longe la faille McDonald au sud du Grand lac des Esclaves (frontispice) et une autre, le lac Snowbird. Ces zones semblent s'être formées antérieurement au dépôt des sédiments des formations de Nonacho et de Martin de la fin de l'Aphébien. Des mouvements tardifs ont eu lieu le long de plusieurs des failles et ont déplacé les sédiments et les zones de mylonite. Les récentes failles ne sont pas limitées aux anciennes zones de mouvement, mais elles ont les mêmes directions nord-est, nord et nord-ouest. Elles ont un pendage prononcé et sont marquées par d'étroites zones de fractures et de broyage. Les âges relatifs

de ces trois systèmes de failles n'ont pas été nettement établis. Les failles les plus anciennes sont représentées par des zones de mylonites et de brèches et peuvent dater de l'orogénèse de l'Hudsonien, peut-être d'une phase tardive au cours de ce phénomène. De la muscovite, prélevée de roches le long de la faille McDonald et de roches du soubassement cisailé des sédiments de Nonacho, a donné au K-Ar entre 1,700 et 1,800 m.a. Le mouvement le long des failles les plus récentes est probablement postorogénique du fait que les roches de l'Hélikien sont coupées par quelques-unes de ces failles.

Aphébien ou Paléohélikien. A Uranium City, la formation de Martin s'est déposée sur une surface d'érosion, à relief accentué, sur les roches du groupe de Tazin et sur des intrusions de l'Hudsonien. Les zones orientées nord-est de la formation de Martin constituent probablement des restes de bassins plus extensifs préservés le long de failles. La formation (Tremblay, 1957) comprend un minimum de 13,000 pieds de conglomérat, d'arkose, de siltstone et de coulées et de sills basaltiques ou andésitiques. Les conglomérats à la base de la succession sont formés de fragments angulaires ou subangulaires des roches du soubassement dans une matrice d'arkose (pl. IV-10). L'arkose, de couleur rouge orangé, consiste en feldspath, en quartz et en fragments de roche, et présente de la stratification entrecroisée et des rides de plage. Les grains sont d'angulaires à émoussés et peu triés. De nombreuses lentilles et des couches minces de conglomérat se trouvent intercalées. Les fragments de ces intercalations de conglomérat sont plus petits et mieux arrondis que ceux des conglomérats à la base, mais ils consistent surtout en roches du soubassement. Les couches de siltstone sont rouge foncé, riches en feldspath et présentent des fentes de retrait. Les roches volcaniques ont une composition basaltique généralement amygdaloïde et porphyrique. La datation au K-Ar de la roche entière a donné

jusqu'à environ 1,700 m.a. Ces sédiments continentaux sont typiques des dépôts de couches rouges et sont les résultats d'une érosion rapide et d'une sédimentation sous des conditions tectoniques instables dans un milieu fluvial. Les bassins de sédimentation peuvent avoir été partiellement déterminés par des failles. La sédimentation s'est formée après ou probablement en même temps que les mouvements sur les failles qui ont formé les zones les plus anciennes de mylonite et de brèche dans les roches du soubassement. Les paléocourants, étudiés par L.-P. Tremblay, indiquent que les directions de transport ont varié entre le sud-est et le sud-ouest et font supposer une origine au nord. La formation de Martin a été légèrement plissée suivant des axes à direction nord-est. Les roches ne sont pas traversées par les granites, mais se trouvent déplacées par les failles récentes à direction nord-est. Elles datent peut-être de la fin de l'Aphébien et ont été mises en place au cours d'une phase tardive de l'orogénèse de l'Hudsonien.

Les roches du groupe de Nonacho affleurent au sud du Grand lac des Esclaves. Lithologiquement, ces roches ressemblent à celles du groupe d'Et-Then et de la formation de Martin, et ont été mises en place dans des milieux similaires. Le groupe comprend une succession conforme de conglomérat polymictique de grès conglomératique contenant du grès lithique, d'arkose et de quartzites feldspathiques, de siltstone et de schiste argileux. Le long de la zone méridionale de contact avec le soubassement, les unités à la base sont des brèches sédimentaires composées de blocs anguleux de roches granitiques provenant des gneiss voisins dans une matrice d'arkose. Les brèches se transforment graduellement vers le haut en de l'arkose renfermant des blocs épars de granite et en des couches et des lentilles de granite désagrégé. Sous la discordance, les roches du soubassement sont brisées en gros blocs cimentés par des filons d'arkose argileuse. L'arkose

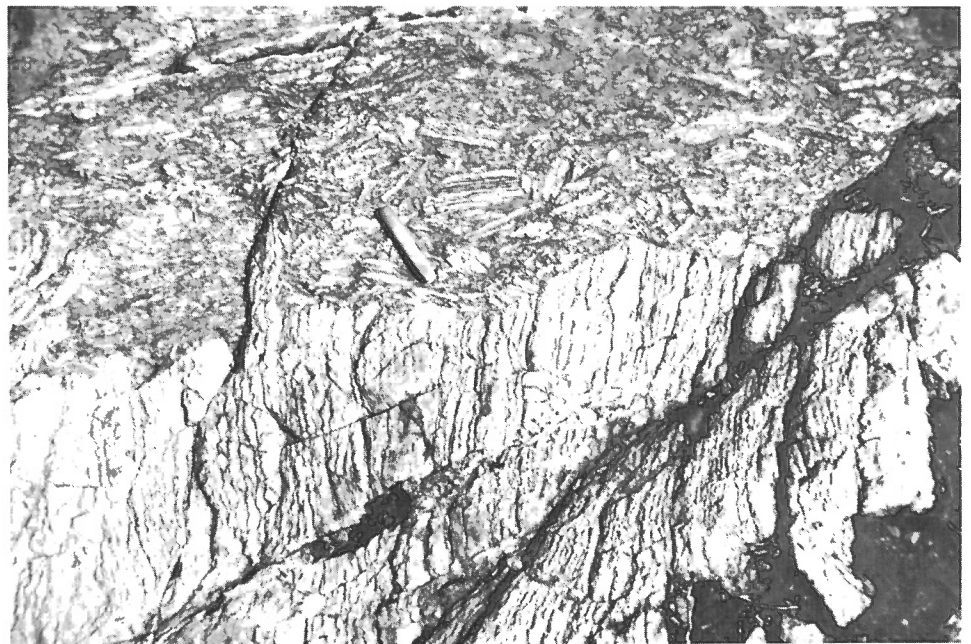


PLANCHE IV-10

Discordance entre la formation de Martin de la fin de l'Aphébien et les gneiss du groupe de Tazin de l'Archéen, province de Churchill, Uranium City (Sask.).

inférieure est recouverte de conglomérat polymictique, grossièrement stratifié, formé de blocs subarrondis étroitement tassés, surtout de roches granitiques et de gneiss, et de quelques blocs de quartz, de quartzite et de roches volcaniques de basiques à acides. Le conglomérat repose sous du grès lithique de couleur chamois et grise, de l'arkose et du quartzite feldspathique laminé avec nombre de stratifications entrecroisées. Ces roches renferment des quantités variables de quartz, de feldspath et de roches en grains, de subarrondis à subanguleux, cimentés par du carbonate. S'y trouvent également de minces couches de schiste argileux rouge ou vert et de nombreuses lentilles ou couches minces de conglomérat ou des agglomérations de cailloux et des conglomérats à fragments de schiste argileux. L'unité sablonneuse contient une bande assez épaisse de conglomérat caractérisée par de gros blocs de quartzite blanc et de granite. Les unités de siltstone rouge et de schiste argileux sont parfois assez épaisses notamment près du sommet de la succession. Les unités de schiste argileux renferment des fentes de retrait et des dykes de grès. L'orientation de la stratification entrecroisée (McGlynn, 1966), dans la partie méridionale de la zone de roches, indique que les paléocourants étaient nord-sud le long de la limite orientale et sud-nord le long de la limite occidentale. Ils ne correspondent probablement pas aux directions de transport des sédiments. Les régions sources, outre les hautes-terres du soubassement avoisinant, étaient peut-être au nord car les blocs de quartzite des conglomérats sont lithologiquement semblables aux quartzites des roches en affleurement de l'Archéen du groupe de Wilson Island dans les îles du Grand lac des Esclaves.

Les roches du groupe de Nonacho reposent sur un soubassement de gneiss granitique, de migmatites et de roches granitiques massives. Dans le sud de la zone, les roches du groupe de Nonacho n'ont pas subi l'intrusion des granites récents et ne sont pas métamorphisées. Les couches sont modérément plissées suivant des axes orientés entre le nord-nord-est et le nord-est, à pendage nord. Le plissement est plus intense dans la partie occidentale de la zone. Les roches du soubassement sont coupées par des failles à direction nord renfermant de vastes zones de brèches et de mylonite. Les roches du groupe de Nonacho, surtout près des zones de contact avec le soubassement, sont coupées par des failles à direction nord et nord-est; le mouvement le long de ces failles est postérieur au plissement.

La formation d'Athabasca, recouverte par endroits en concordance par la formation de Carswell, affleure sur une grande superficie au sud du lac Athabasca. La formation d'Athabasca est séparée par une discordance des roches du groupe de Tazin et des gneiss granitiques et n'est pas en contact avec la formation de Martin. Elle est formée d'orthoquartzite et renferme de rares couches intercalées de schiste argileux et de conglomérats à cailloux de quartz (Fahrig, 1961). Le grès est composé presque entièrement de grains assez bien triés de quartz arrondis, dans un ciment de quartz. La stratification entrecroisée, tant du type fosse qu'en plan, est abondante dans la succession; ces paléocourants indiquent un transport de sédiments à partir de l'est et du sud-est, ou par endroits, du nord-est. La répartition des grains en dimension et l'orienta-

tion des rides de plage confirment cette conclusion. La formation de Carswell est composée d'une dolomie finement laminée de couleur rose ou chamois et d'une dolomie grise contenant plusieurs zones de stromatolites et des brèches dolomitiques. La formation est profondément déformée et constitue la zone de bordure d'une structure circulaire à l'intérieur de laquelle s'étendent des affleurements d'orthoquartzite et du soubassement granitique. Le grès de la formation d'Athabasca est considéré être le résultat d'une lente érosion d'une région source tectoniquement stable, sise à l'est et au sud-est des affleurements actuels. La sédimentation s'est effectuée en milieu fluvial. Une partie de la succession peut être d'origine marine et la mise en place de la formation de Carswell a probablement eu lieu dans un milieu marin peu profond. Les sédiments sont post-hudsoniens et semblent avoir été séparés du phénomène orogénique par une période d'érosion. Ils sont alors probablement plus récents que les couches de la formation de Martin. Exception faite de la déformation dans la structure circulaire, les roches de la formation d'Athabasca n'ont pas subi de plissements, mais peuvent avoir été légèrement basculées. Elles ont été coupées par une faille à direction nord-est et pénétrées par quelques dykes de diabase, dont un daterait de 1,230 m.a. La formation d'Athabasca est considérée être du Paléohélien et est mise expérimentalement en corrélation avec la formation de Thelon du groupe de Dubawnt.

Sous-province d'East Arm

Dans la zone de plissements d'East Arm s'étendent des roches de l'Archéen du groupe de Wilson Island et des roches granitiques du Kénoranien, décrites dans la section de la province des Esclaves; s'y trouvent également des roches de l'Aphébiens des groupes d'Union Island, de Great Slave et d'Et-Then. Le groupe d'Union Island affleure seulement sur une petite superficie dans l'île Union et les îles adjacentes. Il est formé de schiste argileux noir et gris, de basalte en coussins, de dolomie et de grauwacke. Probablement plus ancien que le groupe de Great Slave, il s'en trouve séparé par une discordance (Hoffman, 1967).

Le groupe de Great Slave a été divisé par Stockwell (1936) en six formations dont les unités à la base reposent sur une surface profondément érodée. Il atteint environ 20,000 pieds d'épaisseur et ses couches se présentent en synclinorium orienté est. Le long du flanc nord, les couches ont un faible pendage sud, mais elles sont plissées dans les parties centrale et méridionale. Les roches ont subi l'intrusion de filons-couches, de laccolithes et peut-être de stocks de diorite à hornblende, à biotite ou de diorite quartzique. La biotite d'une intrusion a donné au K-Ar 1,845 m.a., ce qui indique que ces roches datent de l'Aphébiens et qu'elles ont subi des plissements au cours d'une phase ancienne de l'orogénèse de l'Hudsonien.

La formation de Sosan atteint entre 3,000 et 5,000 pieds composés, à partir de la base, de quartzite feldspathique, d'un niveau de dolomie sablonneuse stromatolitique et, près du sommet, de siltstone et de schiste argileux rouges ou roses. La formation de Kahochella atteint jusqu'à 7,000 pieds formés

de schiste argileux rouge, de siltstone, d'arkose, de roches carbonatées et de quelques couches de formation de fer oolithique. Dans la partie centrale du bassin, la succession renferme des coulées d'andésite, des roches pyroclastiques et des intercalations de grès et de schiste argileux rouges. La formation de Pethei comprend environ 1,500 pieds de calcaire et de dolomie renfermant de nombreuses zones stromatolitiques (pl. IV-11) le long du flanc nord du synclinorium. Les équivalents latéraux (Hoffman, 1967) dans la partie méridionale du bassin sont du calcaire à grain fin, du calcaire et de l'argilite interstratifiés et, dans la partie sud-ouest, s'étendent des couches à granuloclassement vertical de grauwaacke et de schiste argileux et des interstratifications de chert et de calcaire (pl. IV-12). La formation de Pethei repose en concordance sous la formation de Stark formée de mudstone rouge, de dolomie et de calcaire. Des brèches, probablement d'origines différentes, sont courantes dans les roches carbonatées. La formation de Tochatwi comprend environ 3,000 pieds de grès et de schiste argileux rouges du type molasse non marin. Les roches les plus récentes du groupe de Great Slave sont représentées par la formation de Pearson formée de 500 pieds de basalte, généralement vésiculeux et amygdaloïde, de tuf apparenté et de minces couches d'argilite. Les orientations de

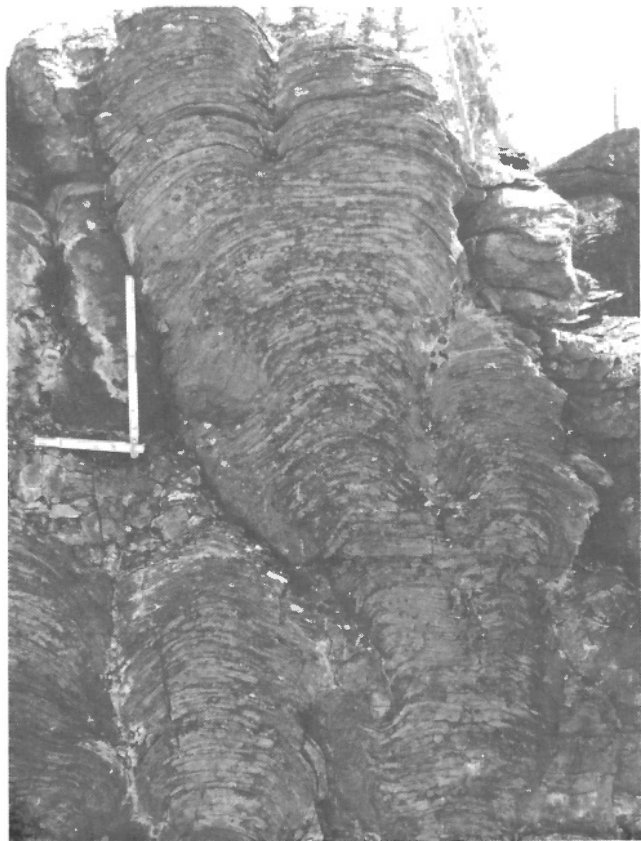


PLANCHE IV-11. Stromatolites algueuses dans la formation de Pethei, du groupe de Great Slave de l'Aphébién, zone de plissements d'East Arm, Grand lac des Esclaves (T. N.-O.).

la stratification entrecroisée et autres structures de courants indiquent une région source à l'ouest et au nord du bassin actuel de la plupart des sédiments clastiques (fig. IV-17). La succession comprend des sédiments mis en place près du rivage en milieux fluviaux non marins, en milieux marins peu profonds et en milieu marins profonds. Les plus récents sédiments rougeâtres ont été déposés près du rivage en milieu partiellement marin peu profond et ont été exposés à l'air.

Le groupe de Great Slave est recouvert en discordance par le groupe d'Et-Then, lequel repose sur les plissements tronqués des strates du groupe de Great Slave; ces roches sont plus récentes que les diorites en intrusion dans les roches plus anciennes. Les roches du groupe d'Et-Then sont pénétrées de filons-couches et de dykes de diabase. Les dykes font partie du système de Mackenzie, à direction nord-nord-ouest,

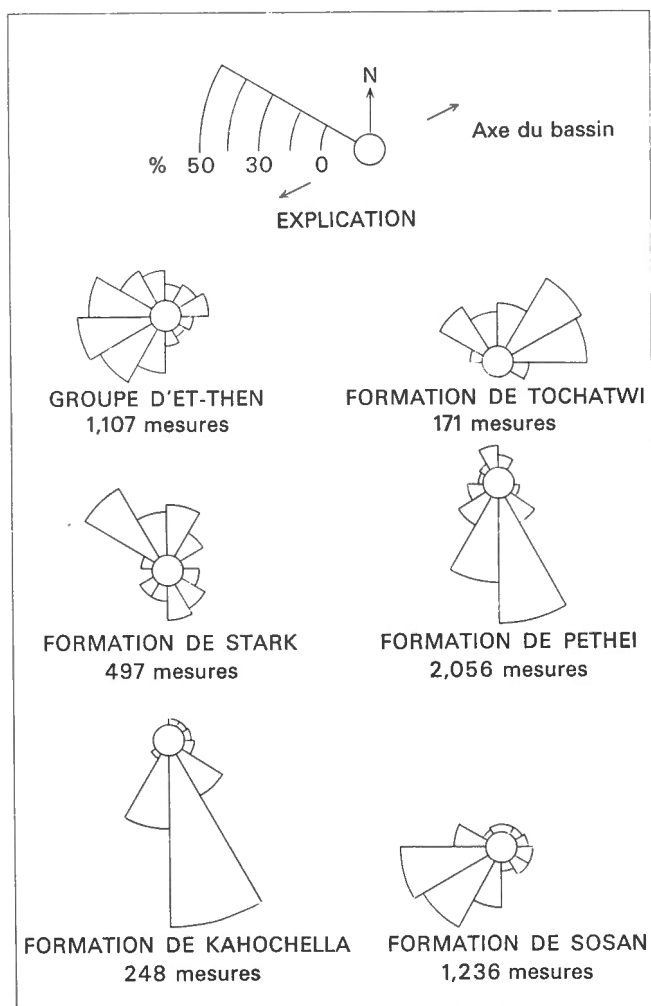


PLANCHE IV-12. Mince couches granuloclassées de grauwaacke et d'argilite de la formation de Pethei du groupe de Great Slave de l'Aphébién. La couche épaisse, de couleur pâle, est composée de chert.

dont la datation au K-Ar sur la roche entière a donné environ 1,200 m.a., mais les filons-couches pénétrés par ces dykes n'ont pas encore été datés. Les roches du groupe d'Et-Then sont faiblement plissées suivant des axes orientés vers l'est et ces roches, ainsi que les roches plus anciennes, sont coupées par la faille McDonald à direction nord-est et les failles parallèles connexes (fig. IV-16). La faille McDonald (frontispice) constitue la limite sud-est de la sous-province et s'étend au-delà sur plusieurs milles dans les deux directions. Le mouvement le long de cette faille semble être en grande partie vertical, mais l'évolution de cette faille est plus complexe du fait qu'il s'est peut-être produit deux mouvements, l'un le long de la direction de la faille, l'autre, normal. La majeure partie du déplacement semble avoir été terminée avant l'intrusion des dykes de diabase du système de Mackenzie et a probablement commencé au cours des phases tardives de l'orogénèse de l'Hudsonien.

Le groupe d'Et-Then se divise en deux formations; la plus ancienne, la formation de Murky, est constituée de

plusieurs mille pieds de conglomérat comprenant un peu d'arkose et de schiste argileux. La succession est composée d'alternances cycliques de conglomérats à blocs grossiers se transformant graduellement vers le haut, en passant par une zone à cailloux décroissant en grosseur, et de minces et souvent lenticulaires couches d'arkose, rarement de schiste argileux. Les cycles varient en épaisseur jusqu'à 50 pieds. Les blocs et les cailloux sont arrondis et de composition variable. Près de la faille McDonald, les roches et les gneiss granitiques prédominent, tandis qu'au nord, les roches clastiques du groupe de Great Slave sont les plus abondantes. Le conglomérat s'amincit probablement vers le nord et les fragments clastiques semblent décroître en grosseur dans la même direction, ce qui suggère une région source au sud. Ces couches passent par une zone de transition dans laquelle le grès augmente jusqu'à devenir la formation de Preble constituée d'au moins 4,000 pieds de grès lithique de couleur chamois, rose ou rouge et de quartzites feldspathiques interstratifiés de minces couches de conglomérat à cailloux, de conglomérat à fragments de schiste argileux et de schiste argileux rouge. La stratification entrecroisée et les structures finement rubanées sont courantes et des fentes de retrait se retrouvent dans toute la succession. Les quartzites sont constitués de grains de quartz bien triés, de forme rectangulaire à subarrondie, de fragments de roches et de feldspath dans un ciment de carbonate. La zone de failles associée à la faille McDonald forme peut-être la limite du bassin sédimentaire original. Les roches du groupe d'Et-Then ont été mises en place dans un milieu fluvial non marin. Elles sont typiquement des roches clastiques récentes ou post-tectoniques, probablement déposées au cours d'une phase récente de l'orogénèse de l'Hudsonien, ou postérieurement.



CGC

FIGURE IV-17. Orientations des paléocourants, groupes de Great Slave et d'Et-Then, sous-province d'East Arm (T.N.-O.) (Hoffman, 1967).

Nord-centre de la province de Churchill

Le nord-centre de la province de Churchill s'étend jusqu'à la latitude 66° et comprend le nord du Manitoba et la partie nord-est de la Saskatchewan. Les roches les plus anciennes se trouvent dans une zone orientée nord-est qui se prolonge à travers le lac Ennadai. Elles reposent en discordance sous les roches de l'Aphébién du groupe de Hurwitz et sont considérées de l'Archéen. Elles consistent en une succession conforme de roches volcaniques, de basiques à intermédiaires, de grauwaacke, d'argilites et de tufs. Les roches volcaniques sont des andésites massives ou en coussins renfermant un peu de dacites intercalées avec de la rhyolite à biotite et à quartz. Du tuf et de l'agglomérat se trouvent associés aux phases acides, et dans les coulées basiques s'étendent des masses irrégulières de gabbro à grain moyen. De la grauwaacke, de la subgrauwaacke et du schiste argileux gisent sous et au-dessus des roches volcaniques (Eade, 1966b). Les sédiments s'étendent en couches de minces à épaisses et les couches à granuloclassement vertical sont nombreuses. En certains endroits, la succession sédimentaire contient une épaisseur considérable de tuf lithique ou à cristaux. Une mince bande de dolomie argileuse impure a été cartographiée

et une formation ferrifère épaisse jusqu'à 150 pieds, en général du type à quartz et à magnétite, se trouve dans la grauwaque en lentilles discontinues.

Les roches de l'Archéen sont plissées suivant des axes orientés nord-nord-est au nord-est. Les plis plongent généralement vers le nord. Près ou au sein de larges masses de gneiss granitique, les roches volcaniques basiques sont transformées en amphibolites massives ou feuilletées, et les sédiments le sont en schiste et en gneiss à quartz, à biotite et à feldspath. Ces roches se transforment surtout en gneiss granitique à travers une zone de migmatites et de gneiss mélangés. Les roches granitiques sont bien feuilletées, presque massives, ou porphyriques, roses ou grises et contiennent de la biotite ou moins fréquemment, de la hornblende. Leur composition est généralement celle d'une granodiorite. Les roches volcaniques, les roches sédimentaires et peut-être les gneiss granitiques sont traversés par une granodiorite presque massive du type formé à un haut niveau, et par des plutons de diorite quartzique limités par des zones de contact bien définies ou par d'étroites zones de migmatite et des auréoles métamorphiques. Les sédiments des auréoles contiennent de la cordiérite, du grenat et, par endroits, de l'andalousite. Dans la région du lac Kognak (Eade, 1966b), les roches granitiques et les couches archéennes sont recouvertes en discordance par le groupe de Hurwitz de l'Aphébien. On suppose que quelques roches granitiques font intrusion dans les strates du groupe de Hurwitz et qu'il existe probablement des granites de deux âges. Les micas des roches granitiques de la région ont donné au K-Ar entre 1,675 et 1,800 m.a. Une datation de 2,375 m.a. suggère des intrusions kénoraniennes.

Le groupe de Hurwitz affleure par intermittence le long d'une zone à direction nord-est. Cette zone coïncide approximativement avec la zone de roches archéennes. Le groupe se rencontre également au nord et au nord-ouest du lac Baker (Wright, 1955). Tel que défini par Eade (1966), le groupe comprend cinq formations conformes. La formation à la base est composée d'un conglomérat local à cailloux ou galets arrondis de roches granitiques, d'andésite, de grauwaque, de quartz et de tuf dans une matrice de grauwaque. Le conglomérat se transforme graduellement vers le haut en de la grauwaque contenant quelques cailloux épars. L'orthoquartzite sus-jacent est de grain fin à moyen, vitreux, blanc, en couches de minces à épaisses, et contient des lentilles éparses de conglomérat à cailloux de quartz. La stratification entrecroisée est rare, mais à plusieurs horizons il y a de nombreuses rides de plage orientées surtout nord-est. La formation varie en épaisseur de 700 pieds à au moins 4,000 pieds, souvent sur de courtes distances. Le quartzite repose sous de l'ardoise, du schiste argileux, et du siltstone en affleurements médiocres. De couleur grise, noire ou rouge, ces roches ont une structure finement stratifiée, contiennent des lentilles de grauwaque et sont recouvertes par de la dolomie, de l'argilite et du siltstone. La dolomie est de couleur crème ou grise bariolée de filonnets de quartz ou de chert, comporte quelques minces horizons stromatolitiques et se transforme graduellement, vers le haut, en de l'argilite noire ou grise finement feuilletée avec quelques intercalations de siltstone. Par endroits, elle renferme des

lentilles de formation ferrifère à quartz, à jaspe et à hématite ou à quartz et à magnétite. En général, ces roches sont recouvertes d'une épaisseur variable de grauwaque composée de grès et de schiste argileux à granuloclasement vertical en minces couches rythmiques. La formation supérieure en affleurement est un quartzite impur, en couches minces, de couleur grise à chamois, composé de quartz et de séricite, comportant des rides de plage et des stratifications entrecroisées, renfermant quelques intercalations de dolomie siliceuse en couches minces. Au nord et au nord-ouest du lac Baker, les roches du groupe de Hurwitz présentent une succession stratigraphique similaire. Elles sont recouvertes par endroits de roches volcaniques basiques et pénétrées de filons-couches de gabbro d'âge inconnu.

Le groupe de Montgomery Lake recouvre en discordance le groupe de Hurwitz et recouvre en discordance des roches archéennes dans la région du lac Kognak (Eade, 1966b). Formé de quartzite, de dolomie, de siltstone et d'argilite, le groupe affleure peu et est peu connu, mais, au nord du Manitoba, il peut y être en corrélation avec certaines roches.

Les roches sédimentaires et les roches ignées de l'Aphébien sont modérément plissées suivant des axes orientés nord-est et par endroits nord-ouest. L'ordre de succession des plis est incertain, mais ceux à direction nord sont peut-être les plus anciens. Les zones de contact entre les roches du groupe de Hurwitz et celles de l'Archéen sont souvent cisailées, ce qui indique que ces contacts sont des zones de mouvement. Les couches du groupe de Hurwitz sont pour la plupart très légèrement métamorphisées. Dans la région de la rivière Kognak, Eade a observé une étroite zone de métamorphisme de contact autour d'un pluton de granodiorite, et a noté que les sédiments de cette zone contenaient de la cordiérite et des grenats; il considère donc la granodiorite plus récente que le groupe de Hurwitz.

Dans la partie nord-est de la Saskatchewan et dans le nord du Manitoba, des sédiments sont similaires à ceux du groupe de Hurwitz. Dans le nord du Manitoba, des granulites à pyroxène semblent être les plus anciennes (Davison, 1966). Les sédiments comprennent du quartzite, du quartzite feldspathique, de l'argilite, de la grauwaque et de la dolomie. Les orthoquartzites, si caractéristiques du groupe de Hurwitz, y sont beaucoup moins fréquents et n'y forment pas les unités à la base. Les roches les plus anciennes paraissent être le quartzite feldspathique et la grauwaque; elles sont intensément plissées suivant des axes orientés entre le nord-est et l'est. Le degré de métamorphisme varie, mais en général il est plutôt élevé et souvent du faciès amphibolite. Les métasédiments se transforment graduellement en gneiss à biotite, à quartz et à feldspath et contiennent du feldspath potassique, des masses de granite pegmatitique et de la migmatite. Ces roches se transforment graduellement en granodiorite feuilletée et, par endroits, en granodiorite massive. Toutes les roches sont pénétrées par de la granodiorite porphyrique intrusive ou de la granodiorite à spath fluor du type formé à un haut niveau de la croûte terrestre. Des micas de ces roches granitiques ont donné au K-Ar entre 1,700 et 1,850 m.a., comme était un isochrone au Rb-Sr sur la roche entière la

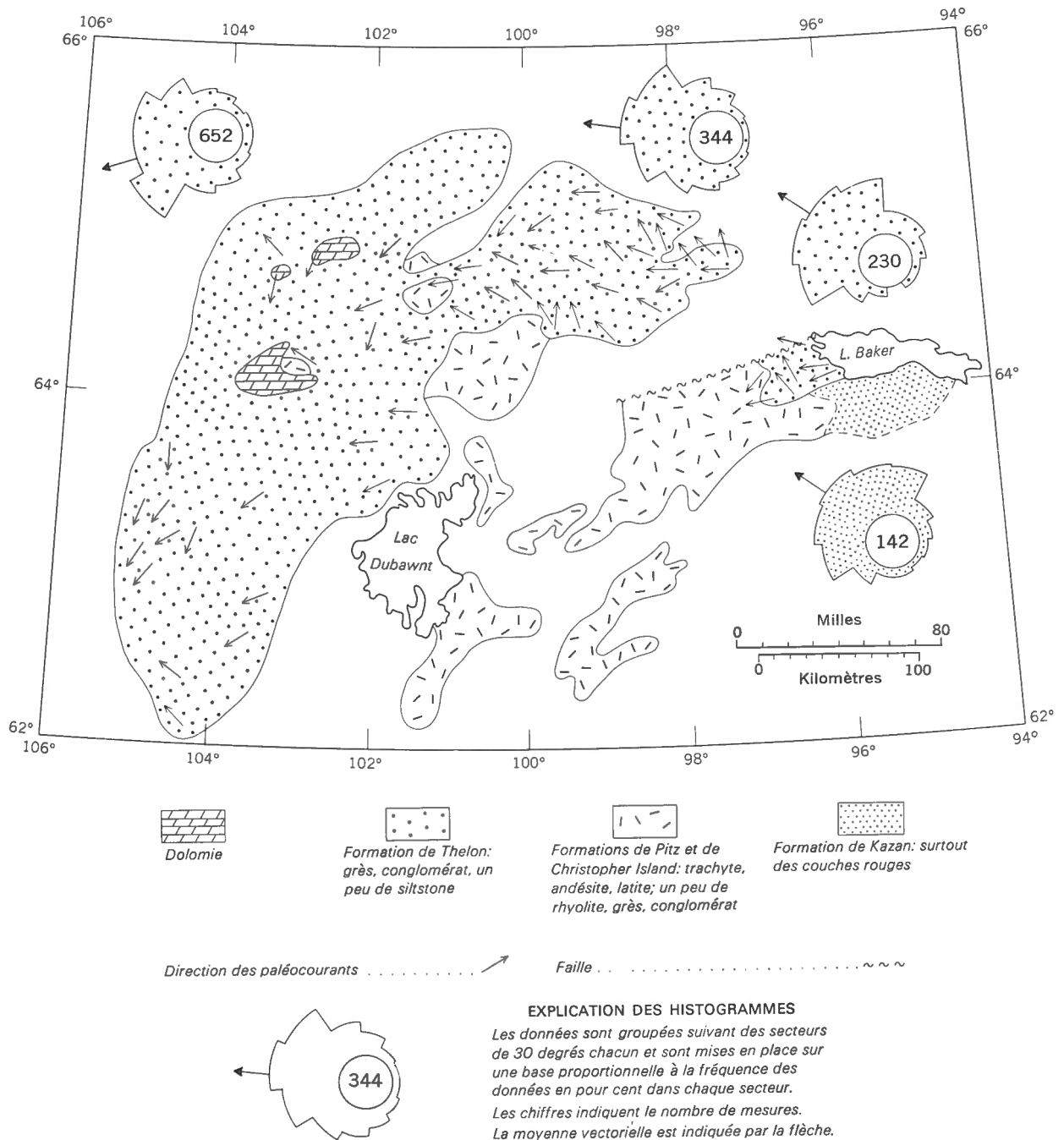
granodiorite à spath fluor. On considère que ces micas remontent à l'orogénèse de l'Hudsonien.

Sur la rivière Seal, dans le nord-est du Manitoba, le groupe de Great Island comprend une succession conforme de schiste argileux, de quartzite, de dolomie et d'un peu de grauwacke (Davison, 1966). Ces roches n'affleurent que dans une petite région, ne sont pas altérées ou seulement très légèrement métamorphosées; on ignore si elles ont subi l'intrusion de roches granitiques. Elles sont faiblement plissées suivant des axes orientés nord-nord-ouest et semblent reposer en discordance sur les roches granitiques environnantes et les sédiments plus anciens. Si les sédiments plus anciens sont de l'Aphébién, cette succession est probablement de l'Hélikien. Comme alternative, il est possible que les roches du groupe de Great Island correspondent à celles du groupe de Hurwitz tandis que les roches sous-jacentes aux roches du groupe de Great Island sont équivalentes aux couches du groupe de Montgomery Lake.

Dans la sous-province de Thelon, le groupe de Dubawnt comprend des roches sédimentaires et volcaniques relativement non déformées qui reposent en discordance majeure sur un soubassement profondément érodé, formé en majorité de roches granitiques du Kénoranién, peut-être de l'Hudsonien. Donaldson (1965) a divisé le groupe de Dubawnt en six formations. La formation de South Channel, la plus ancienne, consiste en conglomérat renfermant quelques couches intercalées de grès. Ce conglomérat varie rapidement en épaisseur jusqu'à un maximum de 5,000 pieds et est formé de cailloux et de galets de roches granitiques, de forme arrondie à anguleuse, avec quelques cailloux et galets de quartzite, de quartz, de granulite, de mylonite, de basalte et de felsite dans une matrice gréseuse rouge. Ce conglomérat repose sous la formation de Kazan, formée d'environ 12,000 pieds de grès feldspathique de couleur variant du rose marron au brun rougeâtre à ciment calcaire, outre de petites quantités de siltstone et de mudstone de couleur marron aux couches interstratifiées. Les grès sont bien triés et présentent de minces structures rubannées et de la stratification entrecroisée dont l'orientation indique un transport des sédiments vers le nord-ouest (fig. IV-18). Les fentes de retrait et les rides de plage sont abondantes dans le schiste argileux silteux. Les couches des formations de South Channel et de Kazan se trouvent seulement au sud du lac Baker. Ces roches ont été faiblement plissées et érodées antérieurement à l'épanchement des roches volcaniques de la formation de Christopher Island. De l'andésite porphyrique brune rougeâtre ou grise violacée, de la latite et du trachyte constituent la masse de cette formation d'une épaisseur affleurante d'environ 200 pieds. Le tuf et l'agglomérat à la base contiennent des galets des formations plus anciennes. Une seconde unité volcanique, la formation de Pitz, est composée de trachyte caractérisé par d'abondants phénocristaux de feldspath blanc crayeux et de phénocristaux de quartz dans une matrice mauve à rouge ou marron. Les roches volcaniques ont subi l'intrusion de filons-couches ou de laccolithes de syénite massive, à grain de fin à moyen et de couleur variant

du gris au noir rougeâtre. Les roches volcaniques semblent être très faiblement déformées. Des échantillons de ces roches ont donné au K-Ar et au Rb-Sr sur la roche entière des âges isochrones jusqu'à 1,735 m.a., ce qui est un âge minimum pour cette succession. Ces roches sont recouvertes en discordance par la succession relativement horizontale de la formation de Thelon. A la base de la formation, s'étendent de minces couches de conglomérat renfermant des cailloux des formations de Kazan, de Pitz et de Christopher Island. Le grès de la formation de Thelon est composé de quartz, mais près de la base, il renferme du feldspath et de l'argile blanche interstitielle. Le grès est de couleur crème, gris pâle, chamois ou rose, et par contraste avec celui de la formation de Kazan, il est friable, renferme des rides de plage et de la stratification entrecroisée du type feston. L'orientation de la stratification entrecroisée indique un transport des sédiments vers l'ouest et le nord-ouest (Donaldson, 1965). Des cailloux bien arrondis et des couches de l'épaisseur d'un caillou se rencontrent fréquemment dans la partie inférieure de la formation. La formation de Thelon est recouverte par de la dolomie finement stratifiée, en partie stromatolitique et de couleur gris foncé; par endroits, elle repose sous une mince couche de basalte. La relation stratigraphique entre ces deux plus récentes unités est incertaine.

Les sédiments de la partie inférieure du groupe de Dubawnt, au sud du lac Baker, forment une succession de couches rouges, déposées probablement dans un milieu continental, peut-être partiellement marin peu profond, et fréquemment exposées à l'air. L'amincissement vers l'ouest des conglomérats de la formation de South Channel et l'orientation de la stratification entrecroisée suggèrent une région source à l'est et au sud-est et un transport des sédiments vers le nord-ouest et l'ouest. L'immaturation des sédiments clastiques indique une mise en place rapide en provenance d'une région tectoniquement instable à relief plutôt prononcé. Les failles peuvent avoir contrôlé partiellement la position de la limite méridionale du bassin et le taux d'accumulation des sédiments. Les roches sédimentaires et volcaniques sont typiques des milieux tardifs ou postgéosynclinaux et tectoniques. L'âge des roches volcaniques suggère une sédimentation et un volcanisme tardifs durant l'orogénèse de l'Hudsonien ou immédiatement après; par suite, ces roches sont considérées de la fin de l'Aphébién ou du Paléohélikien. Les sédiments de la formation de Thelon se sont déposés subséquentement à l'érosion partielle des roches susmentionnées. Ce sont des sédiments matures en composition et en texture, probablement déposés sur une surface à faible relief et dans des conditions tectoniques stables. Les grès ont sans doute été mis en place dans un milieu fluvial. Les structures sédimentaires indiquent une région source à l'est ou au sud-est. Il est possible que la partie supérieure de la formation de Thelon ainsi que les sédiments carbonatés se soient formés dans un milieu marin peu profond. Ces roches, pénétrées par des dykes de diabase de l'Hélikien, sont en conséquence considérées du Paléohélikien.



CGC

FIGURE IV-18. Orientations des paléocourants, groupe de Dubawnt, centre-nord de la province de Churchill (T.N.-O.) (J. A. Donaldson).

Nord de la province de Churchill

La partie septentrionale de la province de Churchill comprend les roches précambriennes de la partie est des îles de l'Arctique, de la presqu'île de Boothia et de la partie nord-est du continent à l'ouest de la baie d'Hudson. La géologie de la partie continentale de cette région a été étudiée par Fraser (1964), Heywood (1961, 1966), Blackadar et Christie (1963).

Partie nord-est du continent. Une grande partie de la région est recouverte par des roches granitiques de types variés, y compris des gneiss granitiques roses ou gris, des zones de migmatite, de gneiss mélangés, et de roches volcaniques et sédimentaires fortement métamorphisées (pl. IV-13). Les roches gneissiques ont une composition variable et peuvent être riches ou pauvres en hornblende ou en biotite; ailleurs, elles sont formées de plagioclase et de quartz, et contiennent

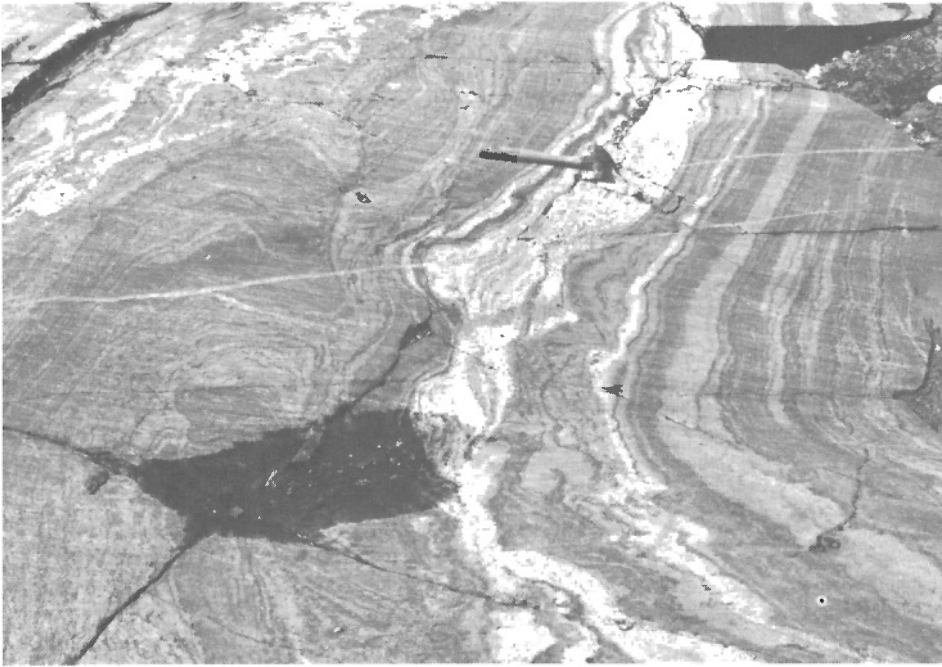


PLANCHE IV-13

Gneiss métasédimentaire, stratifié, peut-être de l'Archéen, près de l'embouchure de la rivière Back, partie nord de la province de Churchill (T. N.-O.).

des quantités diverses de microcline, en partie sous forme de porphyroblastes. Ces roches forment intrusion dans de la granodiorite ou de la diorite quartzique ou se transforment graduellement en ces roches. La granodiorite ou la diorite sont de feuilletées à massives, équigrenues et moins couramment porphyriques. La foliation est orientée entre le nord et le nord-nord-est dans la partie occidentale de la région, mais dans la partie orientale elle passe graduellement entre le nord-est et l'est. A l'est de l'inlet Bathurst, dans la baie Wager et sur la presqu'île Melville s'étendent des zones mal définies de gneiss à pyroxène ou des granulites d'origine incertaine. La région renferme de petites masses éparses de gabbro, de péridotite et de gabbros anorthositiques. Des micras de roches granitiques de tous types ont donné au K-Ar des âges entre environ 1,650 et 1,850 m.a.

Les gneiss renferment des zones de roches volcaniques et sédimentaires métamorphosées, de types divers et probablement d'âges différents. Au sud du golfe Reine-Maud, de l'amphibolite en bandes, orientées entre le nord et le nord-nord-est, est interstratifiée avec des gneiss à biotite; ces roches sont peut-être des équivalents métamorphiques de roches volcaniques basiques et de roches sédimentaires. Par endroits, on trouve de la formation ferrifère, des roches à silicates de calcium et du quartzite. Ces roches peuvent être des équivalents polymétamorphosés des roches du groupe de Yellowknife de l'Archéen. Au nord de la baie Wager et sur la presqu'île Melville, se trouvent des roches volcaniques basiques métamorphosées à des degrés variables, qui présentent, par endroits seulement, des structures primaires. Dans ces roches volcaniques se trouvent intercalés des sédiments métamorphosés, maintenant transformés en schistes à biotite, des tufs et, par endroits, de la formation ferrifère et du quartzite. Ces

formations semblent être des restes d'une succession eugéosynclinale et sont similaires aux roches de la zone du lac Ennadai au sud, probablement de l'Archéen. Les roches sont plissées suivant des axes à direction nord-est.

Le groupe de Chantrey forme une zone orientée nord-est, au sud de la presqu'île de Boothia, et comprend une succession de roches calcaires cristallines, de quartzite et de moindres quantités de conglomérat, de schiste argileux, de grauwaque et de chert. Ces roches sont déformées en des plis à direction nord-est et sont légèrement métamorphosées. Les zones de contact avec les roches granitiques sont masquées par du cisaillement, ce qui indique que des failles séparent ces deux unités en plusieurs endroits. Des pegmatites traversent les roches sédimentaires. Les roches du groupe de Chantrey sont similaires lithologiquement à celles du groupe de Hurwitz au sud et peuvent être corrélatives. Sur la presqu'île Melville, s'étend une succession apparemment conforme de sédiments à prédominance de quartzite et de calcaire dans la partie inférieure, et de quartzite, d'argilite et de grauwaque dans la partie supérieure. Ces roches sont plissées suivant des axes à direction entre l'est et le nord-est et peuvent avoir été replissées. Les sédiments sont métamorphosés et traversés par des gneiss granitiques ou altérés en ces roches. Par endroits, les métasédiments se présentent en forme de dôme enrobant des noyaux de gneiss granitiques feuilletés dont la composition varie de la granodiorite au granite (Heywood, 1966). Les zones de contact entre les gneiss du noyau et les sédiments sont généralement bien définies mais, par endroits, de la migmatite gît le long du contact. Les sédiments sont traversés par des roches granitiques d'âge hudsonien et ont probablement été déformés et métamorphosés durant cette orogénèse. Ils sont présumés être de l'Aphébién. Les roches granitiques de cette

région sont partiellement plus anciennes que les sédiments et peuvent être des intrusions kénoraniennes affectées par l'orogénèse de l'Hudsonien.

Dans la partie septentrionale de la presqu'île de Boothia et dans l'île Somerset, une succession conforme de couches sédimentaires non fossilifères, comprenant les formations d'Aston et d'Hunting, recouvre en discordance les gneiss mélangés. La formation d'Aston comprend jusqu'à 2,000 pieds de grès rouges bien triés contenant quelques couches de cailloux, un peu de conglomérat à fragments de schiste argileux et de nombreuses rides de plage et de la stratification entrecroisée. A la base de la succession, un mince niveau de quartzite blanc est recouvert par une mince couche de dolomie stromatolitique. La zone de contact avec la formation d'Hunting sus-jacente est graduelle et conforme. La formation d'Hunting comprend 8,000 pieds de dolomie à grain fin, quelques couches intercalées de schiste argileux et un certain nombre d'horizons stromatolitiques. Ces sédiments sont présumés avoir été déposés dans un milieu marin oxydant et peu profond. L'orientation de la stratification entrecroisée suggère un transport vers le nord-est à partir des roches du soubassement de la presqu'île de Boothia. Ces roches, particulièrement celles de la formation d'Aston, sont pénétrées de nombreux filons-couches et dykes de diabase. Blackadar et Christie (1963) suggèrent que ces roches datent du Protérozoïque du fait de leurs ressemblances lithologiques et stratigraphiques avec les autres successions protérozoïques des îles de l'Arctique et parce qu'elles ont subi l'intrusion de dykes de diabase, absents dans les couches fossilifères. Tuke et coll. (1966) suggèrent l'âge du Paléozoïque du fait qu'elles paraissent recouvertes en concordance par des roches de l'Ordovicien et parce qu'elles sont similaires lithologiquement aux roches cambriennes de la presqu'île de Boothia. Leur âge reste incertain.

Îles arctiques de l'Est. Un assemblage hétérogène de gneiss granitiques plissés de façon complexe constitue les plus anciennes roches précambriennes de l'île Baffin. Ces gneiss incluent des bandes de roches sédimentaires et volcaniques fortement métamorphosées et sont pénétrés de masses relativement petites de granodiorite de faiblement feuilletée à massive. Les gneiss au nord de l'île Baffin sont composés de plagioclase, de quartz, de microcline et de quantités variables de biotite et de hornblende et, par endroits, d'un peu de grenat. Ces gneiss contiennent des zones de migmatite et de gneiss mélangés. Des amphibolites, équivalents métamorphiques de coulées volcaniques de basiques à intermédiaires, des tufs apparentés et des schistes à biotite, probablement de la grauwacke métamorphosée, se présentent en minces bandes discontinues. En certains endroits, on trouve une formation ferrifère et de petites masses de roches ultrabasiques. La foliation a une orientation régionale du nord au nord-est. Le degré régional du métamorphisme est du faciès amphibolite. Les gneiss des îles Devon et Ellesmere sont similaires à ceux du nord de l'île Baffin. Les gneiss de la partie méridionale de l'île Baffin, de composition plus diverse, comprennent des zones mal définies de granulite à pyroxène et à hornblende et ont subi l'intrusion de roches granitiques massives. S'y

trouvent abondamment du métaquartzite, du calcaire cristallin et des roches pélitiques métamorphosées. Les directions régionales de la foliation varient, mais en général l'orientation est sud-est. Sur de grandes étendues, le degré de métamorphisme est du faciès amphibolite.

Les micas des gneiss granitiques tant du nord que du sud de l'île ont donné au K-Ar entre 1,590 et 1,975 m.a., mais la plupart des âges s'échelonnent entre 1,700 et 1,800 m.a., ce qui indique que les gneiss remontent à l'orogénèse de l'Hudsonien ou ont été affectés par elle. L'âge des roches volcaniques et sédimentaires métamorphosées est incertain. Jackson (1960) a fait remarquer la similarité entre les formations ferrifères du nord de l'île Baffin et celles de la presqu'île Melville. Les roches volcaniques et sédimentaires, associées aux formations ferrifères de ces deux régions, sont également similaires et les directions structurales sont compatibles sur toute la région. De telles roches peuvent être de l'Archéen et les gneiss plus récents peuvent être de l'orogénèse du Kénoraniens et affectés ensuite par l'orogénèse de l'Hudsonien. Dans la partie méridionale de l'île Baffin, les restes de roches sédimentaires métamorphosées comprennent beaucoup de quartzite et de calcaire et peuvent correspondre à des roches aphébiennes similaires de la presqu'île Melville. Les gneiss granitiques remonteraient donc à l'orogénèse de l'Hudsonien.

La partie nord-ouest de l'île Baffin, dans la sous-province de Borden et au nord du détroit de Fury et Hecla, contient des roches hélikiennes et hadryniennes faiblement déformées et relativement non métamorphosées. Le groupe d'Eqalulik (Lemon et Blackadar, 1963; Blackadar, 1965) est composé d'une formation inférieure de basalte massif et amygdaloïde d'une épaisseur d'environ 1,000 pieds renfermant de minces couches de tuf et de quartzite, et d'une formation supérieure de quartzite, de plus de 4,000 pieds d'épaisseur, de teinte orange pâle à brun rougeâtre, et contenant de l'arkose et du conglomérat à cailloux de quartz. Le sommet est formé de 50 pieds de schiste argileux et de quartzite. Le groupe est recouvert en concordance et en transition par le groupe d'Uluksan, une succession conforme de 23,000 pieds d'épaisseur. La formation d'Arctic Bay, la plus ancienne des sept formations de ce groupe, comprend 1,000 pieds de calcaire argileux noir et de dolomie qui se transforment graduellement et latéralement en du schiste noir, du siltstone et du grès de la formation de Fabricius Fiord. Ces formations reposent sous la formation de Society Cliffs formée de dolomies grises massives d'une épaisseur de 1,000 pieds. La formation de Victor Bay est composée de dolomie variant de gris foncé à gris pâle, de chert et de calcaire et de mudstone gris foncé et renferme des unités de conglomérat à structure edgewise au sein duquel les fragments de dolomie sont de la dolomie finement rubannée. La formation de Strathcona Sound recouvre en concordance la formation de Victor Bay et est formée de mudstone rouge, de schiste argileux, de siltstone et de grès. La formation d'Elwin, la plus récente formation du groupe d'Uluksan, comprend une succession de quartzites, de siltstones et de schistes argileux, de couleur rougeâtre ou orange. Près du détroit de Tremblay, les couches de la formation de Victor Bay reposent sous les calcaires et le calcaire

argileux gris et noirs de la formation d'Athole Point. La relation demeure inconnue entre les roches de la formation d'Athole Point et celles des formations plus récentes, avec les strates de la formation de Victor Bay.

Le long des rives du détroit de Fury et Hecla affleurent 10,000 à 15,000 pieds de sédiments. L'unité la plus inférieure, qui recouvre en discordance les gneiss du soubassement, est une épaisse succession de grès de orange à rouge pâle ou foncé renfermant un peu de schiste argileux et de conglomérat. Ces roches peuvent correspondre à celles du groupe d'Eqalulik. Elles reposent en concordance sous environ 1,500 pieds de siltstones, de schistes argileux et de dolomie ferrugineuse noirs, similaires à celles de la partie inférieure du groupe d'Uluksan.

Les groupes d'Eqalulik et d'Uluksan sont pénétrés de dykes de diabase, dont la plupart à direction nord-ouest, et de filons-couches de diabase. Les roches basiques ne pénètrent pas les couches sus-jacentes du Cambrien et de l'Ordovicien. Des déterminations d'âge au K-Ar sur des échantillons de la roche entière ont donné 475 et 693 m.a. dans la région du détroit de Fury et Hecla, et 635, 915 et 1,140 m.a. près d'Arctic Bay. Un échantillon des roches volcaniques du groupe d'Eqalulik a donné un âge de 903 m.a. L'écart de ces datations est un problème embarrassant, mais lorsque ces dates sont comparées aux datations des autres roches gabbroïques et basaltiques de la région arctique, une interprétation possible est qu'il existe des intrusions de diabase de deux âges; la plus ancienne date probablement de 1,100 à 1,200 m.a., suivie d'une intrusion plus récente de la fin de l'Hadrymien. Les couches du groupe d'Eqalulik datent peut-être du Paléohélikien et celles du groupe d'Uluksan du Paléohélikien ou de l'Hadrymien.

Sous-province du Labrador

La sous-province du Labrador est une zone de roches aphébiennes plissées, d'environ 65 milles de large et s'étendant au sud de la baie d'Ungava sur plus de 600 milles. La zone représente probablement une petite partie des dépôts géosynclinaux originaux de l'Aphébien. Les roches aphébiennes du sud, affectées au cours de l'orogénèse du Grenvillien, sont décrites au présent chapitre à la section sur la province de Grenville. La limite occidentale de cette succession géosynclinale, dans la plupart des endroits, est une discordance bien définie le long de laquelle des roches sédimentaires relativement non métamorphisées reposent sur des roches cristallines archéennes de la province du lac Supérieur. Ces roches ont donné au K-Ar de 2,400 à 2,500 m.a. La limite orientale est moins bien définie et, bien qu'une discordance ait été reconnue à la base de la succession à l'extrémité septentrionale de la zone et sur de courtes distances dans plusieurs régions au sud, la limite orientale le long d'une bonne partie de la région centrale est marquée soit par une faille importante soit par une zone au sein de laquelle le degré de métamorphisme croît vers l'est. Les roches métamorphiques à l'est de cette zone ont donné au K-Ar entre 1,600 et 1,800 m.a. et des roches peu métamorphisées du géosynclinal ont donné des âges similaires. Ces datations indiquent que la principale déformation du géosynclinal du Labrador date de l'orogénèse

de l'Hudsonien et que les roches déformées sont de l'Aphébien. Une date de 2,060 m.a. (Beall et coll., 1963), obtenue de couches de l'Aphébien, suggère une mise en place très tôt de la succession géosynclinale, suivie d'un métamorphisme rapproché, antérieur à la déformation orogénique principale. D'autres datations, entre 1,400 et 1,500 m.a., peuvent indiquer une phase tardive d'un métamorphisme de faible intensité. Les roches de l'Aphébien comprennent une succession sédimentaire occidentale et une succession volcanique orientale, renfermant de nombreux filons-couches gabbroïques et ultrabasiques. La succession sédimentaire occidentale contient également des filons-couches gabbroïques, mais ils sont plus minces et plutôt rares. Dans les environs de Schefferville, les principales unités sédimentaires, volcaniques et intrusives sont, respectivement, les groupes de Knob Lake, de Doublet et de Montagnais. La nomenclature stratigraphique de ces groupes et autres unités a récemment été révisée par Frarey et Duffell (1964), qui ont proposé le nom formel litho-stratigraphique de supergroupe de Kaniapiskau, pour désigner l'assemblage des unités sédimentaires et extrusives du géosynclinal du Labrador.

Le groupe de Knob Lake est une succession miogéosynclinale formée surtout de grès, de siltstone, de schiste argileux, de dolomie, de chert et de formation ferrifère. D'une épaisseur maximale de plus de 5,000 pieds, ce groupe s'amincit vers l'ouest et plusieurs unités en forme de coin disparaissent près de la limite occidentale du géosynclinal. Dans l'est s'étend le groupe de Doublet, une succession eugéosynclinale, composée surtout de coulées basaltiques et de roches pyroclastiques basiques, d'une épaisseur évaluée à plus de 15,000 pieds. Des roches volcaniques intercalées dans les unités sédimentaires du groupe de Knob Lake indiquent un volcanisme simultané à la sédimentation, mais le dépôt du groupe de Doublet semble subséquent à la phase principale de sédimentation. Dans le voisinage d'Ahr Lake, Baragar (1960) a démontré que les gabbros et les basaltes sont surtout du type tholéiitique et que cette composition peut prévaloir. Les filons-couches de gabbro et de péridotite du groupe de Montagnais ont été mis en place antérieurement et au début de l'orogénèse qui a formé les plis orientés suivant des axes parallèles à la direction du géosynclinal. Des filons-couches d'intrusions multiples ont été reconnus et plusieurs d'entre eux sont différenciés.

Dans la région de Schefferville, le groupe de Knob Lake comprend les formations d'Attikamagen, de Denault, de Fleming, de Wishart, de Ruth, de Sokoman et de Menihék. De ce nombre, la formation de Denault, formée en majorité de dolomie, et la formation de Sokoman, qui renferme les principales unités de la formation ferrifère, sont particulièrement distinctives et servent de niveaux repères pour la mise en corrélation régionale. Les successions stratigraphiques obtenues à travers le géosynclinal ressemblent étroitement à la succession établie pour la région de Schefferville. Des différences, diversement imputables à l'absence de sédimentation, à des discordances locales, et à des changements de faciès, ont été admises, mais du point de vue régional, des conditions uniformes de sédimentation sont indiquées pour la plupart

des unités. Quelques unités clastiques ont des épaisseurs très variables; lorsqu'il s'agit de couches arénacées à la base de la succession, cette caractéristique semble être reliée au relief topographique initial. Au sud-est de Schefferville, la formation d'Attikamagen repose sur la formation de Seward, composée surtout d'arkose et de conglomérat. Près du lac Cambrien dans le nord, des roches sédimentaires similaires s'étendent à la base et forment une succession d'une épaisseur probable de plus de 5,000 pieds. Les failles, qui limitent les régions recouvertes par ces roches, peuvent avoir été actives au cours de la mise en place des sédiments immatures. Les affleurements près du soubassement à l'intérieur du géosynclinal suggèrent que l'ancienne surface d'érosion était accidentée au début de la formation du géosynclinal. Les unités arénacées plus récentes, comme la formation de Wishart, sont des orthoquartzites; elles indiquent des conditions de plate-forme stables et une région avoisinante probablement de faible relief. Les grès de la formation de Wishart typiquement bien triés suggèrent une mise en place en eau peu profonde mais en mouvement; des milieux similaires restent indiqués pour les parties arénacées et stromatolitiques de la formation de Denault, pour les cherts de la formation de Wishart, retriés à cette époque, et pour les couches riches en granules et en oolithes de la formation de Sokoman. Trois faciès principaux ont été reconnus dans la formation de Sokoman: un faciès magnétite-silicate, un faciès magnétite-hématite et un faciès silicate-carbonate (Gross, 1961). La formation de Sokoman, épaisse de plus de 600 pieds sur de grandes étendues, est surtout cherteuse et forme la roche encaissante d'importants gisements de minerai de fer qui résultent de l'enrichissement naturel de surface, probablement pour la plus grande partie au cours du Mésozoïque. L'enrichissement, sans doute relié aux failles du Crétacé ou post-Crétacé, est indiqué près de Schefferville par le remplissage de petites fosses dans la formation de fer fossilifère y compris la formation de Redmond. Cette formation, épaisse de plus de 300 pieds, comprend de la formation ferrifère retriée, riche en fragments de jaspe enrobés dans des couches d'oxyde de fer, d'argile faiblement consolidée de couleur rose à gris pâle, et d'un peu d'argilite fossilifère (Blais, 1959). La formation, limitée par des failles, repose en discordance sur les couches du supergroupe de Kaniapiskau.

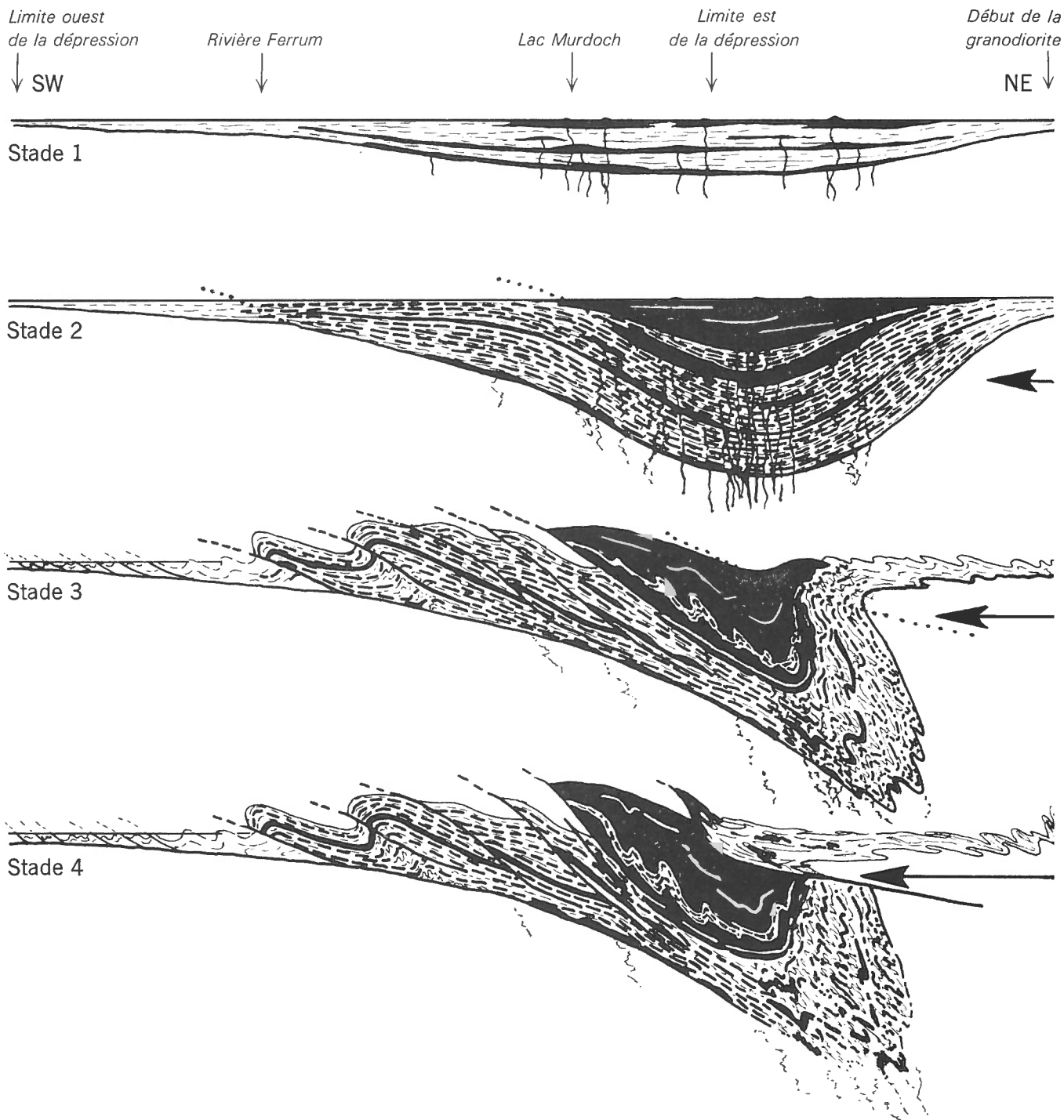
L'unité à la base du groupe de Doublet est la formation de Murdoch. Une discordance à la base du groupe est indiquée par des lentilles de conglomérat polymictique à fragments des couches du groupe de Knob Lake. Les roches prédominantes sont des tufs et agglomérats basiques couramment transformés en schistes chloriteux. Les roches sédimentaires du groupe de Doublet sont placées surtout dans la formation de Thompson Lake, une unité d'une épaisseur probablement inférieure à 2,000 pieds. Bien que dans cette formation se trouve de la grauwaacke de texture et de composition immatures, au granuloclasement vertical caractéristique, on y trouve par endroits en abondance des grès lithiques moyennement triés, contenant des structures primaires indicatives d'une mise en place en eau peu profonde (Donaldson, 1966). Ces roches peuvent provenir partiellement de la masse cratonique sise à l'ouest. La formation sus-jacente de Willbob, d'une épaisseur de plus

de 15,000 pieds, est formée de laves basaltiques, généralement à structure en coussins, de minces interstratifications sédimentaires et d'intercalations de tufs, de brèches de coulées et d'agglomérats.

Les plans axiaux de plis ont une inclinaison typique vers l'est ou le nord-est, et quelques plis, notamment dans la partie centrale de la zone, sont renversés. Par contraste aux roches sédimentaires moins rigides, les roches ignées stratifiées sont caractérisées par de grands plis simples. Les failles de chevauchement parallèles aux plans axiaux, formées au cours et après la période de plissement, sont particulièrement abondantes dans les régions de strates sédimentaires intensément plissées. Jusqu'à cinq générations de plissements et de clivage ont été reconnues dans certaines régions. Les stades probables de développement de cette zone orogénique sont présentés dans une série de coupes schématiques (fig. IV-19). Le degré métamorphique augmente vers le nord, et les roches du supergroupe de Kaniapiskau, à l'ouest de la baie d'Ungava, sont surtout du faciès amphibolite à épidote. Au nord, les roches aphébiennes déformées forment un grand synclinal dans lequel et autour duquel des couches de formation ferrifère peuvent être retracées continûment (Béland et Auger, 1958). Dans le sud, la succession géosynclinale a été affectée par les structures et le métamorphisme dus à l'orogénèse du Grenvillien.

Par suite d'études insuffisantes de la partie orientale de cette zone, l'abondance relative des strates migmatisées et granitisées du supergroupe de Kaniapiskau, par rapport aux roches de soubassement, demeure inconnue. Au nord-est de Schefferville, les roches métasédimentaires du groupe de Laporte, formées surtout de schistes à biotite, sont séparées des couches du supergroupe de Kaniapiskau par la faille le long de la limite orientale de cette zone et, selon toutes probabilités, elles correspondent aux couches de ce supergroupe (Fahrig, 1957). À l'est des roches du groupe de Laporte, s'étendent des gneiss à biotite, des gneiss à amphibole, des gneiss quartzo-feldspathiques à pyroxène et des granites; dans certaines régions, ces roches sont en contact de faille avec les couches faiblement métamorphisées du supergroupe de Kaniapiskau. Ces roches peuvent représenter des roches du soubassement, soulevées au cours de l'orogénèse de l'Hudsonien, ou constituer les équivalents fortement métamorphisés des roches du supergroupe de Kaniapiskau. Taylor (1968) a récemment indiqué que les roches métamorphisées du supergroupe de Kaniapiskau peuvent se prolonger loin à l'est de la limite occidentale du segment de la succession géosynclinale telle que définie présentement.

Les couches plissées du supergroupe de Kaniapiskau reposent en discordance sous les grès et le conglomérat presque horizontaux de la formation de Sims, au lac Sims, à 75 milles au sud-est de Schefferville (Wynne-Edwards, 1961). La formation de Sims, formée en majorité d'orthoquartzite de couleur blanche, rose et jaune, contient par endroits des couches et des lentilles de cailloux arrondis de jaspe et de quartz veinés. Cette formation, d'une épaisseur d'au moins 700 pieds, renferme quelques unités à stratification entrecroisée, mais elle est, d'une façon caractéristique, massive, à grains de quartz



LÉGENDE

- 
 Roches volcaniques
- 
 Roches sédimentaires
- 
 Filons-couches de gabbro
 faiblement espacés et
 interstratifications de
 roches sédimentaires
- 
 Roches du
 soubassement

CGC

FIGURE IV-19. Section transversale schématique de la zone de plissements du Labrador à des stades successifs de son évolution (W. R. A. Baragar).

bien arrondis et bien triés dans une matrice microcristalline de quartz et de séricite. Au sud des principales régions d'affleurements, des quartzites, peut-être corrélatifs avec la formation de Sims, présentent des effets de la déformation du Grenvillien, ce qui suggère que la formation de Sims date de l'Hélikien. Dans cette région, au nord aussi bien qu'au sud de la limite nord du front de Grenville, s'étendent de vastes régions recouvertes par le gabbro de Shabogamo. Le gabbro diabasique et le gabbro anorthositique de cette unité se présentent en masses discordantes, distinctes en texture et en composition des filons-couches du gabbro de Wakuach; les contacts intrusifs démontrent qu'au moins quelques-uns des plutons de gabbro de Shabogamo sont plus récents que la formation de Sims. Le gabbro, typiquement non altéré, est composé de labradorite, d'augite, d'hypersthène et d'olivine, mais là où il est altéré, l'amphibole et le grenat abondent. Au sud du front de Grenville, les gabbros ont été transformés en gneiss à augite et à hypersthène dans les zones de déformation cataclastique.

Dans la partie nord-est de la province du lac Supérieur, des buttes-témoins éparses de grès, de conglomérat et de mudstone relativement non déformés, reposent en discordance sur l'Archéen. Ces buttes-témoins, dénommées par Eade (1966a) formation de Sakami, peuvent être les équivalents, soit de la formation de Sims, soit des couches arkosiques à la base du supergroupe de Kaniapiskau. Entre les lacs Cambrien et Chakonipau, à environ 140 milles au nord-ouest de Schefferville, selon E. Dimroth, des carbonatites sous forme de «diatrèmes», d'un diamètre jusqu'à un demi-mille, et des dykes à direction nord, pénètrent les couches du supergroupe de Kaniapiskau. Leur âge est inconnu. Des tufs calcaires, qui peuvent être apparentés à ces carbonatites, se rencontrent dans le voisinage.

Sous-province de Cape Smith

La zone de plissements de Cape Smith de roches protérozoïques, au Nouveau-Québec, s'étend de l'île Smith, dans l'angle nord-est de la baie d'Hudson, à la rive du détroit d'Hudson, près de Wakeham Bay. Longue de 230 milles, la zone a une limite méridionale relativement rectiligne, mais sa limite septentrionale est sinueuse et atteint une largeur maximale d'environ 50 milles vers le milieu. Les parties sud et centrale renferment deux successions lithologiques séparées par une discordance (Bergeron, 1959). La succession inférieure, le groupe de Povungnituk, est en discordance sur le soubassement archéen. Le groupe de Chukotat sus-jacent, qui forme la partie centrale de la zone, est séparé par une importante faille de la partie septentrionale qui semble être un segment du groupe de Povungnituk poussé vers le haut. La limite septentrionale de la zone est une ligne irrégulière au nord de laquelle les gneiss migmatitiques abondent. Dans l'ouest, des failles de poussée parallèles s'étendent entre le groupe de Povungnituk et le soubassement, et entre les groupes de Povungnituk et de Chukotat. La majorité de la partie centrale de la zone n'a pas été étudiée.

Le groupe de Povungnituk, de plus de 10,000 pieds d'épaisseur, est composé de laves basiques et intermédiaires, de filons-couches basiques, de rares filons-couches ultrabasiqes et de roches sédimentaires sises à la base de la succession et sous forme de minces intercalations dans les unités volcaniques. Le basalte, à structure en coussins par endroits, est la roche volcanique la plus abondante et constitue un volume bien supérieur à l'andésite et autres laves moins basiques. Les sédiments comprennent de l'argilite, du schiste argileux noir, du grès, du calcaire, de la dolomie, un peu de formation ferrifère et les équivalents schisteux faiblement métamorphisés de ces roches. Le groupe de Chukotat, d'une épaisseur supérieure à 15,000 pieds, est composé de grandes quantités de basalte et d'andésite à structure en coussins, de filons-couches de gabbro et de péridotite, et de roches sédimentaires limitées en majorité à une mince unité à la base de la succession. Les sédiments du groupe de Chukotat comprennent de l'arkose, du quartzite, du schiste argileux, du chert, de la grauwacke, et à la base un conglomérat riche en fragments de quartzite et en dolomie. Les plissements et les failles dans la zone de plissements de Cape Smith présentent deux directions principales. L'une est parallèle à la zone et est plus marquée au sud de l'importante faille de chevauchement qui sépare les groupes de Chukotat et de Povungnituk. Les failles et les plans axiaux des plissements orientés dans cette direction ont une inclinaison typiquement prononcée vers le nord. L'autre direction, presque perpendiculaire à la première, est marquée par des plissements transversaux qui augmentent, vers le nord, en intensité et en abondance. Au nord de l'importante faille de chevauchement, cette seconde direction structurale est aussi bien prononcée, sinon plus, que la première. Les filons-couches de gabbro et de péridotite ont été transformés en grande partie en métagabbro et en serpentinite au cours du plissement.

Le groupe de Chukotat est en général moins métamorphisé que le groupe de Povungnituk et le faciès schiste vert y prédomine. Les roches de la partie septentrionale de la zone sont surtout des paraschistes et des amphibolites qui, là où elles sont le moins métamorphisées, présentent une ressemblance lithologique avec les unités du groupe de Povungnituk. Les paraschistes et les amphibolites peuvent être les équivalents du groupe de Povungnituk, plus intensément métamorphisés et soulevés le long de la faille à pendage nord qui marque la limite septentrionale du groupe de Chukotat. Au nord, ces roches sont pénétrées de petites masses irrégulières de granite, de diorite et de syénite. Les gneiss migmatitiques de couverture de la région, qui s'étend au nord jusqu'au détroit d'Hudson, sont pour la plupart d'origine sédimentaire et peuvent, en partie, représenter une extension plus intensément métamorphisée du groupe de Povungnituk.

Huit datations au K-Ar sur des roches de la zone de plissements de Cape Smith s'échelonnent entre 1,430 et 1,650 m.a. (Beall et coll., 1963). Quatre échantillons du groupe de Povungnituk ont donné les âges les plus anciens, environ 1,600 m.a.; du fait que les données géologiques indiquent que le groupe de Povungnituk a subi une déformation antérieure à la mise en place du groupe de Chukotat, cette date est considérée comme un âge maximum pour le groupe de

Chukotat et comme un âge minimum pour le groupe de Povungnituk. Les quatre autres échantillons ont donné 1,450 m.a., soit l'âge probable du métamorphisme du groupe de Chukotat. Le groupe de Chukotat remonte donc au Paléohélien. Bien que les datations au K-Ar des roches du soubassement près de la zone de contact à la base de la succession reflètent une recristallisation simultanée avec le métamorphisme du groupe de Povungnituk, des datations au Rb-Sr de deux échantillons de la roche entière révèlent que les roches du soubassement immédiatement au sud de la zone ont subi les effets de l'ancienne orogénèse du Kénoranien et dateraient donc de l'Archéen.

Sous-province de Belcher

Le long de la côte est de la baie d'Hudson et sur plus de 350 milles au nord et au sud du golfe de Richmond, des roches sédimentaires et des roches ignées basiques du Protérozoïque recouvrent des parties de la côte et les îles proches dans une zone large jusqu'à 20 milles. Elles s'inclinent faiblement vers les îles Belcher et peuvent être plus anciennes que l'épaisse succession de ces îles, ou plus vraisemblablement équivalentes. D'autres roches protérozoïques s'étendent dans l'enclave de Sutton et dans d'autres petites enclaves au sein des roches paléozoïques de la plate-forme de la baie d'Hudson.

R. Bell a reconnu en 1879 une discordance dans la succession limitant le golfe de Richmond, et les successions au-dessous et au-dessus de cette discordance ont subséquemment été dénommées les groupes de Richmond Gulf et de Nastapoka. Woodcock (1960) a indiqué une seconde discordance dans la succession inférieure et il a donné le nom de groupe de Pachi aux roches sous-jacentes à cette discordance. Eade (1966) a utilisé le nom de groupe de Manitounuk pour la succession non divisée et a également débattu les problèmes de la nomenclature stratigraphique. Les couches des groupes de Richmond Gulf et de Pachi sont reconnues seulement dans le voisinage de la région type. Le groupe de Pachi comprend de l'arkose et du conglomérat recouverts d'une andésite massive de moins de 100 pieds d'épaisseur. Les sédiments, de plus de 500 pieds d'épaisseur, reposent sur des roches de soubassement archéennes le long d'une surface irrégulière recouverte, par endroits, par un régolite. Les roches du groupe de Pachi ont été faillées et légèrement plissées avant la mise en place des couches sus-jacentes et semblent n'exister que près du golfe de Richmond. Le groupe de Richmond Gulf sus-jacent est composé de plus de 1,500 pieds d'arkose, d'argilite et localement à la base d'un conglomérat riche en blocs des roches volcaniques du groupe de Pachi. La discordance au sommet du groupe de Richmond Gulf est partiellement masquée par des failles mais, dans la plupart des endroits, une discordance angulaire est évidente (pl. IV-14). Les arkoses et les sédiments immatures apparentés du groupe de Pachi se sont probablement déposés rapidement dans un milieu continental. Kranck (1951) a suggéré que le groupe de Richmond Gulf occupe un graben dont l'axe est orienté est, et Woodcock (1960) a cartographié des failles orientées dans cette direction dans les successions des groupes de Pachi et de Richmond Gulf; il

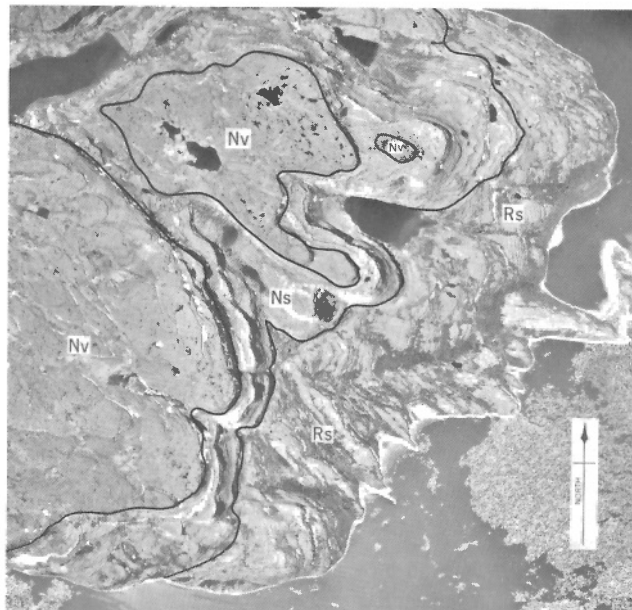


PLANCHE IV-14. Groupe de Nastapoka de l'Aphébién (Nv-basalte; Ns-sédiments) recouvrant en discordance le groupe de Richmond Gulf (Rs) à pendage sud-ouest, sous-province de Belcher, golfe de Richmond (Québec).

a noté une plus grande abondance de failles dans le groupe de Pachi. Du fait qu'aucune des failles principales ne s'étend dans les roches plus récentes du groupe de Nastapoka, il est suggéré que les failles se sont formées simultanément à la mise en place des couches rouges.

Le groupe de Nastapoka se prolonge loin au nord et au sud le long de la côte est de la baie d'Hudson et repose en discordance sur des roches cristallines de l'Archéen. Le tracé de cette discordance est relativement rectiligne et généralement marqué par un conglomérat à ciment de carbonate. Les roches du groupe de Nastapoka sont du bas en haut, suivant un âge décroissant, du grès et du siltstone, du calcaire dolomitique et chertueux, du grès quartzeux, des lentilles sporadiques de formation ferrifère et des roches volcaniques contenant des filons-couches apparentés de gabbro, dont l'un d'eux constitue des phases de diorite orbiculaire (pl. IV-15). Les couches du groupe de Nastapoka, par contraste avec celles des groupes plus anciens, ont dû avoir été mises en place dans un milieu tectonique stable à la suite d'un intervalle suffisamment long d'érosion pour former une vaste plate-forme. Du grès, du schiste, de la dolomite, du chert, une formation ferrifère et des intercalations de basalte forment les îles Nastapoka; ces roches s'inclinent faiblement vers l'ouest en apparente continuité avec celles du continent, mais à un angle plus faible. Elles peuvent représenter des roches plus récentes d'une succession continue de roches, dont une partie s'étend sous le détroit de Nastapoka, ou elles peuvent être une partie de la succession du continent répété par soulèvement vertical ou par chevauchement. Si la succession n'est pas faillée, l'épaisseur minimale de la succession du groupe de Nastapoka atteint plus de 2,500 pieds.



PLANCHE IV-15

Filon-couche de diorite orbiculaire, dans le groupe de Nastapoka de l'Aphébien, golfe de Richmond (Québec).

Des roches protérozoïques plissées, suivant des axes orientés entre le nord et le nord-est, forment les îles Belcher; ces îles forment, dans la partie sud-est de la baie d'Hudson, un faisceau de dorsales en forme d'arc qui dessinent des synclinaux et des anticlinaux plongeant faiblement (pl. IV-16). Le principal groupe d'îles dessine quatre synclinaux et quatre anticlinaux entrecoupés seulement par quelques failles à déplacement relativement peu important. Les synclinaux sont plus ouverts que les anticlinaux et les plissements varient de plis verticaux et symétriques dans l'ouest à des plis asymétriques autour d'un plan axial incliné vers l'est pour les plis le plus à l'est. Le degré de métamorphisme semble du faciès schiste vert, mais nombre de roches ne présentent aucune trace de métamorphisme. Toutes les couches appartiennent au groupe de Belcher, dans lequel Jackson (1960) a reconnu 16 unités ayant le rang de formation y compris la formation de Kipalu nommée précédemment. L'épaisseur connue de la succession varie entre environ 20,000 pieds et presque 30,000 pieds; mais, comme la base de la succession n'affleure pas, l'épaisseur peut être plus élevée. Il n'existe aucune discordance majeure et la continuité latérale des diverses unités est impressionnante. Les unités sont relativement uniformes en épaisseur, à l'exception de l'unité volcanique supérieure qui montre une augmentation prononcée en épaisseur vers l'ouest. Des intru-

sions basiques y pénètrent, la plupart sous forme de filons-couches; l'un d'eux s'étend au-dessus de la formation ferrifère et dévie peu de l'épaisseur moyenne d'environ 100 pieds. L'épaisseur maximale des autres filons-couches atteint 900 pieds et les parties les plus épaisses sont formées de plusieurs de ces filons-couches. Quelques dykes basiques coupent les filons-couches, mais du fait que ni les filons-couches ni les dykes ne pénètrent la succession sédimentaire supérieure, les intrusions ont probablement été mises en place lors de l'épanchement des coulées de l'unité volcanique supérieure.

La majeure partie des roches sédimentaires indique une mise en place en eau peu profonde sur une plate-forme stable. Plusieurs unités renferment de la stratification entrecroisée et des conglomérats intraformationnels, et les zones de stromatolite y sont abondantes. Dans la succession pétrographique sédimentaire sous la formation ferrifère, la dolomie et l'orthoquartzite considérés ensemble excèdent largement le volume de grauwacke et d'argilite. D'épaisses unités de basalte et de grauwacke, sus-jacentes à la formation ferrifère, reflètent des conditions tectoniques moins stables et se sont probablement accumulées dans un milieu en eau profonde. De l'arkose à ciment d'hématite recouvre la grauwacke, suggérant une mise en place dans un milieu continental; il est le dernier phénomène sédimentaire enregistré. Trois datations au K-Ar sur la

roche entière, deux de carottes de basalte en coussins, et la troisième d'un filon-couche basique, s'échelonnent entre 1,600 et 1,700 m.a. Deux échantillons de la bordure des coussins de lave analysés par la même méthode ont donné de 830 à 1,019 m.a. G. D. Jackson considère les datations plus récentes comme le résultat d'altération connexe à la mise en place des dykes basaltiques récents, dont l'un date de 880 m.a., et interprète les plus anciennes datations comme l'âge minimum du groupe de Belcher. Ainsi, bien que le groupe de Belcher soit probablement de l'Aphébien, il n'est pas impossible qu'il soit du Paléohélikien.

Sur la base des informations dont on dispose, bien que cette corrélation ne soit pas clairement établie, on met généralement en corrélation les groupes de Belcher et de Manitousuk. Les unités de la succession dans le golfe de Richmond, notamment celles du groupe de Nastapoka, sont lithologiquement similaires à celles du groupe de Belcher. Les différences dans les particularités stratigraphiques peuvent être attribuées aux changements latéraux de faciès. Les ressemblances lithologiques comprennent la présence de formation ferrifère et de roches carbonatées stromatolitiques, l'abondance de grès quartzeux, de coulées et de filons-couches. La convergence vers l'est des épaisseurs suggère la proximité de la limite du géosynclinal et, peut-être aussi, du littoral marin. L'unité basaltique supérieure du groupe de Nastapoka a donné au

K-Ar sur la roche entière 1,385 m.a. Du fait que le soubassement de ce groupe est de l'Archéen, cette unique détermination d'âge suggère que le groupe date de l'Aphébien ou du Paléohélikien. Bergeron (1957a) a fait remarquer les ressemblances lithologiques et la possibilité de continuité des roches aphébiennes des îles Belcher, celles de la zone de plissements de Cape Smith et de la zone de plissements du Labrador et il a émis l'opinion qu'elles faisaient partie autrefois d'un géosynclinal continu.

Dans les basses-terres de la baie d'Hudson, les roches protérozoïques affleurent sous forme d'enclaves dans les strates de l'Ordovicien et du Silurien qui les recouvrent en discordance (Sanford et coll., 1968). Ces roches protérozoïques sont lithologiquement semblables à celles de la succession des îles Belcher et du golfe de Richmond et datent probablement de l'Aphébien. Elles s'inclinent faiblement vers la baie d'Hudson et peuvent être en corrélation avec la succession du golfe de Richmond; elles affleurent également dans plusieurs petites îles de la baie James. Les strates des enclaves, épaisses de plus de 200 pieds, comprennent une unité inférieure de dolomie, en partie stromatolitique, et une unité sus-jacente de grauwaque, d'argilite, de quartzite, de chert, de roches carbonatées et de conglomérat. Ces couches sont pénétrées de filons-couches de diabase gabbroïque et reposent en discordance sur des gneiss et des roches granitiques, présumées de l'Archéen.

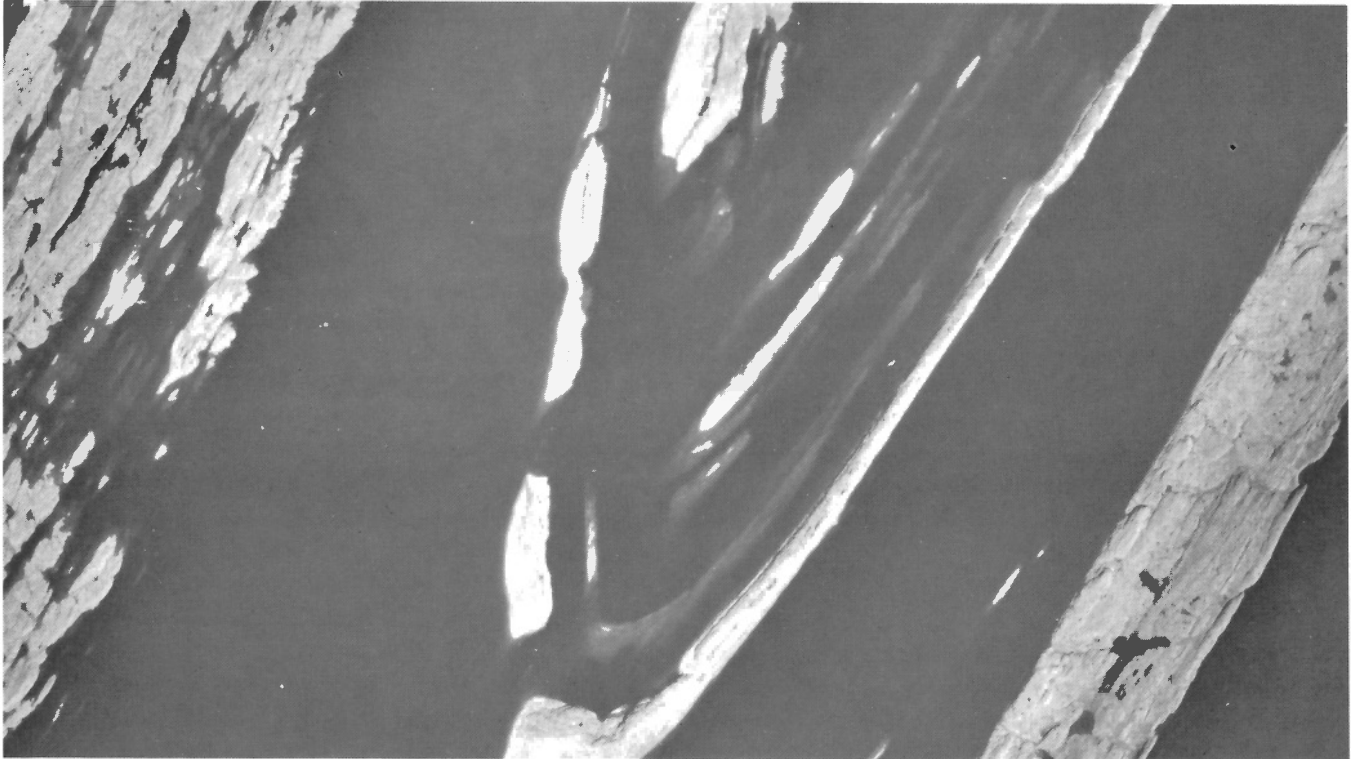


PLANCHE IV-16. Anticlinal plongeant faiblement vers le sud, groupe de Belcher de l'Aphébien, îles Belcher (T. N.-O.).

Résumé tectonique

La province du Sud, sise au sud de la province du lac Supérieur, se divise en trois sous-provinces: la zone de plissements Pénokéens, l'homoclinal de Port-Arthur et le bassin du lac Supérieur. Elle comprend des roches sédimentaires et volcaniques, de l'Aphébien ou plus récent, qui reposent en discordance sur les roches archéennes de la province tectonique du lac Supérieur. Les roches aphébiennes ont subi l'intrusion de roches basiques de plusieurs âges et dans la zone de plissements Pénokéens elles ont été plissées, métamorphosées par endroits, et pénétrées de petits batholites granitiques, puis affectées par l'orogénèse plus récente de l'Hudsonien ou du Pénokéen. La province du Sud renferme trois successions distinctes de roches aphébiennes. Dans la région de Port-Arthur, le groupe d'Animikie comprend une succession conforme de chert, de jaspe, de formation ferrifère, de roches carbonatées et de roches carbonatées contenant des intercalations de chert, d'argilite et de tufs. Ces roches ont été mises en place en eau peu profonde, dans un milieu littoral marin au cours d'une période de stabilité tectonique relative. Un peu de chert et de formation ferrifère peuvent avoir été partiellement déposés dans des cuvettes plutôt restreintes du littoral tandis que l'argilite et l'ardoise l'ont été dans un milieu marin quelque peu plus profond au-dessous de la base des vagues. Ces roches sont très peu déformées et sont légèrement inclinées vers le sud.

Deux successions de roches aphébiennes se rencontrent dans la zone de plissements Pénokéens; la plus étendue est le supergroupe de l'Huronien, divisé en quatre groupes. Le plus ancien, le groupe d'Elliot Lake, est formé de conglomérat oligomictique, d'argilite, de siltstone et de grauwaque ou de subarkose. Les plus récents, les groupes d'Hough Lake, de Quirke Lake et de Cobalt, représentent chacun un cycle similaire de sédimentation qui a formé à la base un assemblage de paraconglomérats et de grauwaque conglomératique ou de subarkose. A cet assemblage succèdent de l'argilite et du siltstone contenant un peu de grauwaque ou de subarkose et, au sommet, de la subarkose et du quartzite. Le géosynclinal de sédimentation de ces roches était orienté vers l'est et la région source des sédiments était au nord. Les paraconglomérats, probablement des tillites, indiquent qu'au cours de l'Aphébien cette région était recouverte par les glaces. Les sédiments détritiques reflètent une rapide mise en place en milieu fluviatile à partir de régions tectoniquement instables. La sédimentation semble avoir été continue dans le géosynclinal, mais il existe des discordances locales. La présence de sédiments, probablement les équivalents du supergroupe de l'Huronien, dans la région du lac Mistassini de la province de lac Supérieur et dans la province de Grenville, indique que le géosynclinal couvrait à l'origine une vaste superficie. Les sédiments du groupe de Whitewater ne se trouvent que dans le bassin de Sudbury et comprennent une épaisse succession de tufs, de brèches-tufs et de tufs stratifiés recouverts par de l'argilite, du siltstone et puis de l'arkose. Les roches du groupe de Whitewater sont plus récentes que les strates du

supergroupe de l'Huronien et en sont séparées par une discordance.

La corrélation entre les trois successions aphébiennes de la province du Sud et avec les autres successions sédimentaires aphébiennes du Bouclier canadien n'est pas bien établie. Le milieu glaciaire dans lequel se sont formés quelques-uns des sédiments huroniens était probablement très répandu au cours de l'Huronien. Les indices d'un milieu glaciaire n'existant que dans la succession huronienne, les autres sédiments aphébiens du Bouclier doivent donc être d'un âge différent, mais on ignore s'ils sont plus anciens ou plus récents. Les sédiments du groupe de Whitewater sont plus récents que les couches du supergroupe de l'Huronien et sont provisoirement mises en corrélation avec les roches du groupe d'Animikie en se basant sur certaines caractéristiques communes comme la présence de sédiments carbonés, de tufs et des structures algueuses, mais la preuve n'est pas concluante. Les roches du groupe d'Animikie sont également mises en corrélation avec les successions des groupes de Kaniapiskau ou de Belcher, par suite de la présence de formations ferrifères. Il est possible que les sédiments des groupes d'Animikie, de Whitewater, de Mistassini et de Kaniapiskau se soient tous déposés dans un géosynclinal continu et qu'ils soient plus récents que les roches huroniennes.

Au Canada, les roches du groupe d'Animikie sont très légèrement déformées mais leurs équivalents au sud et à l'ouest au Minnesota ont été plissés et modérément métamorphosés. Goldich et coll. (1961) définissent ce phénomène comme représentant l'orogénèse du Pénokéen et les datations au K-Ar des minéraux métamorphiques, présumés dater de cette orogénèse, donnent un âge moyen d'environ 1,700 m.a. Dans le district d'Iron Mountain, au Michigan, le principal phénomène métamorphique ayant affecté les roches du groupe d'Animikie ou leurs équivalents date d'environ 1,900 m.a. Stockwell (1964) fait remarquer que l'écart et la moyenne des datations au K-Ar dans la province du Sud sont sensiblement les mêmes que ceux pour l'orogénèse de l'Hudsonien dans la province de Churchill et émet l'opinion que l'orogénèse dans la province du Sud soit désignée sous le nom d'orogénèse de l'Hudsonien. Les roches du groupe de Whitewater dans le bassin de Sudbury sont plus anciennes que la masse éruptive de Sudbury datée à 1,720 m.a., mais l'âge du plissement des sédiments dépend du temps de la mise en place de la masse éruptive le long de la base des sédiments, soit avant leur déformation, soit postérieurement. Les roches du supergroupe de l'Huronien ont été plissées suivant des axes orientés est, puis envahies par des nappes de gabbros d'environ 2,150 m.a. et ensuite par plusieurs masses de roches granitiques et métamorphosées localement. Les granites posthuroniens près de Sudbury semblent avoir plus de 2,000 m.a. La date au K-Ar la plus ancienne obtenue du granite Cutter sur le rivage nord du lac Huron est de 1,750 m.a., mais Fairbairn et coll. (1965) émettent l'opinion que ce granite peut être plus ancien car un échantillon de ce granite et des échantillons d'autres granites de la région déterminent un âge isochrone au Rb-Sr

de plus de 2,000 m.a. Les âges au K-Ar de minéraux métamorphiques varient entre 1,500 et 1,900 m.a. Il est donc possible que les roches huroniennes aient été affectées par une série de phénomènes orogéniques, dont le plus ancien a été le plissement, suivi du métamorphisme et de l'intrusion de petites masses granitiques, peut-être d'âges différents, mais probablement de plus de 2,000 m.a. L'écart dans les datations radiométriques peut être dû aux mouvements intermittents le long des failles principales qui coupent les roches huroniennes ou à l'intrusion de la masse éruptive de Sudbury, ou encore, près de la limite nord de la province de Grenville, aux effets de l'orogénèse du Grenvillien. Il est possible cependant que les roches huroniennes aient été affectées par une orogénèse antérieure, datant d'environ 2,000 m.a., et que les roches du groupe d'Animikie aient subi les effets d'une orogénèse plus récente, l'orogénèse du Pénokéen ou de l'Hudsonien, d'environ 1,700 à 1,900 m.a., qui a également affecté jusqu'à un certain point les roches huroniennes.

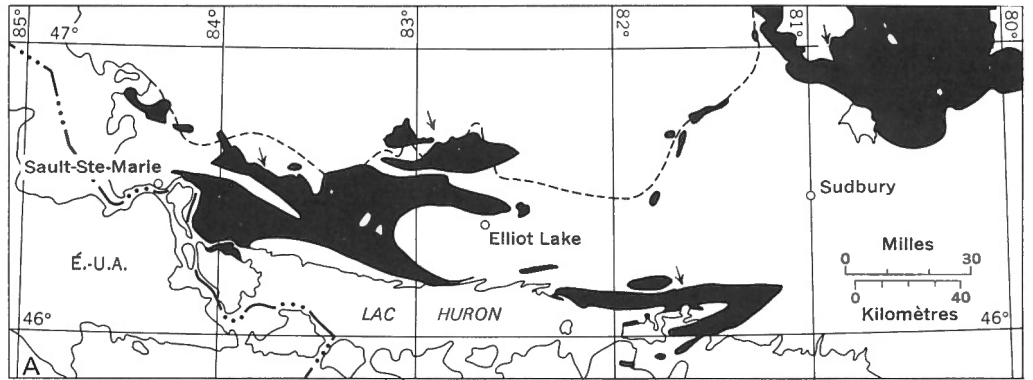
Dans la province du Sud s'étendent plusieurs périodes d'intrusion de magma basique. Les gabbros de Nipissing et de Sudbury se trouvent dans les roches huroniennes sous forme de nappes, de filons-couches et de dykes. Ces roches ont donné des datations radiométriques d'environ 2,150 m.a. La masse éruptive de Sudbury date d'environ 1,720 m.a. et est d'importance économique majeure. Les filons-couches de Logan, probablement d'environ 1,000 m.a., pénètrent les roches du groupe d'Animikie et correspondent peut-être au gabbro de Duluth et aux coulées du groupe de Keweenaw. Sur les bords du lac Supérieur, les sédiments et les coulées du groupe de Keweenaw reposent en discordance sur l'Aphézien et l'Archéen. Ces sédiments consistent en grès, en conglomérats, en calcaire et en schiste argileux recouverts en discordance par un mince conglomérat et du grès, et par une épaisseur considérable de coulées basaltiques. Les coulées ont donné au K-Ar entre 900 et 1,100 m.a., ce qui indique l'âge du Néohélikien ou peut-être de l'Hadryenien.

Supergroupe de l'Huronien

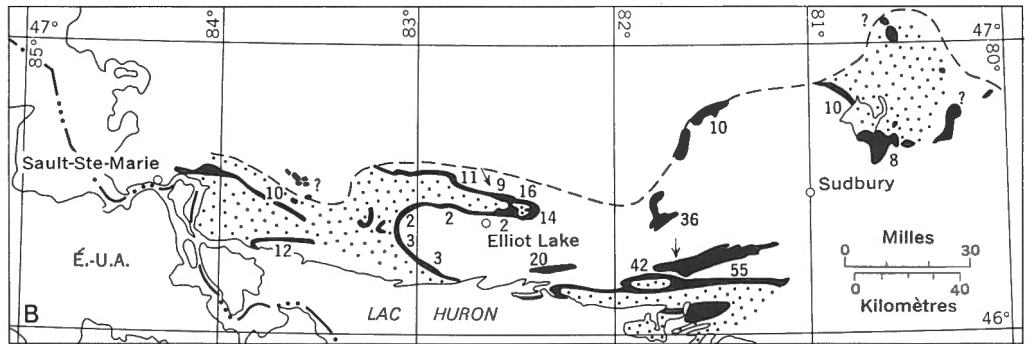
Le nom d'Huronien a été appliqué à une succession de roches sédimentaires et volcaniques de l'Aphézien, en discordance sur des roches archéennes profondément érodées et à relief très prononcé. L'Huronien s'étend dans une zone d'au moins 270 milles de long et 80 milles de large, du lac Supérieur le long de la rive nord du lac Huron, de Sault-Sainte-Marie à Sudbury, et de là vers le nord jusqu'à la région de Kirkland Lake et de Noranda (fig. IV-20). Des restes de roches équivalentes se trouvent probablement dans les régions de Chibougamau et du lac Mistassini préalablement décrits dans la section de la province du lac Supérieur. Collins (1925) a été le premier à étudier systématiquement les roches huroniennes, à en définir la nomenclature stratigraphique qui a été acceptée durant nombre d'années, et à établir des corrélations régionales dont quelques-unes ont été contestées. Des difficultés ont surgi du fait que nombre de travaux géologiques subséquents ont été concentrés aux environs de Sudbury et près de Blind River postérieurement à la découverte d'uranium dans cette région. Le travail de Collins a été modifié dans chaque localité,

mais le manque de renseignements sur les régions intermédiaires a créé des difficultés de corrélations. Les récents travaux du ministère des Mines de l'Ontario, entre Blind River et Sudbury, ont procuré de nouvelles données pour une nomenclature stratigraphique qui peut être appliquée avec une certaine confiance à toute la succession huronienne. Des problèmes ont également surgi avec l'usage du terme «huronien», car il a été appliqué comme unité litho-stratigraphique, chrono-stratigraphique et chrono-géologique. Aux fins de cet ouvrage, il est utilisé comme unité litho-stratigraphique avec le rang de supergroupe (tabl. IV-4), divisé en groupes et en formations d'après Roscoe.

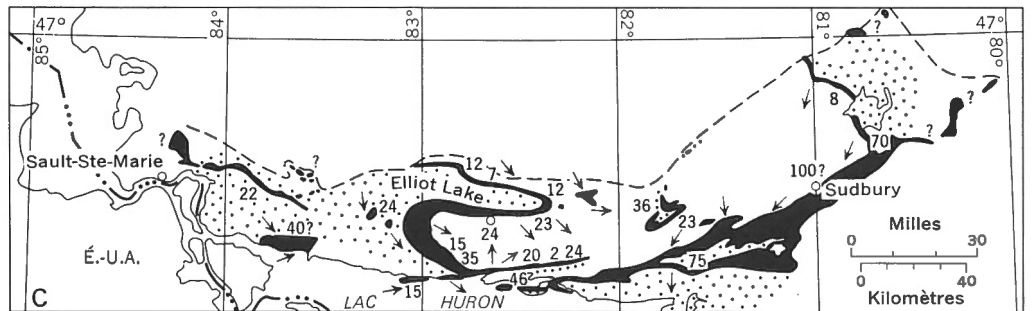
Le groupe d'Elliot Lake, le plus ancien des groupes du supergroupe de l'Huronien, est composé de deux formations, la formation de Matinenda et la formation de McKim. Le groupe d'Elliot Lake a été défini, à l'origine, dans la région d'Elliot Lake et la formation supérieure a été dénommée la formation de Nordic mais, depuis, cette unité a été mise en corrélation avec la formation de McKim dans la région de Sudbury, et le nom a été abandonné. L'épaisseur du groupe varie d'une centaine de pieds à au moins 13,000 pieds. La formation de Matinenda, à la base de la succession, est composée de subarkose ou de quartzite feldspathique, de quartzite, et de conglomérat oligomictique et polymictique. Dans la région d'Elliot Lake, la formation varie en épaisseur de quelques pieds à environ 800 pieds, ce qui est probablement le maximum. Les coupes les plus épaisses se trouvent dans les dépressions topographiques du soubassement; orientées sud-est, elles peuvent correspondre à des vallées creusées dans les roches volcaniques et sédimentaires de l'Archéen. La subarkose est jaune verdâtre et stratifiée en couches de minces à épaisses. La stratification est entrecroisée et le grain est grossier. Cette roche, composée de grains de quartz et de feldspath (surtout potassique) immatures, moyennement bien triés, et de subanguleux à subarrondis, contient aussi de petites quantités de séricite et de chlorite. Les conglomérats oligomictiques, dont quelques-uns sont uranifères et pyritifères, se présentent en couches épaisses de un pouce à dix pieds. Les conglomérats sont plus épais, plus continus et plus abondants dans les parties inférieures des coupes les plus épaisses. Des cailloux bien arrondis de quartz constituent 95 p. 100 des fragments de ces conglomérats; les cailloux de chert viennent ensuite, outre de petites quantités de cailloux de roches volcaniques acides et de feldspath. Les fragments varient de cailloux à galets et, dans la région d'Elliot Lake, la grosseur diminue en descendant la paléoinclinaison (Pienaar, 1963). La matrice est composée de grains de sable subanguleux de quartz et de feldspath potassique et d'une certaine quantité de mica blanc et de pyrite. Dans les horizons de minerai, la pyrite, la brannérite, l'uraninite et la monazite se présentent en grains subarrondis dans la matrice. La partie supérieure de la formation de Matinenda est composée de subarkose renfermant des lentilles ou des couches de conglomérat polymictique qui se transforme graduellement en quartzite vers le haut. Pienaar rapporte des discordances locales entre les parties supérieures et inférieures de la formation et les unités supérieures s'étendent au-delà et recouvrent le soubassement.



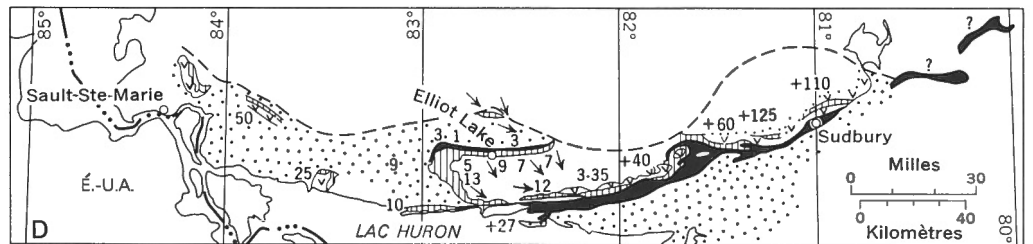
Groupe de Cobalt: formations de Gowganda, de Lorrain, de Gordon Lake et de Bar River



Groupe de Quirke Lake: formations de Bruce, d'Espanola et de Serpent



Groupe d'Hough Lake: formations de Ramsay Lake, de Pecors et de Mississagi



Groupe d'Elliot Lake: formations de Livingstone Creek, de Thessalon, de Pater, de Stobie, de Matinenda et de McKim

FIGURE IV-20
Répartition du supergroupe de l'Huronien, province du Sud (Ont.) (S. M. Roscoe).

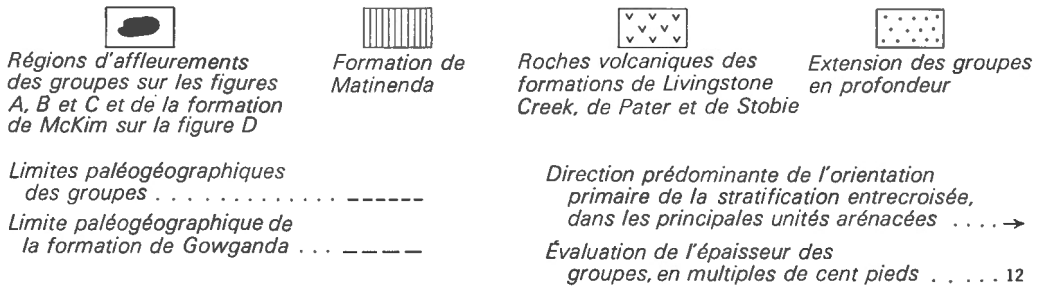


TABLEAU IV-4

Comparaison entre les nomenclatures stratigraphiques des roches huroniennes, province du Sud

Collins (1925) Rive nord du lac Huron et Sudbury		Coleman (1914) Sudbury		Cooke (1946) Sudbury		Thomson (1962) Lac Timagami, Sudbury, Blind River		Roscoe (1960) Quirke Lake, Elliot Lake		Robertson (1963) Elliot Lake, Blind River		Roscoe (communication personnelle, 1967) Sault-Sainte-Marie, Blind River, Sudbury, lac Timagami	
Série	Formation	Série	Formation	Série	Formation	Groupe	Formation	Groupe	Formation	Groupe	Formation	Groupe	Formation
		White-water	Chelmsford Onwatin Onaping									White-water	
Cobalt	Quartzite blanc supérieur Quartzite chertueux rubané Lorrain Gowganda	Cobalt	Gowganda			Cobalt	Lorrain Gowganda	Cobalt	Lorrain Gowganda	Cobalt	Lorrain Gowganda	Cobalt	Bar River Gordon Lake Lorrain Gowganda
Bruce	Serpent Espanola Bruce Mississagi	Bruce	Serpent Espanola Bruce Mississagi Ramsey Lake McKim Copper Cliff			Bruce	Serpent Espanola Bruce Mississagi	Bruce	Serpent Espanola Bruce Mississagi supé- rieur Mississagi moyen, Mississagi inférieur	Quirke Lake	Serpent Espanola Bruce	Quirke Lake	Serpent Espanola Bruce
										Hough Lake	Mississagi Pecors Ramsey Lake	Hough Lake	Mississagi Pecors Ramsey Lake
										Elliot Lake	Nordic Matinenda	Elliot Lake	McKim Matinenda ¹
Discordance		Discordance		Faille		Discordance		Discordance		Discordance		Discordance	
Sudbury		Sudbury		Stobie Hill Coneston		White-water		Discordance		Discordance		Discordance	
Keewatin		Keewatin				Copper Cliff		Onwatin- Chelmsford Onaping		Discordance		Discordance	
						Sudbury		Copper Cliff		Discordance		Discordance	
						Wana- pitei McKim Copper Cliff		Scadding Falcon Wanapitei Ramsey Lake McKim		Discordance		Discordance	
								Stobie et autres roches volcani- ques et sédi- men- taires		Keewatin		Soubassement pré-huronien	
								Type Keewatin		Soubassement pré-huronien		Soubassement pré-huronien	

¹ Au sein et au-dessous de la formation de Matinenda se trouvent des roches volcaniques appelées Thesalon dans la région de Sault-Sainte-Marie, Pater dans la région de Blind River, et Stobie et Copper Cliff dans la région de Sudbury.

Les conglomérats polymictiques se trouvent à la base et sont composés de cailloux ou blocs arrondis, étroitement tassés de quartz, de roches métavolcaniques, de chert et d'un peu de granite dans une matrice subarkosique. Ces roches ne sont pas uranifères.

La formation de McKim du groupe d'Elliot Lake est formée de couches interstratifiées d'argilite, de siltstone, de grauwaque ou de subarkose et de quartzite feldspathique. Dans la région d'Elliot Lake, la formation atteint une épaisseur de 300 pieds, mais elle semble s'épaissir vers le sud et vers l'est jusqu'au point où, dans la région de Sudbury, elle peut atteindre 10,000 pieds. Les argilites sont finement stratifiées, souvent feuilletées et communément verdâtres ou noires. La grauwaque et le quartzite feldspathique sont finement stratifiés et souvent interstratifiés avec de l'argilite. On y trouve du granuloclasement vertical et de la stratification entrecroisée. Des roches volcaniques s'étendent près de la base de la formation de Matinenda ou elles sont sous-jacentes à cette formation. Elles sont considérées être du groupe d'Elliot Lake, mais on leur a donné différents noms: formation de Duncan près de Sault-Sainte-Marie, de Thessalon dans la région de Bruce Mines, de Pater dans la région d'Espanola, et de Stobie, de Copper Cliff, de Frood et d'Elsie Mountain dans la région de Sudbury. Dans la région de Bruce Mines, les roches volcaniques se trouvent dans la formation de Livingstone Creek (Frarey, 1967), l'équivalent de la formation de Matinenda. Près de Sudbury, les roches volcaniques reposent en concordance sous la formation de Matinenda et sont intercalées dans cette dernière. Elles sont recouvertes en concordance par la formation de McKim et sont considérées comme des couches huroniennes (S. M. Roscoe). Ces roches sont des laves basiques, intermédiaires et acides et comprennent des intercalations de roches pyroclastiques basiques et acides.

Le groupe d'Hough Lake du supergroupe de l'Huronien comprend les formations de Ramsay Lake, de Pecors et de Mississagi. La formation à la base dans la région d'Elliot Lake, nommée tout d'abord la formation de Wiskey par Roscoe (1957), est maintenant mise en corrélation avec les conglomérats de la formation de Ramsay Lake de la région de Sudbury. La formation de Ramsay Lake, formée d'un paraconglomérat et de quelques intercalations de grauwaque et de subarkose, varie en épaisseur de quelques pouces à peut-être 400 pieds. Les coupes les plus épaisses comprennent une plus grande proportion de subarkose conglomératique. Les fragments du paraconglomérat sont subarrondis, varient du caillou à de gros blocs de plusieurs pieds de diamètre et consistent en roches granitiques, en quartz, en chert, en roches volcaniques et rarement en quartzite. Les quantités relatives des fragments de chaque lithologie varient d'un endroit à l'autre, comme d'ailleurs la proportion relative des fragments par rapport à la matrice. Généralement, il y a un excédent de matrice par rapport aux fragments, de sorte que ceux-ci se trouvent vaguement épars dans une charpente disloquée, et en général les paraconglomérats se transforment graduellement en grauwaque conglomératique. La matrice est une grauwaque ou une subarkose et un siltstone composés de grains subanguleux de quartz, de plagioclase et de fragments lithiques dans

une masse à grains fins de mica blanc et de chlorite. La formation de Pecors est un assemblage interstratifié d'argilite, de siltstone, de grauwaque et de subarkose et varie d'une centaine de pieds à 2,000 pieds. La formation semble être plus épaisse dans la région entre Blind River et Sudbury. A Sudbury, les roches de cette formation ont été placées soit dans la formation de Ramsay Lake soit dans la formation de Mississagi. La partie inférieure de la formation est composée d'argilite et de siltstone et la partie supérieure est un assemblage interstratifié de grauwaque ou de quartzites feldspathiques en couches de minces à épaisses; les quartzites sont plus abondants dans la région d'Espanola. La quantité relative des grains de sable de la matrice varie, mais la variation régionale n'est pas établie. On y a observé de la stratification entrecroisée, du granuloclasement vertical, des rides de plage et des fentes de retrait. Les argilites sont en général finement laminées. La formation de Mississagi est une succession relativement épaisse de subarkose et de sous-grauwaque à grains de grossiers à moyens. De minces interstratifications de siltstone ou de schiste argileux y sont courantes. L'épaisseur de la formation varie d'environ 600 pieds à peut-être 10,000 pieds, les coupes les plus épaisses se trouvent dans le sud et dans l'est. Les quartzites sont composés de grains de quartz, de microcline et de plagioclase relativement bien triés, de subarrondis à subanguleux, dans une matrice de séricite. Les roches de la partie inférieure de la succession sont généralement plus feldspathiques que celles de la partie supérieure. Le rapport entre les fragments et la matrice varie à travers la formation.

Le groupe de Quirke Lake est composé de trois formations: les formations de Bruce, d'Espanola et de Serpent. L'épaisseur de ce groupe varie entre 200 pieds dans la région d'Elliot Lake à environ 5,500 pieds au sud d'Espanola. La formation à la base du groupe, la formation de Bruce, est un paraconglomérat épais de 20 à plus de 1,000 pieds. Elle est composée d'un assemblage mélangé de blocs, de galets et de cailloux de forme subarrondie à subanguleuse, épais de moins d'un pouce à 3 ou 4 pieds de diamètre. Les fragments ont tendance à être plus abondants et plus gros dans la partie inférieure de la formation. Ils sont composés de roches granitiques grises ou roses, de quartz, de roches métavolcaniques et rarement de métasédiments. La proportion des fragments dans la matrice varie, mais en général ils constituent moins de 20 p. 100 et sont épars dans une matrice de grauwaque ou de subarkose composée de grains de quartz de la grosseur du silt, de microcline, de plagioclase et de fragments lithiques de la grosseur du sable ou du silt dans une matrice de chlorite-séricite. Certaines parties de la formation sont de la grauwaque ou des subarkoses conglomératiques. Cet assemblage hétérogène montre rarement des traces de stratification. Cependant, dans quelques endroits, les axes des fragments visiblement allongés indiquent une orientation générale entre le nord-nord-ouest et le nord-nord-est (S. M. Casshyap). Les contacts de cette formation avec les formations sous-jacentes et sus-jacentes sont généralement francs ou graduels sur quelques pieds. La formation d'Espanola est composée de calcaire, de siltstone, d'argilite et d'unités sablonneuses calcaires renfermant quelques brèches et conglomérats intraformationnels.

Elle se divise généralement en trois niveaux comprenant un calcaire inférieur stratifié en couches minces renfermant de minces intercalations de silt, une succession de grauwaque calcaire ou de siltstone et d'argilite renfermant des intercalations de calcaire silteux et des brèches sédimentaires, et une unité supérieure formée d'un assemblage interstratifié de calcaire silteux, de siltstone calcaire, de subarkosé et de mince dolomie. Les trois niveaux ne sont pas présents partout. L'épaisseur de la formation passe d'environ 400 pieds à 2,000 pieds. Les quantités relatives de calcaire ou de couches calcaires varient à travers la succession comme d'ailleurs les épaisseurs relatives des trois niveaux. La formation de Serpent, la plus récente unité du groupe de Quirke Lake, est composée de subarkose renfermant un peu d'argilite et de conglomérat. Elle a une apparence porcelanique caractéristique d'un blanc pur et est bien stratifiée. Il y a de la stratification entrecroisée et le grain est fin et relativement bien trié. La subarkose est composée de grains de quartz, de plagioclase et de microcline subarrondis, dans une matrice de mica blanc.

Le groupe de Cobalt, groupe au sommet du supergroupe de l'Huronien, est composé de quatre formations dont les deux inférieures affleurent le plus et sont les mieux connues. La formation de Gowganda, à la base, consiste en paraconglomérat, en argilite, en siltstone, en subarkose et en grauwaque. Dans la province du Sud, elle recouvre généralement en concordance la formation de Serpent ou par endroits, en discordance, mais dans la province du lac Supérieur, elle s'étend au-delà des autres roches de l'Huronien et repose en discordance sur les roches de l'Archéen. A l'affleurement, son épaisseur varie de moins de 1,000 à 10,000 pieds, mais sa véritable épaisseur est généralement inconnue du fait qu'elle est souvent l'unité affleurante au sommet. Dans la région du lac Timagami, elle est divisée en une série d'unités comprenant à la base un conglomérat de granite fluviale recouvert par d'autres niveaux composés d'unités alternantes de paraconglomérat ou de grauwaque conglomératique et d'argilite et de quartzite finement stratifiés (Schenk, 1965). Dans la région de Cobalt, la formation de Gowganda est divisée en un niveau inférieur



PLANCHE IV-17

Dyke de grès comprenant une zone centrale de cailloux dans le siltstone d'Espanola, groupe de Quirke Lake de l'Aphébien, province du Sud, Espanola (Ont.).

formé de paraconglomérat et de grauwaque et un niveau supérieur de grauwaque ou de siltstone-argilite stratifiés (Thomson, 1957). Au sud d'Española, S. M. Casshyap a établi quatre niveaux qui, en ordre ascendant, comprennent un paraconglomérat ou une grauwaque conglomératique, une unité laminée ou massive d'argilite et de siltstone, de la grauwaque conglomératique, et une unité mixte renfermant de la subarkose, du conglomérat et du siltstone argileux. Il semble que, de la base au sommet de la succession, la quantité de conglomérat décroît. Les paraconglomérats sont composés de fragments très peu triés, de subanguleux à subarrondis, de roches granitoïdes et de quantités moindres de fragments d'amphibolite, de siltstone, de quartzite et de roches métavolcaniques épars dans une matrice généralement massive de subarkose ou de grauwaque. Des cailloux striés ont été trouvés en divers endroits. Les fragments dépassent rarement 20 p. 100 du volume de la roche. Ils varient de très petits cailloux à de gros galets. La matrice est composée de grains anguleux, mal triés, de quartz, de feldspath et de fragments de roches dans une matrice de séricite-chlorite. Dans quelques endroits, les axes des frag-

ments visiblement allongés ont une orientation générale entre le nord-nord-ouest et le nord-nord-est (Pettijohn, 1962) qui indique l'orientation du mouvement mais non sa direction. Les interstratifications d'argilites, de siltstones ou de subarkoses sont plutôt conglomératiques, à teneur de fragments épars de roches semblables à celles des fragments des conglomérats qui varient en grosseur de fractions de pouces à plusieurs pieds. Les structures sédimentaires, comme le granuloclasement vertical, les rides de courant, les empreintes de charges, les lits en volutes et les dykes de grès (pl. IV-17), sont fréquentes dans ces roches. Par endroits, l'assemblage d'argilite et de siltstone est finement stratifié ou laminé et a l'apparence de sédiments varvés (pl. IV-18). Ces roches renferment des cailloux ou des blocs qui percent et coupent la stratification, mais elles sont recouvertes par des couches non dérangées. On pense que ces fragments résultent du charriage par la glace.

La formation de Lorrain recouvre en concordance la formation de Gowganda et leur contact est graduel. Elle varie en épaisseur de 6,500 pieds dans la région de Bruce Mines à 20,000 pieds dans la région du lac Panache. Dans la province

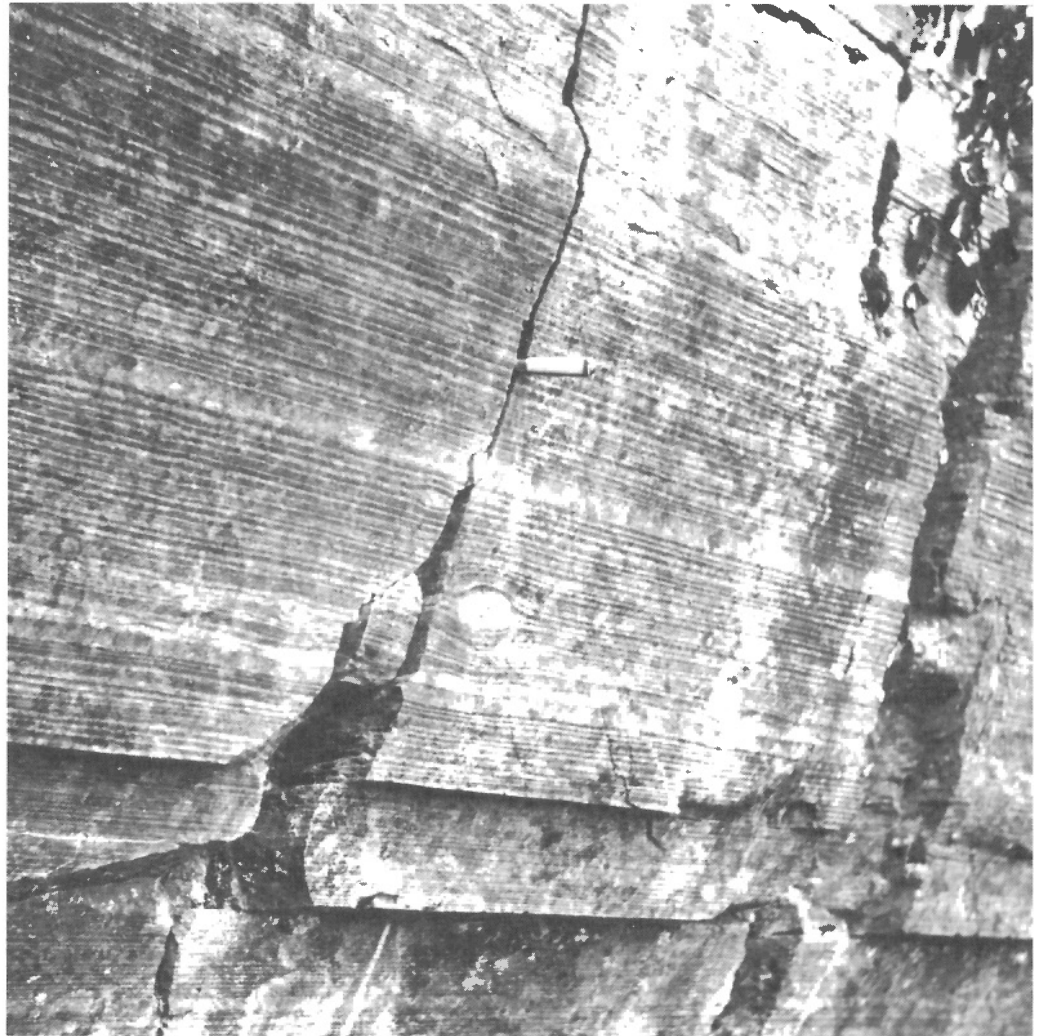


PLANCHE IV-18
Caillou charrié dans sédiments varvés de la formation de Gowganda, groupe de Cobalt de l'Aphébien, Espanola (Ont.).

du lac Supérieur, la formation de Lorrain est la formation affleurante au sommet de ce groupe et son épaisseur maximale connue est de 1,000 pieds. La formation est composée de divers types de roches dont quelques-unes semblent être locales tandis que d'autres se retrouvent à travers le bassin. Dans la région de Bruce Mines, la formation de Lorrain est divisée en cinq unités qui sont, de la base au sommet, de l'arkose rose ou de la subarkose comprenant de petites quantités de siltstone et d'argilite, du siltstone pourpre et du quartzite, du quartzite de couleur rouge à rose, à stratification entrecroisée bien développée et contenant de nombreuses minces couches ou lentilles de conglomérat à cailloux de quartz, du conglomérat à jaspe, du quartzite feldspathique vert pâle, et du quartzite blanc à intercalations de conglomérat à cailloux. Le quartzite rouge et le conglomérat à jaspe semblent restreints à la partie occidentale du géosynclinal, aux régions de Bruce Mines et de Sault-Sainte-Marie. Plus à l'est, dans la région au sud et au sud-ouest de Sudbury, où d'épaisses coupes sont conservées, la formation de Lorrain comprend à la base une subarkose de couleur rose, rouge ou grise, recouverte par une subarkose verdâtre, à grain grossier, dont la couleur est due à une séricite verdâtre qui constitue la matrice des grains de sable de quartz et de feldspath. La plus récente unité est du quartzite feldspathique de couleur rose à blanche et du quartzite. Le quartzite est beaucoup plus mature que les arénites plus anciens de la succession. De minces lentilles de conglomérat à cailloux de quartz se rencontrent partout dans les unités de subarkose et la stratification entrecroisée est courante dans toutes les roches.

Les deux formations les plus élevées que Collins (1925) appelle le «quartzite chertueux rubané» et «le quartzite blanc supérieur» ont été dénommées par Frarey (1967) les formations de Gordon Lake et de Bar River. La formation de Gordon Lake est composée de minces couches de siltstones siliceux et argileux, de quelques couches de quartzite et de couches de quartzite à grain très fin qui ressemble à du chert. La succession varie en épaisseur d'environ 1,000 pieds à Bruce Mines à 3,500 pieds au lac Panache. Son contact inférieur est conforme et graduel avec la formation de Lorrain. Elle est recouverte en concordance par la formation de Bar River, formée de quartzite de couleur blanche à crème, à grain moyen ou fin; ce quartzite a des rides de plage et contient de la stratification entrecroisée. Dans la région de Bruce Mines, son épaisseur atteint environ 1,000 pieds, mais dans la région du lac Panache, elle dépasse 4,000 pieds et comprend du quartzite laminé, de l'argilite grise, des siltstones multicolores et plusieurs couches de quartzite riche en hématite.

En général, l'épaisseur de la plupart des formations augmente du nord au sud et de l'ouest à l'est. Les déterminations de paléocourants basées sur l'orientation de la stratification entrecroisée dans les diverses formations clastiques indiquent que la direction prédominante du transport des sédiments était à partir du nord-ouest, du nord-nord-ouest ou du nord et partiellement du nord-nord-est dans la partie la plus orientale du géosynclinal. Les directions des paléocourants, telles que connues actuellement, semblent compa-

tibles tout au cours de la période de sédimentation des roches huroniennes.

Certaines caractéristiques sédimentaires communes aux trois formations de paraconglomérat, les formations de Ramsay Lake, de Bruce et de Gowganda, indiquent qu'elles se sont formées dans des milieux sédimentaires et tectoniques similaires. La plupart des études ont été concentrées sur la formation de Gowganda; de plus récentes, comme celles de Pettijohn (1962) et de Schenk (1965) ont penché vers une origine glaciaire. Pienaar (1963) a émis l'opinion que ces conglomérats étaient des conglomérats boueux mis en mouvement par l'action d'agent tectonique mais l'évidence même favorise une origine glaciaire. La grande épaisseur et la vaste étendue latérale des horizons de paraconglomérats, la variété de la lithologie des blocs, leur grosseur, la longue distance de leur transport, et leur orientation vont à l'encontre d'un mécanisme de transport sous forme de conglomérats boueux. Dans les dépôts de conglomérats boueux, chaque horizon a généralement une étendue latérale plus limitée; les fragments sont plutôt anguleux, non orientés, de dérivation locale et n'ont pas de variété lithologique. Les structures des sédiments sous-jacents sont ordinairement changées. Également, le volume des blocs, les distances de transport à partir des régions sources possibles les plus proches, l'absence de stratification et de changements de faciès vertical ou horizontal, indiquent que ces roches ne sont pas des turbidites. Par ailleurs, Cooke (1923) et Schenk (1965) décrivent des pavés glaciaires striés sous la formation de Gowganda où elle est en contact avec des roches archéennes. Dans les siltstones et les argilites finement stratifiés ou dans les argilites laminées comme des varves de la formation de Gowganda, des cailloux et des blocs percent et disloquent la stratification et sont considérés comme exemples de fragments charriés par la glace. L'épaisseur et la vaste étendue latérale apparente des paraconglomérats, les nombreux types de roches de source éloignée représentées dans les blocs, la présence de successions varvées, l'absence de larges fragments des sédiments sous-jacents, l'orientation générale des fragments dans les conglomérats et la rare présence de blocs striés, forment un ensemble d'éléments à l'appui d'une origine glaciaire des paraconglomérats. Si ces roches sont en fait des tillites, il s'est donc produit quatre avancées glaciaires ou plus au cours de l'Huronien. Les sédiments à grain fin apparentés au sein des unités conglomératiques peuvent représenter des sédiments interglaciaires ou fluvio-glaciaires déposés en eau peu profonde comme l'indiquent les structures sédimentaires telles que la stratification entrecroisée et les rides de courant. Également, les structures sédimentaires, telles que le granuloclasement vertical et les lits en volutes, suggèrent que ces sédiments ont été localement remaniés par des glissements et des courants de turbidité simultanés. Les contacts avec les sédiments sous-jacents sont généralement conformes et souvent graduels et indiquent que les tillites peuvent avoir une origine subaquatique.

Les sédiments huroniens confirment un dépôt de sédiment en majorité immature, originaire d'une région source

au nord, généralement active tectoniquement et à fort relief. La région source était recouverte en grande partie par des roches granitiques. La plupart des sédiments ont été déposés dans un milieu fluvial, mais quelques-uns reflètent un milieu aquatique plus profond juste au-dessous du niveau de base des vagues; il demeure des traces de transgressions et de régressions marines périodiques du rivage. Le géosynclinal de sédimentation était orienté vers l'est et s'étendait probablement beaucoup plus loin vers l'est et l'ouest que les affleurements actuels.

Déformation du supergroupe de l'Huronien

Les roches huroniennes ont été déformées par plusieurs phénomènes tectoniques distincts. La plus ancienne déformation dans la province du Sud est représentée par des plissements dont l'orientation des axes passe de l'ouest-nord-ouest à l'est et est-nord-est (fig. IV-21). Cette déformation est généralement modérée, mais l'intensité semble s'accroître au sud de la faille Murray. À Elliot Lake et sur son côté ouest, les plis plongent faiblement vers l'ouest mais dans l'est ils s'inclinent vers l'est. Dans cette partie du groupe de Cobalt au nord de Sudbury, dans la province du lac Supérieur,

les roches n'ont pas subi de déformation ou sont très légèrement plissées suivant des axes orientés nord. Les plis plongent vers le nord à angles faibles. Les relations de ces structures dans le temps et tectoniquement avec celles de la province du Sud sont inconnues. Dans la province du Sud, de petits plissements et le clivage indiquent que les anciens plis ont été rodéformés et certains endroits présentent des indications de plissement transversal. L'âge du plissement principal n'est pas connu avec précision, mais dans la région de Blind River, des nappes de diabase semblent avoir été plissées avec les sédiments ou semblent avoir pénétré le long des strates plissées. Dans la région d'Española, les feuillets de gabbro paraissent plus récents que le plissement (Ginn, 1965) mais synchroniques aux failles. J. A. Robertson (1967) et Pienaar (1963) arrivent à la conclusion qu'au sud de Blind River les feuillets de gabbro sont plus récents que le plissement principal. Les gabbros de Sudbury semblent être postérieurs aux plissements. La preuve est quelque peu ambiguë, mais elle appuie généralement un âge d'intrusion postérieur au plissement, ce qui signifie que le plissement principal des roches huroniennes est antérieur à 2,150 m.a., soit l'âge de la diabase de Nipissing tel que déterminé par Van Schmus (1965).

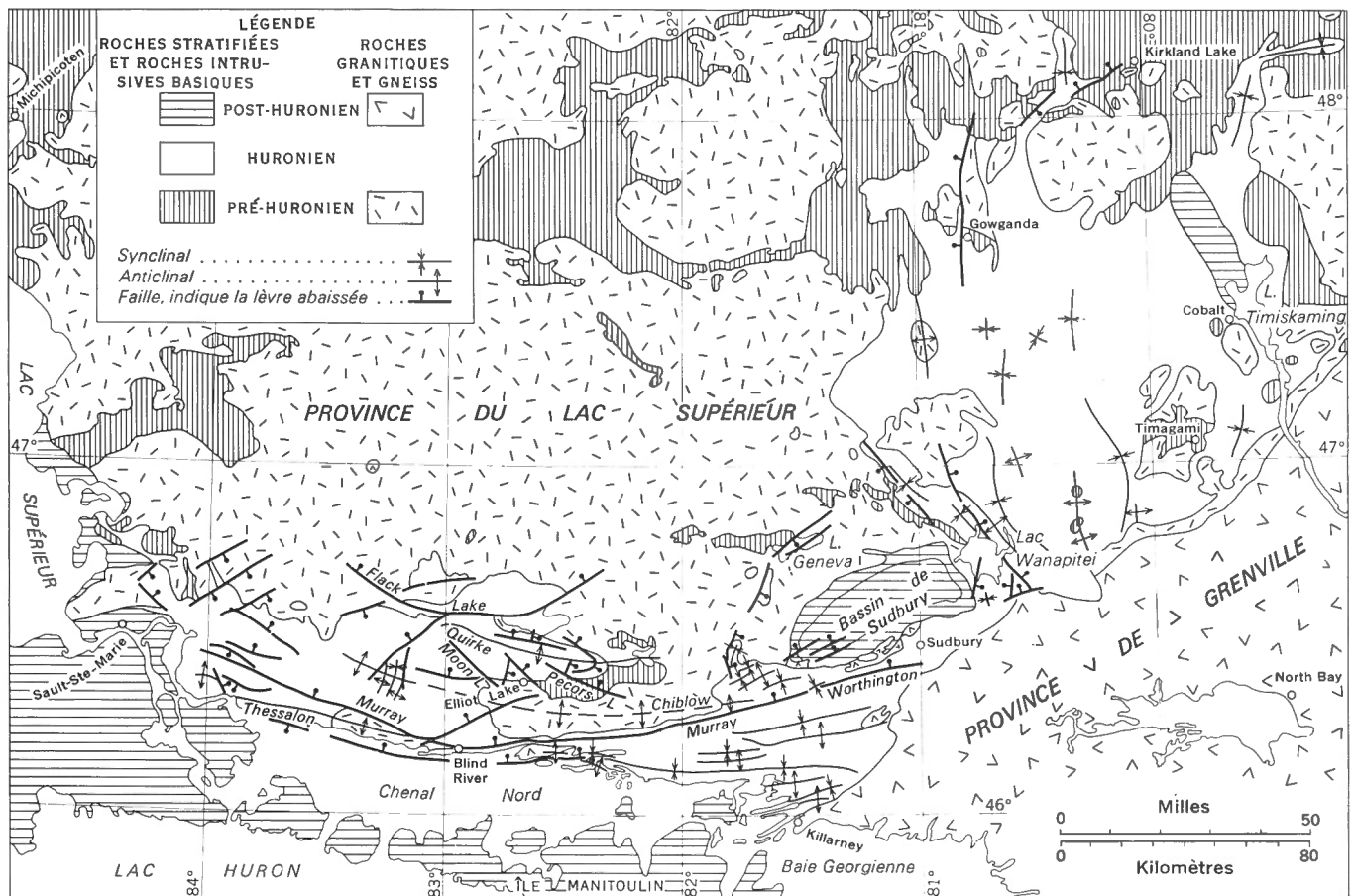


FIGURE IV-21. Principales structures dans le supergroupe de l'Huronien, province du Sud (Ont.).

CGC

Les roches huroniennes sont traversées par au moins trois systèmes de failles. Le système le mieux développé, fortement incliné vers le sud, a une orientation est, à peu près parallèle à la direction des axes de plis. Sur nombre de ces failles, le mouvement indique que le côté nord s'est abaissé avec déplacement vers l'est. Quelques failles se trouvent le long ou près des plans axiaux des plus longs plis. Le mouvement initial sur ces failles peut s'être produit au cours du plissement des strates de l'Huronien, mais le mouvement s'est poursuivi par intermittence sur une longue période étant donné que des dykes tardifs de diabase sont déplacés par quelques-unes de ces failles. La faille Murray, la plus longue faille de ce système, peut être tracée depuis le sud de Sudbury, presque à la région de Bruce Mines. Elle a un déplacement vertical et horizontal d'environ un mille (Thomson, 1962). Les failles à direction nord-est sont verticales; leur déplacement est vers la droite ou vers la gauche suivant l'affaissement du côté nord ou côté sud. Ces failles traversent celles à direction est et sont donc plus récentes. Elles déplacent la masse éruptive de Sudbury et quelques intrusions de diabase. Un troisième système de failles a une orientation nord-ouest et les failles ont un pendage presque vertical. Nombre de failles aux déplacements vers la droite sont plus récentes que les failles à direction est et disloquent la diabase de Nipissing et les dykes plus récents de diabase. Certains endroits présentent des failles verticales à direction nord. Les zones de failles sont caractérisées par du cisaillement et du broyage intense ou des stockwerks de quartz teinté avec de l'hématite.

Métamorphisme et intrusions granitiques

En général, les roches huroniennes sont légèrement métamorphosées en un très faible faciès schiste vert. Cependant, certaines régions relativement restreintes contiennent des assemblages du faciès amphibolite à épidote avec staurotide ou cordiérite et grenat (Card, 1965a; J. A. Robertson, 1967). Ce métamorphisme plus élevé est plus récent que le plissement principal dans la région et n'est pas entièrement associé sur le plan régional aux intrusions de roches granitiques. Près de Sudbury, les roches huroniennes sont métamorphosées près des massifs de granite de Creighton, de Cutter et de Murray. Le long de la limite nord de la province de Grenville, les roches huroniennes ont été métamorphosées au faciès amphibolite au cours de l'orogénèse du Grenvillien.

Le granite de Cutter, le long de la rive nord du lac Huron, est un agrégat équilibré, de couleur grise et à grain moyen, de plagioclase, de quartz, de feldspath potassique, de biotite et de muscovite. Il peut être massif ou gneissique et est fréquemment traversé par des zones à structures cataclastiques dues à un cisaillement postérieur à la cristallisation. Ces structures ont une direction parallèle à celles associées aux anciennes déformations. Le granite de Creighton est une roche massive ou gneissique, ordinairement porphyrique, de couleur rose à rougeâtre, et est généralement considéré plus ancien que la masse éruptive de Sudbury. Le granite de Murray est composé de quartz, de feldspath et

de biotite et est également considéré plus récent que la masse éruptive de Sudbury mais la preuve est contradictoire. Une remobilisation du granite a peut-être eu lieu au cours de l'intrusion de la masse éruptive de Sudbury. Le complexe de Croker Island, au nord de l'île Manitoulin, traverse les sédiments du supergroupe de l'Huronien. De forme circulaire, ce complexe a un diamètre d'environ 6 milles et est composé d'une zone externe de monzonite quartzique, d'un anneau interne de monzonite et de syénodiorite et d'une masse centrale de gabbro et de diorite (Card, 1965b). L'ordre de mise en place des diverses roches du complexe va des types mafiques aux types siliciques. Card émet l'opinion que ce complexe est une intrusion mise en place sous pression.

L'âge du complexe de Croker Island a été déterminé au Rb-Sr à environ 1,450 m.a. (Van Schmus, 1965). Le granite de Cutter a donné une datation radiométrique maximale de 1,750 m.a. (Wetherell et coll., 1960). Les granites à proximité de Sudbury donnent toute une gamme de datations. Des travaux anciens de datation au Rb-Sr sur la roche entière ont indiqué des âges d'environ 2,000 m.a.; cependant, des datations de plus récents travaux (Fairbairn et coll., 1965) ont approché de 2,140 m.a. Il semble logique de conclure que les granites de Creighton et de Murray datent de plus de 2,000 m.a.

Roches gabbroïques

La diabase de Nipissing pénètre les sédiments du supergroupe de l'Huronien en de nombreuses et vastes masses tabulaires sous forme de filons-couches, de feuilletés légèrement discordants, ou de dykes fortement inclinés. Nombre de ces dykes ont une direction est. L'épaisseur de chaque masse intrusive varie de quelques pieds à 1,000 pieds. Dans les masses les plus épaisses, la différenciation a donné lieu à des phases granophyriques et dioritiques. La roche vert foncé est généralement composée de labradorite, de hornblende en partie altérée en chlorite, et de moindre quantité de quartz, de sphène, et d'oxydes de fer altérés en leucoxène. Dans la région de Sudbury, des roches similaires sont connues sous le nom de gabbro de Sudbury et sont probablement des équivalentes synchrones de la diabase de Nipissing. L'important phénomène magmatique à l'origine de la formation de ces roches gabbroïques a été daté au Rb-Sr à environ 2,150 m.a. (Van Schmus, 1965). Quelques dykes de diabase à direction est, dans les roches de l'Huronien, donnent au K-Ar une moyenne d'âge de 1,677 m.a. (Fahrig et coll., 1965). Toute la région renferme des dykes de diabase à direction nord-ouest, mais ils sont plus nombreux dans la région de Sudbury et donnent environ 1,220 m.a.

Masse éruptive de Sudbury

La masse éruptive de Sudbury est une intrusion de grande importance économique; elle est plus récente que les roches huroniennes et que les sédiments sus-jacents du groupe de Whitewater. La masse éruptive de Sudbury est composée de trois zones: une norite inférieure, une micropegmatite ou granophyre supérieure, et une zone de tran-

sition relativement étroite séparant les deux autres zones. La norite est une roche gabbroïque composée de quantités variables de plagioclase basique, ordinairement zoné et saussurité, d'augite et d'hyperstène, et de hornblende formée peut-être des pyroxènes originaires. La biotite et les sulfures s'y trouvent en petites quantités avec des quantités diverses de micropegmatite interstitielle ou de quartz et de feldspath potassique. La micropegmatite supérieure consiste en du quartz de grain moyen à grossier, du feldspath potassique, du plagioclase et de la hornblende partiellement décomposée en chlorite.

La masse éruptive se présente sous forme d'anneau elliptique enrobant un bassin asymétrique, dont le grand axe est orienté nord-est. D'une longueur de 37 milles et large de 17 milles, elle a une épaisseur de un à deux milles et la phase de micropegmatite est généralement plus épaisse que la norite. Des brèches formées de fragments de la masse éruptive et des roches encaissantes se rencontrent ordinairement sous forme d'une bande étroite le long du contact inférieur de la masse éruptive. Les roches de la masse éruptive pénètrent les sédiments du groupe de Whitewater, les roches granitiques de l'Archéen et les roches volcaniques du supergroupe de l'Huronien. Les roches huroniennes, au sud du contact méridional de la masse éruptive, sont plissées suivant des axes à direction est ou légèrement au nord de l'est, sont traversées par des roches granitiques et sont métamorphosées. Les sédiments du groupe de Whitewater sont légèrement plissés suivant des axes orientés sensiblement nord-est. Ils ne sont pas métamorphosés ou pénétrés de roches granitiques. Les relations structurales régionales suggèrent qu'antérieurement à l'intrusion de la masse éruptive, les roches du groupe de Whitewater devaient être séparées des roches archéennes et huroniennes par une profonde discordance. Un échantillon de la masse éruptive près du contact inférieur a donné au Rb-Sr sur la roche entière un âge de 1,720 m.a.

La configuration ou la forme de la masse éruptive et son origine sont encore sujets à controverse. La majorité de l'opinion est probablement en faveur du concept que la masse éruptive a été mise en place horizontalement le long d'une discordance entre les sédiments du groupe de Whitewater et les roches anciennes et, après différenciation dans ses nombreuses phases, elle a été bombée ou plissée simultanément aux sédiments sus-jacents et a formé la structure actuelle de bassin, puis elle a été faillée. Une récente étude paléomagnétique suggère que la masse éruptive plongeait initialement et qu'ainsi elle a été mise en place le long d'une discordance déformée (Sopher, 1963). La nature de la masse éruptive n'est pas entièrement connue. Thomson (1956) cependant soutient que la masse éruptive est formée de plusieurs intrusions du type de complexe annulaire. Wilson (1956) considère que la norite et la micropegmatite sont les phases supérieures d'une intrusion différenciée en forme de cheminée, dont les parties inférieures formées de roches ultrabasiqes n'affleurent pas. Dietz (1964) a proposé l'idée que la structure est un astroblème déformé et émet l'opinion que le magma, engendré par la force de l'impact d'une

météorite géante, s'est différencié en les diverses phases de la masse éruptive.

Groupe de Whitewater

Les roches du groupe de Whitewater se trouvent restreintes au bassin de Sudbury et n'ont de contact qu'avec la masse éruptive intrusive de Sudbury. Le groupe de Whitewater est divisé en trois formations conformes qui se transforment graduellement de l'une à l'autre. L'unité inférieure, la formation d'Onaping, est composée de tuf andésitique, de brèches de tuf, de tuf à lapilli, de petites quantités de tufs stratifiés, de brèches de rhyolite et, en très peu d'endroits, de coulées d'andésite amygdaloïde et sphérolitique. La succession a une épaisseur entre 4,000 et 5,000 pieds. Thomson (1956) et Williams (1956) en viennent à la conclusion que ces roches sont formées de débris de nuées ardentes. La formation d'Onaping se transforme graduellement vers le haut en la formation d'Onwatin épaisse d'environ 4,000 pieds, composée d'ardoises carbonées renfermant un peu de calcaire, de roches carbonatées cherteuses et de grauwaacke. La teneur en carbone des schistes argileux est caractéristique. La formation de Chelmsford est composée d'arkose contenant de très minces intercalations d'argilite. L'arkose contient des grains anguleux à subanguleux de quartz et de plagioclase. La stratification entrecroisée et les rides de plage sont courantes et les roches sont généralement finement stratifiées. Ces sédiments contiennent également du carbone et dans le grès abondent des concrétions calciques, riches en fer, de forme ellipsoïdale. Les roches du groupe de Whitewater, d'origine plus ancienne que la masse éruptive de Sudbury, sont de l'Aphébien et probablement plus récentes que les roches huroniennes. Elles sont expérimentalement mises en corrélation avec les roches du groupe d'Animikie de la région de Port-Arthur. Les strates du groupe de Whitewater sont faiblement plissées suivant des axes orientés approximativement au nord-est presque parallèlement à l'orientation du bassin. Les plis sont plus prononcés vers le sud-ouest et plongent à un angle faible dans les deux directions. Les roches du groupe de Whitewater et les roches anciennes sont traversées par un grand nombre de failles dont la plupart ont une direction entre le nord-est et l'est-nord-est. Les failles sont inclinées vers le sud-est à des angles prononcés et leur déplacement est considérable. Des failles à forte inclinaison à direction nord-ouest, en diagonale par rapport à la direction du système susmentionné, sont peut-être apparentées à ce système. Le flanc nord du bassin est traversé par plusieurs failles à forte inclinaison orientées entre le nord et le nord-nord-ouest.

Sous-provinces de Port-Arthur et du lac Supérieur

Dans la région de Port-Arthur, les roches archéennes ont été érodées et une surface relativement plate, sans caractéristique particulière, en a résulté. L'érosion s'est produite antérieurement à la mise en place des sédiments de l'Aphébien de la région la plus septentrionale du groupe d'Animikie du Minnesota de vaste superficie. En Ontario, ce groupe com-

prend trois formations conformes: les formations de Kakabeka, de Gunflint et de Rove. La formation de Kakabeka est une mince unité de conglomérat discontinu épais jusqu'à 5 pieds. Elle est généralement considérée comme le niveau à la base de la formation sus-jacente de Gunflint. Le conglomérat est composé de cailloux bien arrondis de quartz, de chert, de jaspe et de granite dans une matrice de sable quartzueux. Les cailloux ont généralement moins de 2 pouces de diamètre. La formation de Gunflint est formée d'un grand nombre de lithologies qui montrent de très rapides changements de faciès. Peu de niveaux peuvent être suivis à l'affleurement à travers la région. La formation a une épaisseur moyenne d'environ 400 pieds et s'épaissit généralement du nord au sud. Plusieurs des unités sédimentaires sont riches en fer, et la formation est souvent désignée sous le nom de formation ferrifère de Gunflint.

Dans la région du lac Whitefish, à l'ouest de Port-Arthur, la formation de Gunflint a été divisée en deux (Goodwin, 1960). La division inférieure comprend une unité de chert algueux, de chert stratifié et de taconite, une argilite pyriteuse fissile noire et molle et une unité de taconite à greenalite, à magnétite et cherteuse. La division supérieure est composée de chert algueux, de jaspe, de schiste tufacé, de taconite et de calcaire. Dans la région du lac Loon, à l'est de Port-Arthur, une triple division est évidente et comprend une unité inférieure stratifiée de roche carbonatée ferrugineuse, de taconite cherteuse et de roches carbonatées, une unité intermédiaire d'argilite contenant des intercalations de roches carbonatées et de tufs, et une unité supérieure finement stratifiée de roches carbonatées, de chert et de taconite. Le sommet contient du calcaire épars. Quelques unités s'épaissent ou s'amincissent rapidement et graduellement se transforment latéralement de l'une à l'autre. L'argilite intermédiaire, à l'est de Port-Arthur, est considérée comme l'unité équivalente du schiste supérieur de la section occidentale et semble être la seule unité susceptible d'être tracée avec certitude à travers la région. Les taconites sont composées de granules, d'environ un millimètre de diamètre, de chert, d'oxyde de fer, de carbonate et de silicate de fer dans une matrice de chert et de carbonate. Les roches carbonatées cherteuses sont composées de minces couches interstratifiées de chert et de roches carbonatées à petites structures sphéroïdales. Les roches carbonatées sont généralement de la dolomie ou de la sidérose ferrugineuses.

La formation de Rove est composée d'argilite noire finement stratifiée contenant quelques couches d'argilites rouges et vertes, de calcaire et de grauwacke. Certaines zones renferment de grosses concrétions calcaires atteignant jusqu'à 8 pieds de diamètre. La formation a une épaisseur maximale de 2,000 pieds en Ontario et de 3,000 pieds dans le Minnesota. La formation s'amincit vers sa limite septentrionale et ceci peut être en partie une caractéristique de la forme originale de la région de mise en place, mais c'est également dû, en partie, à l'érosion antérieure à la mise en place des roches sédimentaires sus-jacentes du Keweenawan.

Le groupe d'Animikie est recouvert en discordance ou suivant une lacune stratigraphique par les roches de la formation de Sibley du Keweenawan. Cette formation affleure le long de la rive nord du lac Supérieur, sur les îles proches de cette rive et à l'intérieur des terres jusqu'au lac Nipigon. Les roches de la formation de Sibley reposent sur les schistes de la formation de Rove et sur plusieurs unités de la formation de Gunflint; elles s'étendent au-delà et recouvrent les roches archéennes. La formation de Sibley a jusqu'à 500 pieds d'épaisseur et comprend à la base un conglomérat mince et discontinu à teneur de cailloux des roches sous-jacentes dans une matrice de sable quartzueux ou carbonaté; lui succèdent, du grès de couleur blanche à jaunâtre renfermant de minces intercalations de calcaire et de chert et, au-dessus, des roches carbonatées et des schistes argileux qui, au sud, ont une couleur rouge foncé ou marron et sont riches en fer, mais au nord, sont typiquement blancs ou gris pâle. Les roches carbonatées paraissent composées de grains de carbonate et de quelques grains de quartz ou de feldspath dans un ciment de calcite. Les strates de roches carbonatées renferment des intercalations de schistes argileux. La formation de Sibley est recouverte en discordance par environ 50 pieds de conglomérat, de grès et de mudstone de la partie inférieure de la formation d'Osler. La partie supérieure consiste en d'épaisses coulées de laves basaltiques renfermant des intercalations de conglomérat ou de grès. Quelques coulées atteignent une épaisseur de 200 pieds. L'épaisseur de la formation d'Osler varie entre 6,000 et 10,000 pieds. Des roches similaires sur la rive est du lac Supérieur à la pointe Mamainse ont une épaisseur estimée entre 15,000 et 17,000 pieds (Thomson, 1953).

Des intrusions de gabbro sous forme de filons-couches ou de feuillets et des intrusions de dykes de diabase pénètrent les roches du Keweenawan et les roches plus anciennes. Dans la région de Port-Arthur, les filons-couches de Logan traversent les strates de l'Animikie à plusieurs niveaux. Ils varient en épaisseur de quelques pieds à 200 pieds, mais, dans la région du lac Nipigon ils atteignent 1,000 pieds. Quelques feuillets qui traversent les strates à des angles faibles par rapport à la stratification ont probablement été injectés à la suite d'un mouvement vertical régional. Les filons-couches les plus épais sont différenciés et renferment plusieurs phases de roches différentes, la phase du sommet est une granophyre. La région de Port-Arthur renferme un système de dykes de diabase orientés nord-est. Les roches des groupes d'Animikie et de Keweenawan sont légèrement plissées et s'inclinent vers le sud à un angle faible de 5 à 10 degrés. Par endroits, les plis serrés sont reliés aux mouvements le long des failles ou peuvent résulter de l'activité volcanique. La faible discordance angulaire régionale sous la formation de Sibley suggère une période d'érosion et un soulèvement vertical modéré. Toutes les roches de la région sont traversées par des failles à forte inclinaison, apparemment du type normal et orientées entre l'est et le nord-est

et entre le nord et le nord-est. Elles sont caractérisées par des zones étroites de brèches et renferment par endroits des filons de quartz.

Dans le Minnesota, les roches de l'Animikie ont été plissées et métamorphosées au cours de l'orogénèse du Péno-kéen. Des minéraux des métasédiments ont donné au K-Ar entre 1,650 et 1,800 m.a. Les roches de l'Animikie sont donc de l'Aphébien, mais elles sont séparées des roches huroniennes dans la partie orientale de la province du Sud avec

lesquelles elles ont peu de ressemblances stratigraphiques ou lithologiques. Les roches de l'Animikie ont plusieurs traits en commun avec des parties du supergroupe de Kaniapiskau ou du groupe de Belcher. Les roches du Keweenawan sont similaires à celles des autres parties du bassin du lac Supérieur. Les datations d'échantillons de roche entière des roches volcaniques basiques, des intrusions de gabbro et des dykes de diabase varient entre 900 et 1,100 m.a. Elles sont donc du Néohélikien ou peut-être de l'Hadrynien.

LA PROVINCE DE NAIN

La province de Nain a été définie surtout en se basant sur les datations au K-Ar. Les directions structurales connues dans cette province sont généralement orientées entre le nord et le nord-ouest, sensiblement parallèles aux directions structurales de la province de Churchill adjacente à l'ouest. La majeure partie de la portion occidentale de la province de Nain est caractérisée par des datations au K-Ar qui varient entre 1,300 et 1,500 m.a. et par des gneiss granitiques pénétrés de grosses masses d'anorthosite et de mangérite de l'Elsonien. La partie orientale de la province de Nain est représentée, dans la région côtière, par des gneiss qui donnent au K-Ar des âges qui ont été rattachés à l'orogénèse du Kéroranien et une date, ou peut-être deux, rattachables à l'orogénèse de l'Hudsonien. La limite entre la partie orientale et la partie occidentale de la province a été placée arbitrairement afin d'inclure toutes les anorthosites et les adamellites dans la partie occidentale. La géologie de la province de Nain est si peu connue qu'une synthèse tectonique est considérée prématurée.

Les masses intrusives les plus répandues et les plus grandes dans la province de Nain appartiennent à la suite des anorthosites. La biotite a donné au K-Ar un âge moyen de 1,400 m.a. Dans la région de Nain (Wheeler, 1960), l'association anorthosite-adamellite ressemble suffisamment au complexe d'anorthosite-mangérite de la province de Grenville pour douter de leur commune origine. L'intrusion gabbroïque stratifiée de Kiglapait est probablement apparentée à la même phase ignée que l'anorthosite de la région de Nain et il est possible de conclure que le magma basaltique a joué un rôle dans l'origine de la suite anorthosite-adamellite. L'intrusion de Michikamau (Emslie, 1965) a une bordure de gabbro à grain de fin à moyen qui est considérée comme une indication que le magma basaltique était une importante composante dans le développement de l'intrusion. Les éléments de différenciation de formation tardive ne sont pas volumétriquement abondants dans l'intrusion de Michikamau, mais un certain nombre sont de même nature que les adamellites de l'intrusion de Nain. Généralement, il est admis que les plutons d'anorthosite-adamellites de la partie occidentale de la province de Nain sont essentiellement non orogéniques. La preuve est donnée par la présence de struc-

tures stratifiées bien conservées, de minéraux à grain grossier non zonés et l'absence d'effets métamorphiques. En conséquence, l'activité orogénique la plus importante de la région a précédé leur mise en place, et, selon toute probabilité, il s'agit de l'orogénèse de l'Hudsonien. Les nombreuses datations post-hudsoniennes obtenues au K-Ar dans la partie occidentale de la province de Nain peuvent être dues à l'échauffement considérable de la croûte terrestre lors de la mise en place des plutons d'anorthosite-adamellites.

Région du lac Michikamau. Une grande partie de la région est recouverte par des roches quartzo-feldspathiques de structures feuilletées à gneissiques renfermant de grands ou petits restes de paragneiss. Des assemblages de minéraux typiques du faciès amphibolite sont fréquents à l'ouest du lac Michikamau, mais en bordure d'un vaste complexe, allongé en direction nord-sud, de roches syénitiques et granitiques à pyroxène, les gneiss sont du faciès granulite. La minéralogie des roches syénitiques est similaire à celle du complexe d'anorthosite-adamellite de la province de Nain, décrit plus loin dans ce chapitre. Les roches du faciès granulite, bien que de répartition sporadique, se rencontrent sur de grandes étendues à l'est et au nord-est du lac Michikamau. La gneissosité et la foliation ont une orientation nord-ouest sauf où elles se trouvent déviées aux environs de l'intrusion de Michikamau.

L'intrusion anorthositique de Michikamau (Emslie, 1965) a une superficie d'environ 800 milles carrés. La biotite a donné un âge de 1,400 m.a. D'énormes volumes de leucotroctolite, généralement stratifiée (pl. IV-19), associée à du gabbro, du leucogabbro et de l'anorthosite forment la masse de l'intrusion, au pourtour de roches figées de gabbro à grain fin. Les éléments de différenciations de formation tardive sont extrêmement riches en métaux ferreux. Un ancien groupe de paragneiss peut être identifié en plusieurs endroits où il forme la roche encaissante de l'intrusion de Michikamau. Ces roches comprennent surtout des gneiss pélitiques, semi-pélitiques et quartzitiques impurs; les biotites ont donné un âge métamorphique de 1,520 m.a. La région contient plusieurs gros massifs de granite de grain moyen à grossier, à biotite et pyroxène. Quelques-uns peuvent être

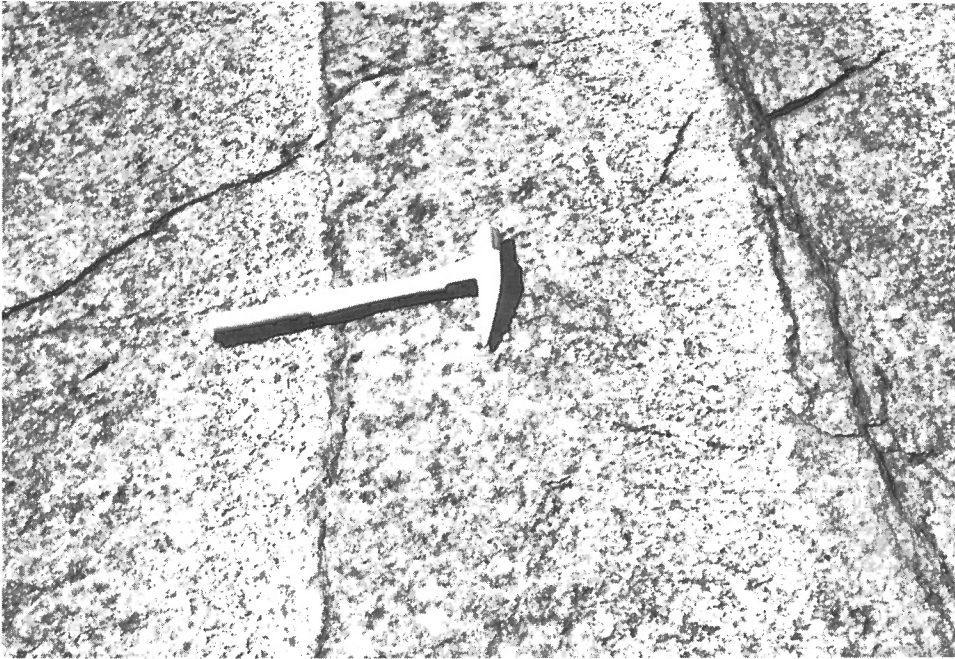


PLANCHE IV-19

Leucotroctolite stratifiée de l'intrusion anorthositique de Michikamau, lac Michikamau (Labrador). Stratification rythmique due à la gravité; les strates comprennent des parties inférieures riches en olivine (partie de couleur foncée à gauche) qui se transforment graduellement vers le haut en des couches supérieures (de couleur pâle) riches en plagioclase.

plus récents que l'intrusion de Michikamau. Le granite intrusif dans l'anorthosite date de 1,360 m.a. La biotite du massif situé au sud-est du lac Michikamau a donné un âge similaire de 1,395 m.a. Le Néohélikien est représenté par des restes d'un assemblage horizontal d'arkose, de grès et de conglomérat peut-être corrélatif au groupe de Seal Lake à l'est. Les conglomérats renferment généralement de nombreux cailloux de roches volcaniques intermédiaires à siliciques, dont certains contiennent d'abondants phénocristaux de feldspath. La seule source connue de ces cailloux est le groupe de Croteau Lake que le groupe de Seal Lake recouvre en discordance.

Région de Nain. Un complexe de gneiss formé en partie de paragneiss a été reconnu comme les plus anciennes roches. Des assemblages de minéraux du faciès granulite sont typiques de la plus grande partie de la région située au nord de Davis Inlet et les assemblages du faciès amphibolite se trouvent au sud. Les zones de marbre sont rares et minces; on n'y trouve pas de quartzites. Les gneiss renferment des couches et des lentilles ultramafiques. Plusieurs déterminations d'âges de biotite et de hornblende ont donné au K-Ar entre 2,390 et 2,665 m.a., c'est-à-dire un âge archéen. Dans le voisinage de Hopedale, les gneiss migmatitiques renferment plusieurs masses en forme de filons-couches de péridotite altérée. S'y trouve fréquemment de gros dykes de diabase ouralitisée, à direction nord-est et à pendage vertical. L'anorthosite de la province de Nain et ses roches apparentées ont pénétré dans le complexe de gneiss. Leur composition varie du métagabbro à l'anorthosite et la leucodiorite. S'y trouve également une profusion de plagioclase chatoyant. Les prin-

cipaux minéraux ferromagnésiens sont des pyroxènes monocliniques et orthorhombiques et, en certains endroits, l'olivine abonde dans les faciès mafiques. Le grain est typiquement de moyen à grossier. Des zones de roches cataclastiques sont spatialement reliées aux bordures de l'intrusion (Wheeler, 1960). Les intrusions d'adamellite varient en composition de la granodiorite au granite et leurs relations aux roches anorthositiques sont intrusives et de gradation. La hornblende est le principal minéral ferromagnésien, mais la biotite, l'orthopyroxène, le clinopyroxène et l'olivine fayalitique s'y rencontrent également. En composition et associations, ces roches sont similaires aux intrusions de mangérite de la province de Grenville. L'intrusion de Kiglapait est un pluton stratifié de roches basaltiques dotées d'éléments de différenciation extrêmement riches en fer et ressemble, sous plusieurs aspects, à l'intrusion de Skaergaard, de l'Est du Groenland. Plusieurs biotites des roches granitiques de ce district (Beall et coll., 1963) ont donné au K-Ar environ 1,400 m.a., pour l'anorthosite de Nain et pour l'intrusion de Kiglapait.

Au nord-ouest de la région de Nain, la formation de Siamarnekhe recouvre en discordance une adamellite. Elle est formée d'environ 380 pieds de subarkose rouge horizontale semblable au groupe de Seal Lake du Néohélikien.

Partie nord de la côte du Labrador. Au nord de la région de Nain s'étendent, le long de la côte, des affleurements de gneiss granitiques et de granite. Au fond du fjord Hebron et au nord du fjord Saglek, il y a apparemment des gneiss à pyroxène. Près du fond du fjord Nachvak, une zone à direction nord-ouest d'ultramylonite et de pseudotachylite

sépare les gneiss à hyperstène, à l'est, de gneiss à grain fin renfermant du marbre, à l'ouest. Les roches du groupe de Ramah affleurent dans les fjords depuis le nord du fjord Saglek jusqu'au fjord Nachvak. Ces roches, estimées de 4,000 à 6,000 pieds, sont du quartzite, de l'argilite, de l'ardoise, du quartzite ferrugineux, de la dolomie et du chert. Près de la base de la succession, s'étendent des roches volcaniques dont l'épaisseur atteint 240 pieds. Ces roches, faiblement inclinées, reposent en discordance sur des gneiss plus anciens, sont plissées et faillées par endroits.

Les monts Kaumajet sont en majorité formés par le groupe de Mugford de roches volcaniques, composées de basalte, d'andésite, de trachyte et de tuf. En certains endroits, les roches volcaniques du groupe de Mugford reposent en discordance sur un assemblage, épais jusqu'à 150 pieds, de quartzite, de quartzite ferrugineux, d'argilite et de dolomie, qui peut être corrélatif au groupe de Ramah. Ailleurs, le groupe de Mugford repose en discordance sur les gneiss plus anciens datés à 2,045 et 2,255 m.a. Des parties de ce groupe sont légèrement plissées et traversées de failles à bascules, mais en général ce groupe est peu déformé. Le groupe de Ramah pourrait être corrélatif aux roches aphébiennes de la zone de plissements du Labrador, mais il ressemble beaucoup plus à la succession de la zone de plissements de Cape Smith, du fait que le puissant groupe de Mugford de roches volcaniques repose en discordance sur une succession sédimentaire renfermant de la formation ferrifère à faible teneur. Le seul âge de 948 ± 90 m.a., obtenu par la méthode au K-Ar, suggère que le groupe de Mugford est beaucoup plus récent.

La configuration bathymétrique du plateau continental du Labrador (fig. IV-22) présente un chenal marginal étroit, parallèle à la côte nord-est du Labrador sur des centaines de milles, ce qui pourrait être considéré comme une zone de faille, formée durant le soulèvement du continent au cours du Cénozoïque. En se basant sur un profil séismique à travers le chenal au sud-est de Nain, A. C. Grant (1966) a conclu que le flanc est du chenal est formé de roches stratifiées non déformées. Ces roches pourraient être postprécambriennes ou pourraient représenter les groupes relativement peu déformés de Ramah et de Mugford.

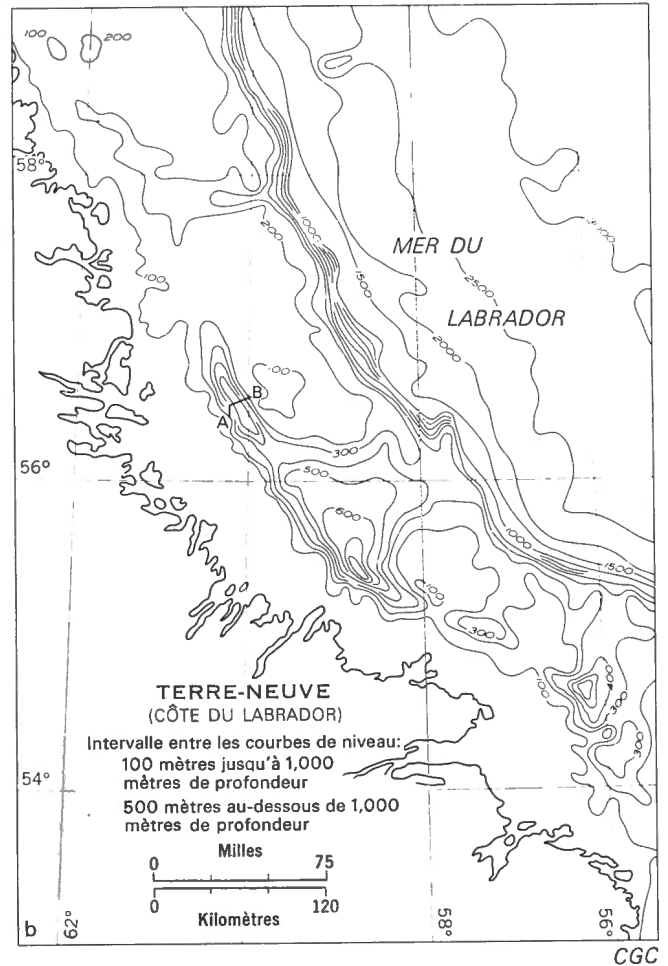
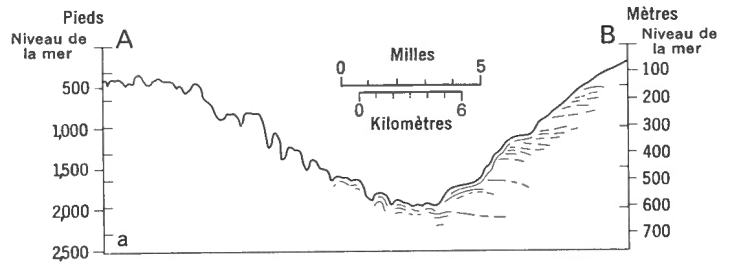


FIGURE IV-22. Plate-forme du Labrador du plateau continental de l'Atlantique (Grant, 1966): a) Profil séismique du chenal marginal (agrandissement vertical: X15). b) Bathymétrie.

LA PROVINCE DE GRENVILLE

Résumé tectonique

Des roches archéennes et aphébiennes très métamorphisées ont été reconnues au sein de la province de Grenville du fait que des zones de plissements du Kéroranien et de l'Hudsonien sont recoupées par le front de Grenville. Il est donc possible que des roches des zones orogéniques anciennes s'étendent loin à l'intérieur de la province de Grenville. Au sud-ouest de Chibougamau dans la province de Grenville,

des laves mafiques, intermédiaires et siliciques, des roches pyroclastiques, et des roches métasédimentaires quartzofeldspathiques et ardoisières, toutes de l'Archéen, sont métamorphisées en micaschiste, en paragneiss à biotite et à hornblende, et en amphibolite. Dans le district de Wabush—mont Wright, le gneiss granitoïde, dont la minéralogie est du faciès granulite et semblable à celle des gneiss de la province du lac Supérieur, est probablement aussi de l'Archéen.

Du marbre, du quartzite et de la formation ferrifère de l'Aphébién de la zone de plissements du Labrador s'étendent jusque dans le centre de la province de Grenville.

Le cycle orogénique grenvillien a commencé par le dépôt des sédiments du groupe de Grenville du Paléohélikien, accompagné de volcanisme au moins localement. Actuellement, ces roches sont identifiées seulement dans la partie sud-ouest de la province de Grenville. Il est possible que les équivalents contemporains de ces roches du groupe de Grenville étaient très répandus, mais que par la suite ils ont disparus par soulèvement et profonde érosion. Pendant ou après la mise en place du Paléohélikien et antérieurement à toute importante déformation, d'énormes quantités de magma basique ont pénétré dans la partie inférieure de la succession du groupe de Grenville et dans les roches sous-jacentes du soubassement, ce qui a donné lieu à la formation de plutons d'anorthosite-mangérite sur de grandes étendues. Des intrusions plus petites de gabbro, de diorite, de roches granitiques et syénitiques ont peut-être aussi été mises en place à peu près en même temps; puis ont suivi la phase culminante de métamorphisme régional et la déformation la plus importante dues à l'orogénèse du Grenvillien. Dans certaines régions à haut degré de métamorphisme, des dômes de gneiss se sont élevés du socle granitique sous-jacent et ont pénétré dans la série sédimentaire, accompagnés peut-être par la mise en place de granites magmatiques à des niveaux supérieurs de la croûte terrestre. Les structures du groupe de Grenville ont une direction nord-est, tout comme celles près du front de Grenville. Ailleurs, les plis de formes complexes sont des indications d'une déformation antérieure à l'orogénèse du Grenvillien. Le degré de métamorphisme régional actuel, de modéré à élevé dans la plus grande partie de la province de Grenville, et les formes structurales complexes caractéristiques, indiquent qu'un soulèvement puissant et une profonde érosion ont mis à nu des roches dont le milieu de formation était la catazone. Postérieurement à la période d'intense activité orogénique, quelques petits plutons granitiques et syénitiques ont pris place. Des zones de cataclase et de mylonitisation similaires à celles le long du front de Grenville auraient pris naissance au cours de phases tardives de déformation et probablement après la phase culminante de métamorphisme.

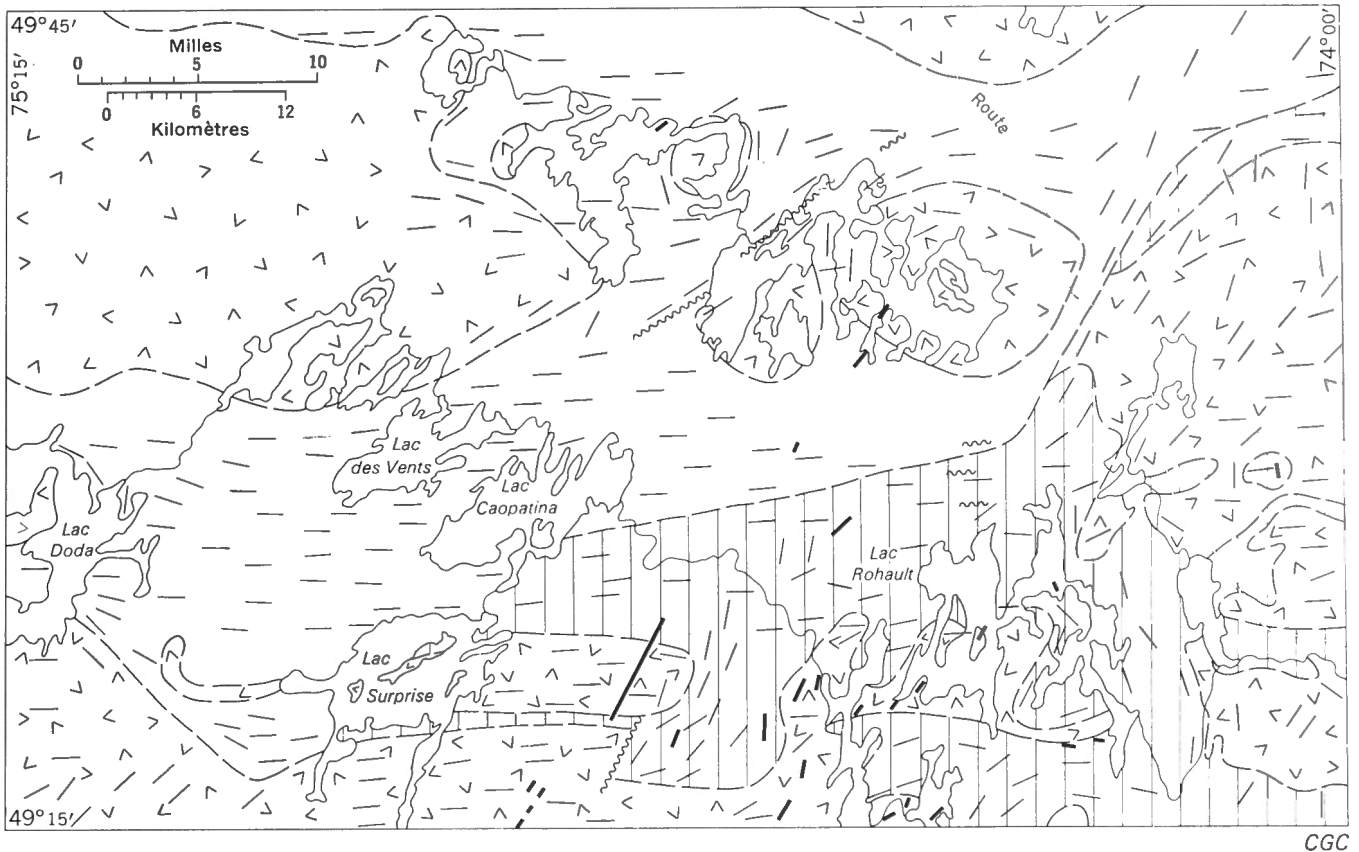
A l'orogénèse du Grenvillien a succédé une faible activité intrusive comme en témoignent la masse de Chatham-Grenville, les complexes alcalins et les systèmes de dykes de diabase. Le complexe alcalin d'Oka a pris place au début du Crétacé.

Archéen et Aphébién

Le long de la bordure nord-ouest de la province de Grenville, s'étendent des roches archéennes et aphébiennes profondément métamorphisées qui ont subi plusieurs phases de déformation antérieurement à l'orogénèse du Grenvillien. Ailleurs dans cette province, les directions structurales complexes sont également une indication de multiples déformations. De ces diverses observations est née l'hypothèse que les plissements typiquement complexes résultent de la super-

position de deux ou plusieurs orogénèses et que les roches formées au cours d'orogénèses antérieures à celle du Grenvillien sont peut-être répandues. Dans la région du lac Surprise (Deland, 1956; Deland et Grenier, 1959), le long du front de Grenville entre les provinces du lac Supérieur et de Grenville, des roches archéennes métasédimentaires et métavolcaniques présentent un métamorphisme progressif (fig. IV-23). La partie nord-ouest de cette région, dans la province du lac Supérieur, est recouverte de roches archéennes comprenant des laves mafiques et intermédiaires à structure en coussins et envahies de filons-couches de métagabbro, de laves siliciques, de roches métasédimentaires quartzofeldspathiques et ardoisières, et d'un peu de roches pyroclastiques. Ces roches renferment des assemblages de minéraux de la partie inférieure du faciès schiste vert. La succession a été fortement plissée suivant des axes orientés est. La partie sud-est de cette région, dans la province de Grenville, est recouverte de granite gneissique, de paragneiss à biotite et à hornblende, de gneiss à hornblende et d'amphibolite. La foliation et la gneissosité ont une direction nord-est. Les roches métasédimentaires sont transformées par un métamorphisme progressif, en micaschistes et en paragneiss à biotite et à hornblende. Les roches volcaniques mafiques sont transformées en amphibolite (fig. IV-24). La zone de transformation a une largeur moyenne de deux à trois milles et les assemblages de minéraux de la partie supérieure du faciès schiste vert y sont caractéristiques. Cet accroissement progressif du degré de métamorphisme a été accompagné par une oblitération presque complète des structures primaires, comme les structures en coussins et à amygdales dans les roches métavolcaniques, et une foliation stratiforme remplace la stratification dans les métasédiments. Au-delà de cette zone vers l'est et le sud, le paragneiss à biotite et à hornblende et l'amphibolite deviennent plus grossièrement grenus. La présence dans les roches mafiques de hornblende vert foncé et d'oligoclase-andésine est caractéristique du faciès amphibolite à almandin. On y trouve quelques failles, mais il n'apparaît aucune dislocation importante. Deland (1956) a placé la limite entre les provinces du lac Supérieur et de Grenville le long de la partie inférieure de la zone de transition entre le faciès schiste vert et le faciès amphibolite à almandin.

Dans le district de Wabush—mont Wright, dans la province de Grenville, il a été reconnu des roches typiques du supergroupe de Kaniapiskau, tels que le quartzite et les roches carbonatées de la formation ferrifère (Duffell et Roach, 1959; Fahrig, 1960; Clarke, 1961). Des roches non métamorphisées, orientées nord-nord-ouest, de la zone de plissements du Labrador, peuvent être suivies dans des schistes et des gneiss à haut degré de métamorphisme. Le long du front de Grenville, le degré de métamorphisme et le style tectonique marquent également un changement rapide. Au nord du front de Grenville (Fahrig, 1960; Wynne-Edwards, 1961), le gneiss du faciès granulite constitue le soubassement aux roches du supergroupe de Kaniapiskau et la formation de Sims, constituée surtout de quartzite, recouvre en discordance ce soubassement. L'isograde de



CGC



FIGURE IV-23. Géologie de la région du lac Surprise (Québec) (Deland et Grenier, 1959).

la biotite indique approximativement la limite sud des roches essentiellement non métamorphisées. Au voisinage de cet isograde demeurent de nombreux indices de dislocation et de cataclase. Au sud du front de Grenville, les plis sont orientés nord-ouest et nord-est, tandis qu'au nord, la direction des axes des plis est exclusivement nord-ouest. Au sud du front, des gneiss à haut degré de métamorphisme sont associés à des zones de mylonite et s'y trouve des indices d'efforts de poussée du sud au nord. Dans les gneiss granitoïdes archéens du faciès granulite, les effets d'un métamorphisme régressif deviennent de plus en plus évidents et des assemblages de minéraux du faciès amphibolite à almandin y prédominent. Ce changement métamorphique accompagne une modification structurale, les foliations dans le nord ont un faible pendage et les linéations plongent légèrement, tandis que dans le sud, ces deux structures sont fortement inclinées. Au sud du front de Grenville, le plissement est beaucoup plus complexe qu'au nord. Au moins deux directions de plissement se retrouvent dans les roches aphébiennes:

la direction nord-ouest et la direction nord-est; cette dernière généralement considérée comme plus récente. Gastil et Knowles (1960) interprètent de nombreuses discordances structurales dans la région de Wabush comme des chevauchements faiblement inclinés. Les plis, asymétriques et déversés vers le nord-ouest, indiquent également une poussée du sud-est. Dans les monts Wapussakatoo (Gill et coll., 1937), des plis serrés, déversés vers le nord-ouest, sont attribués à des failles de chevauchement. Quirke et Collins (1930) ont identifié des restes de sédiments aphébiens du supergroupe de l'Huronien, au sud-est du front de Grenville dans le district du lac Huron-lac Panache en Ontario. Ils ont considéré qu'un déplacement vertical d'environ 6 milles sur le côté de la province de Grenville était indispensable pour expliquer la brusque disparition des épaisses formations huroniennes.

A part les lieux susmentionnés, il n'existe aucun autre endroit dans la province de Grenville où des roches archéennes et aphébiennes ont été identifiées. Cependant, les

	PROVINCE DU LAC SUPÉRIEUR	ZONE DE TRANSITION	PROVINCE DE GRENVILLE
DIMENSION MINIMALE DES GRAINS	0.1 mm 0.05 mm 0.01 mm		
STRUCTURE	stratification schistosité	remplacée par remplacée par	structure rubanée gneissosité
FACIÈS MÉTAMORPHIQUE	schiste vert	amphibolite à albite et épidote	amphibolite
TRÉMOLITE ACTINOTE			
HORNBLÈNDE	incolore	vert pâle	vert foncé
CHLORITE			
MUSCOVITE			
BIOTITE			
PLAGIOCLASE Andésine An 35 An 25 Albite An 10	altéré	remplacé par augmentation non uniforme	plagioclase non altéré
ÉPIDOTE	saussurite	remplacée par	épidote non altérée
GRENAT			

CGC

FIGURE IV-24

Changements minéralogiques et texturaux dans les roches de l'Archéen à travers le front de Grenville, région du lac Surprise (Québec) (Deland, 1956).

données qui appuient l'existence de roches de soubassement et de couverture dans la province de Grenville ont été discutées récemment par plusieurs auteurs. Hewitt (1962) prétend que les dômes de granite et de gneiss des hautes-terres d'Hastings-Haliburton en Ontario sont autochtones. Il croit que les roches granitiques de la catazone sont devenues mobiles et ont envahi sous forme de dômes les paragneiss sus-jacents. Au nord d'Ottawa, Pollock (1962) a conclu que les roches sous le groupe de Grenville, de nouveau mobiles, ont pénétré dans le groupe de Grenville. Il inclut dans le complexe de base les roches de la suite anorthosite-mangérite, lesquelles sont actuellement considérées comme des intrusions de l'orogénèse de l'Elsonien. Dans les hautes-terres des Adirondacks de l'État de New York, Walton et DeWaard (1963) prétendent que la plupart des roches ignées, y compris celles de la suite anorthosite-mangérite, forment le soubassement aux sédiments du groupe de Grenville. Selon leur hypothèse, l'évolution de la région comprend au moins deux cycles orogéniques importants.

Wynne-Edwards (1964) est d'avis que les roches de couverture du sud-ouest de la province de Grenville appartiennent surtout au groupe de Grenville mais qu'ailleurs, les roches de la province de Grenville constituaient le soubassement à l'épaisse série sédimentaire du groupe de Grenville antérieurement plus étendu. Wynne-Edwards et coll. (1966), sur la base de travaux effectués dans l'ouest du Québec, ont modifié leur ancienne interprétation et ont considéré la

suite anorthosite-mangérite comme un phénomène igné postérieur au groupe de Grenville et qu'au surplus il est possible de reconnaître les effets structuraux d'orogénèses antérieures à l'orogénèse du Grenvillien (fig. IV-25).

Hélikien

Groupe de Grenville. Le nom série de Grenville a été donné par Logan en 1863 à une succession de marbre, de quartzite et de paragneiss en affleurement près du village de Grenville, au Québec. Bien qu'il soit impossible de considérer une corrélation positive, la plupart des chercheurs mettent en corrélation les successions riches en marbre de l'est de l'Ontario, de l'ouest du Québec et du nord-ouest de la région des Adirondacks avec celle de la région type. Osborne (1936) a mentionné que l'épaisseur du groupe de Grenville dans la région type était de 5,000 à 10,000 pieds et que dans la région d'Haliburton-Bancroft, elle atteignait un peu moins de 20,000 pieds. Dans le district de Shawinigan (Québec), il a estimé que de 3,000 à 5,000 pieds de quartzite, de gneiss à grenat-sillimanite et de marbre recouvrent environ 2,000 pieds d'amphibolite. Engel et Engel (1953) estiment à environ 16,000 pieds l'épaisseur des roches du groupe de Grenville dans le nord-ouest des Adirondacks. Par suite de déformation due au plissement et à l'écoulement, ces épaisseurs ne sont pas certaines; ni le sommet ni la base du groupe de Grenville n'ont été délimités. Dans l'est de l'Ontario, les

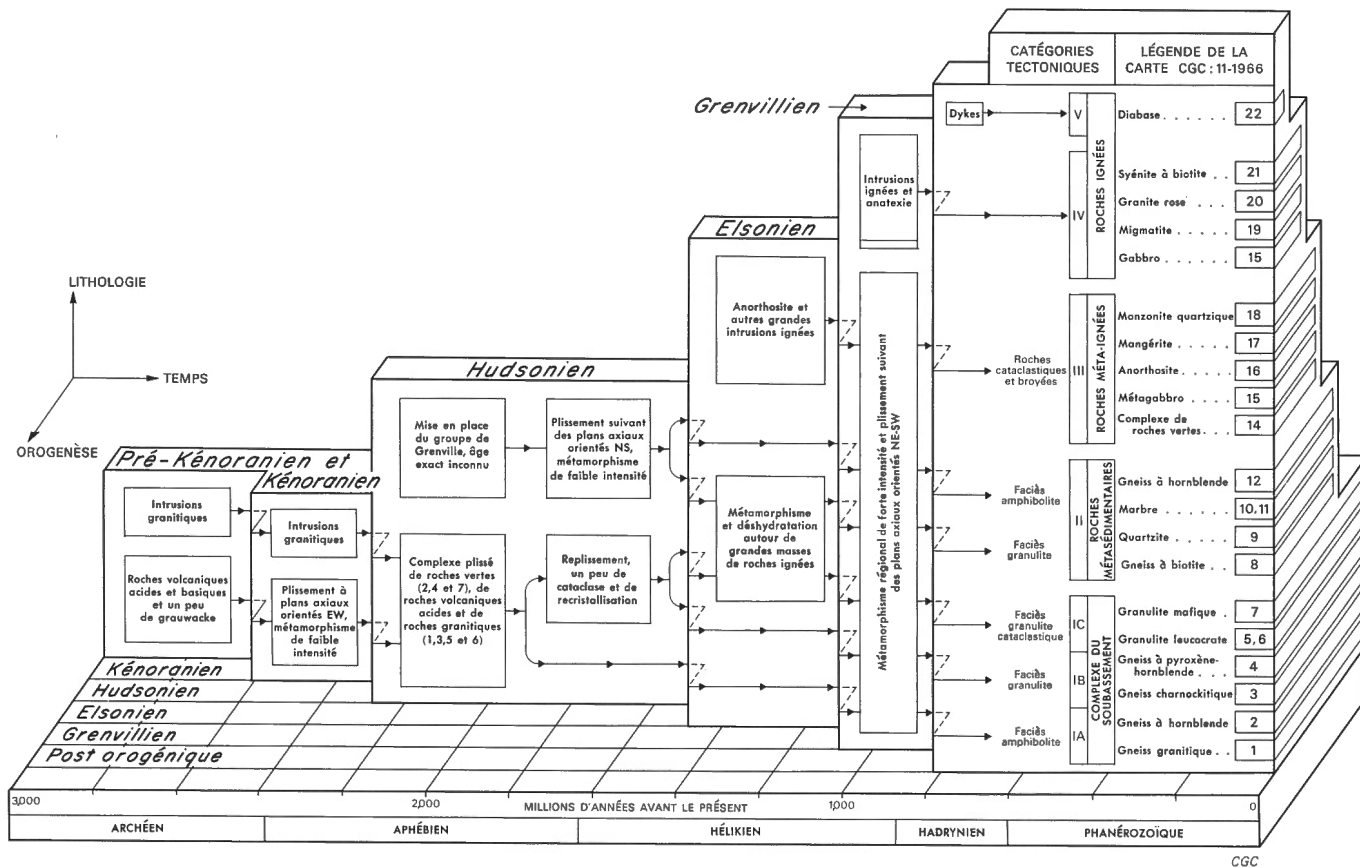


FIGURE IV-25. Étapes tectoniques dans l'évolution de la province de Grenville, régions de Mont-Laurier et du lac Kempt (Québec) (H. R. Wynne-Edwards).

roches métavolcaniques basiques et intermédiaires s'étendent surtout dans la partie inférieure affleurante de la succession du groupe de Grenville; on y trouve également des roches métavolcaniques intercalées dans les roches métasédimentaires (Lumbers, 1964).

Les épaisses successions métasédimentaires de marbre, de quartzite et de paragneiss typiques du groupe de Grenville ne s'étendent que dans le sud-ouest de la province de Grenville. Ailleurs, par exemple à l'est de la baie Georgienne, un peu de marbre se trouve dans de l'amphibolite et du paragneiss feldspathique, mais la succession semble suffisamment différente du groupe de Grenville, qu'une corrélation paraît douteuse. La région de la rivière French contient du quartzite pur, mais il est possible que cette roche soit équivalente aux formations huroniennes de l'Aphébien sises au nord-ouest du front de Grenville (Hewitt, 1960). Au nord-est de la région type du groupe de Grenville, on trouve des quartzites; les marbres y sont rares, mais l'amphibolite et le paragneiss y abondent. Dans la région de Gagnon (Québec), la présence de marbre, de quartzite et de formation ferrifère marque la limite sud-ouest des roches reconnaissables comme les équivalents métamorphiques du supergroupe de Kaniapiskau de l'Aphébien.

Les dates obtenues au K-Ar à environ 950 m.a., et qui correspondent à l'orogénèse du Grenvillien, constituent un âge minimum pour le groupe de Grenville. Cependant, l'âge maximum certain de la mise en place de ces roches reste difficile à établir, mais un âge post-archéen peut être certainement soutenu. D'après Hewitt (1957), les preuves recueillies jusqu'à ce jour semblent indiquer que le groupe de Grenville date de la fin du Précambrien. Pour Wynne-Edwards (1964), l'âge hélikien paraît le plus vraisemblable. Stockwell (1964) est d'avis que la répartition des restes de marbre et de quartzite dans la province de Grenville indique une corrélation avec les roches huroniennes au sud-ouest, et avec le supergroupe de Kaniapiskau de la fosse du Labrador au nord-est; il considère donc le groupe de Grenville de l'Aphébien. Wynne-Edwards et coll. (1966) suggèrent que des plis serrés, orientés nord-sud, des roches du groupe de Grenville du sud-ouest du Québec se sont formés durant l'orogénèse de l'Hudsonien. Les plis à direction nord et les marques d'une intense cataclase dans une partie de l'intrusion anorthositique de Morin et dans la région adjacente à l'est, doivent être postérieurs à la consolidation de l'anorthosite; donc une partie au moins des plissements à direction nord-sud de cette région date probablement du Néohélikien. Si tous les

plis à direction nord datent de cet âge, alors la formation du groupe de Grenville à l'époque des plissements hudsoniens devrait être écartée. Si l'on fait remonter le groupe de Grenville à l'Aphébién, il n'existe aucune succession sédimentaire clairement apparentée au cycle orogénique grenvillien. Un âge paléohélikien paraît plus vraisemblable et n'est pas incompatible avec la datation isochrone au Rb-Sr sur la roche entière (Krogh et Hurley, 1965), et au U-Pb sur du zircon (Silver et Lumbers, 1965) originaire de l'est de l'Ontario.

Groupe d'Hastings. Le groupe d'Hastings n'a été reconnu que dans le sud-est de l'Ontario. Il recouvre le groupe de Grenville, mais la relation entre les deux groupes n'a pas été établie partout. Lithologiquement, les successions de Grenville et d'Hastings se ressemblent du fait qu'elles contiennent du calcaire, du quartzite, des roches volcaniques et de l'amphibolite. Le conglomérat à la base de la succession d'Hastings contient des cailloux de quartz, de quartzite, de calcaire, d'argilite et de granite et a été considéré comme une preuve de la présence d'une discordance entre les deux groupes. Ambrose et Burns (1956) ont démontré ultérieurement la présence de deux et peut-être trois horizons de conglomérat, ce qui met en doute l'existence d'une discordance régionale entre les deux groupes. Dans le canton de Barrie, Moore, dans une étude présentement sous presse, apporte des preuves de la présence d'une discordance angulaire basées sur la configuration des affleurements, sur les directions structurales et sur la présence d'un conglomérat de base entre les roches métasédimentaires du groupe d'Hastings et les roches métavolcaniques et métasédimentaires du groupe de Grenville.

Groupe de Wakeham. Les roches du groupe de Wakeham affleurent sur une superficie d'environ 1,500 milles carrés sur la rive nord du Saint-Laurent, au Québec. Claveau (1949) et Grenier (1957) estiment à environ 20,000 pieds la puissance maximale de la succession. L'injection de nombreux filons-couches épais de gabbro en a augmenté l'épaisseur totale. Le groupe est constitué de quartzite pur et impur (y compris des quartzites calcaires), de schistes et de gneiss pélitiques et d'un peu de conglomérat et de marbre. La base et le sommet de la succession n'ont pas été déterminés. Grenier a divisé le groupe de Wakeham en une unité supérieure composée de quartzite calcaire avec des interstratifications de phyllade et de quartzite blanc; une unité intermédiaire, composée de quartzite blanc à grain fin et une unité inférieure, formée de quartzite impur associé à un peu de schiste à quartz-mica, de gneiss à biotite et à hématite et de quartzite à rutile. On y trouve de la stratification entrecroisée et des rides de plage. Bien qu'il n'existe aucune preuve directe de discordance à la base du groupe de Wakeham, les gneiss granitoïdes à l'est de la faille du lac Caron représentent probablement le soubassement au dépôt du groupe de Wakeham, car la configuration des plis du gneiss est en discordance avec celle des plis du groupe de Wakeham.

Les principales structures du groupe de Wakeham sont des plis verticaux à direction nord-nord-ouest inclinés à des

angles modérés vers le sud. Le degré de métamorphisme est de la partie supérieure du faciès schiste vert dans la majeure partie de la région (Grenier, 1957), mais il peut atteindre le faciès amphibolite dans le schiste à grenat-staurotide près d'un contact de faille avec du gabbro altéré. Outre des filons-couches de gabbro, du granite à biotite plus récent coupe également le groupe de Wakeham. La biotite d'un schiste à staurotide a donné au K-Ar 845 m.a. et celle du gneiss du présumé soubassement, 870 m.a. Ces deux dates sont considérées être des âges minimums pour le groupe de Wakeham. Claveau et Grenier admettent la possibilité d'une corrélation avec les roches aphébiennes de la zone de plissements du Labrador. Stockwell (1964) prétend que le groupe de Wakeham remonte au Néohélikien, surtout à cause de l'hypothèse de Grenier selon laquelle les quartzites à hématite-rutile résultent de l'érosion du complexe d'anorthosite titanifère du lac Allard. Toutefois, à l'est du lac Allard, les strates du groupe de Wakeham sont pénétrées de syénites semblables aux syénites associées à l'anorthosite du lac Allard (Retty, 1944), ce qui les ferait remonter au Paléohélikien ou plus ancien. Cependant, jusqu'à de plus amples données, le groupe est considéré du Néohélikien et est mis en corrélation avec le groupe de Seal Lake.

Sud-est du Labrador. Les roches les plus anciennes de la région du lac Seal au Labrador (fig. IV-26) sont des roches granitoïdes renfermant des restes de schiste et de paragneiss. Elles sont envahies par l'immense pluton anorthositique de Harp Lake. Ce pluton forme le soubassement, en divers endroits, des groupes de Croteau Lake, de Letitia Lake et de Seal Lake. Le groupe de Croteau Lake affleure à l'est du groupe de Seal Lake et en est séparé par une faille. Les couches inférieures sont constituées de schiste argileux noir, d'un peu de quartzite, de grauwacke, de dolomie et de metabasalte, recouverts par un conglomérat à blocs et par de l'arkose. La partie supérieure du groupe, la plus épaisse, est composée surtout de roches volcaniques intermédiaires et siliciques contenant des phénocristaux de feldspath et de quartz. S'y trouvent également de nombreuses couches de roches amygdaloïdes et de roches pyroclastiques. Elles ont une orientation nord-est et un faible pendage sud-est.

Le groupe de Letitia Lake (Brummer et Mann, 1961) semble correspondre à la partie supérieure volcanique du groupe de Croteau Lake décrit par Fahrig (1961). La partie inférieure du groupe de Letitia Lake est constituée de porphyres à phénocristaux de quartz et de feldspath. La partie supérieure du groupe contient des rhyolites, des roches pyroclastiques de grain fin à grossier, des argilites et des schistes à quartz-séricite. On estime la puissance totale de ce groupe à 8,500 pieds.

Le groupe de Seal Lake, épais d'au moins 34,200 pieds, recouvre en discordance le groupe de Letitia Lake. La formation de Bessie Lake, à la base de la succession, d'une puissance de 4,200 pieds, est constituée de quartzite bleu, blanc et rose, d'interstratifications de basalte et de conglomérat de base. Elle est recouverte par la formation de Wuchusk Lake, d'une

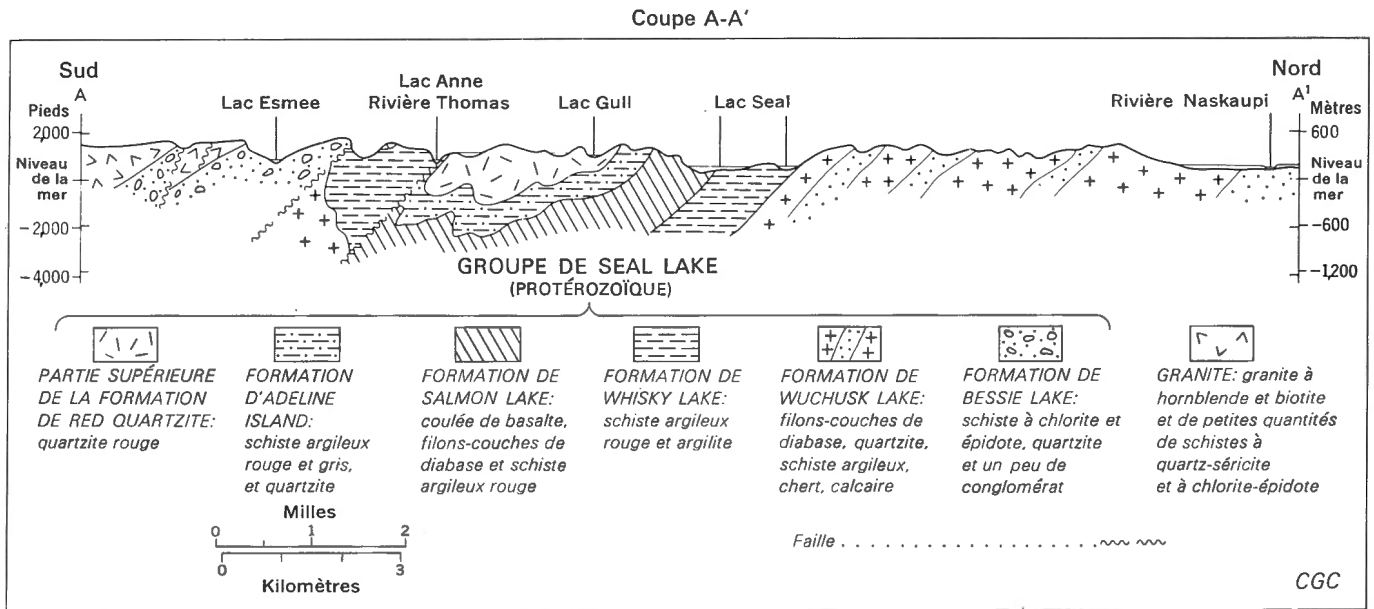


FIGURE IV-26. Coupe à travers la zone de plissements de Naskaupi (Seal Lake), province de Grenville (Labrador) (Brummer et Mann, 1961).

puissance de 20,000 pieds, et composée de chert interstratifié, de schiste argileux bigarré, de phyllade, d'argilite, de quartzite et de couches calcaires pénétrées d'épais filons-couches de diabase. La formation de Whiskey Lake, épaisse de 3,000 pieds, est composée de roches argileuses de diverses couleurs contenant un peu de quartzite rouge. La formation de Salmon Lake sus-jacente, également épaisse de 3,000 pieds, est composée de schiste argileux bigarré qui renferme des filons-couches de basalte amygdaloïde et de diabase. Elle est recouverte par la formation d'Adeline Island, épaisse de 1,400 pieds, et composée d'ardoise de diverses couleurs, de schiste argileux et de quartzite rose et blanc. La partie supérieure de la formation de Red Quartzite est formée de 2,600 pieds de quartzite rouge, renfermant des zones de cailloux.

Le groupe de Seal Lake a été plissé en un synclinorium arqué de 75 milles de long sur 28 milles de large et dont les plis sont déversés vers le nord. Un nombre de plis secondaires sont superposés à la structure principale. Au nord-ouest, des strates relativement horizontales du groupe de Seal Lake couvrent le plateau de Shipiskan. La plus grande partie des roches du groupe de Seal Lake montrent très peu les effets du métamorphisme régional, mais les cisaillements et la schistosité sont visibles près de la zone de chevauchement en bordure du granite dans le sud. La zone de chevauchement majeure est marquée par une mylonite d'une largeur de 100 verges.

La biotite et la hornblende du gneiss granitique recouvert en discordance par le groupe de Seal Lake ont été datées par la méthode au K-Ar et ont donné 1,430 m.a. et 1,350 m.a. respectivement. La muscovite du quartzite, sis à 3 milles au sud de la zone de la faille de chevauchement, et considéré comme un équivalent métamorphique du groupe de Seal Lake, a donné au K-Ar 975 m.a. Un basalte amygdaloïde a donné au K-Ar sur la roche entière 960 m.a. et un filon-couche

de diabase intrusif dans le groupe de Seal Lake a donné 865 m.a. Ces dates fournissent approximativement un âge minimum pour le groupe de Seal Lake.

Près d'Aillik, au Labrador, les roches du groupe d'Aillik sont constituées de quartzite avec des intercalations de roches carbonatées, d'ardoise et de conglomérat. Ces roches peuvent être en corrélation avec celles du groupe de Seal Lake. Elles ont été envahies par du granite et sont en partie granitisées. Des échantillons de biotite du gneiss granitique du sud-est du Labrador ont donné au K-Ar 960 et 1,095 m.a. Une biotite d'un granite en intrusion dans le groupe d'Aillik a donné 1,645 m.a. Cet âge a été obtenu d'un échantillon prélevé très près du front de Grenville et peut être anormal. Cependant, si cet âge est valable, il fournirait un âge minimum pour le groupe d'Aillik et éliminerait toute corrélation avec le groupe de Seal Lake.

Hadrymien

Le grès arkosique de Double Mer affleure au nord du lac Melville au Labrador. Il est relativement non déformé et peut être postérieur à l'orogénèse du Grenvillien. Kindle (1924) estime l'épaisseur minimum de cette unité à 500 pieds et la décrit comme étant composée de grès arkosique rouge mat, grossier et bien cimenté contenant des zones caillouteuses et, par endroits, de la stratification entrecroisée. Le contact inférieur de ce grès avec les roches sous-jacentes n'a pas été décrit. Les lits sont relativement horizontaux sauf où ils ont été basculés le long de faille.

Roches ignées intrusives

Les roches intrusives, de beaucoup les plus répandues et les plus typiques de la province de Grenville, sont celles de la

suite anorthosite-mangérite de l'Elsonien. L'origine de ces roches est controversée surtout en raison des complexités structurales et du métamorphisme résultant de l'orogénèse du Grenvillien. Elles sont peut-être génétiquement apparentées, mais la nature de cette parenté n'est pas clairement définie (Philpotts, 1966). L'évidence d'au moins une certaine différenciation *in situ* est souvent présente, mais on ignore s'il s'agit là d'un facteur important ou si la différenciation en profondeur ou l'assimilation de roches de l'écorce terrestre ont contribué au développement des divers types de roches. Généralement, des preuves géologiques indiquent que les roches anorthositiques se sont formées les premières et, fréquemment, des textures et des structures suggèrent une accumulation antérieure de cristaux de plagioclase. Les indices recueillis dans la province de Nain indiquent fortement que le magma basique a joué un rôle de premier plan. Heath (1966) a trouvé que les rapports initiaux Sr^{87}/Sr^{86} pour 15 massifs d'anorthosite de l'Amérique du Nord et de la Norvège se situaient dans l'étroit intervalle entre 0.703 et 0.706, ce qui confirme que le matériau d'origine était du magma basique provenant du manteau ou d'une couche inférieure de l'écorce terrestre. La présence, dans les roches anorthositiques, de structures stratifiées et de gros cristaux non zonés porte à croire à un très lent refroidissement dans un milieu non tectonique relativement tranquille. Dans le sud-ouest de la province de Grenville, les roches de la suite anorthosite-mangérite pénètrent le groupe de Grenville. Buddington (1962) a démontré que la mise en place du complexe anorthositique de la région des Adirondacks était antérieure à la profonde déformation du groupe de Grenville et que ce complexe s'est comporté comme une masse rigide au cours de la déformation. Dans le complexe anorthosite-mangérite de Morin, dans le sud-ouest du Québec, la forme des unités de roches et leurs relations conduisent à une conclusion semblable. L'intensité de la cataclase d'une large zone dans la partie est de l'intrusion est compatible avec la rupture d'une masse rigide.

Dans le nord de l'État de New York et dans le sud-ouest du Québec, les grands plutons anorthositiques des Adirondacks et de Morin sont à la périphérie des coupes les plus épaisses du groupe de Grenville. De petites masses intrusives de gabbro anorthositique pénètrent le groupe de Grenville, mais aucun gros massif. Pour les deux massifs ci-dessus, les toits paraissent ressembler plus ou moins à des dômes. Un levé gravimétrique effectué au-dessus de l'anorthosite des Adirondacks semble indiquer que ce massif a la forme d'un feuillet ou d'un lopolite. Les données sur l'intrusion anorthositique de Michikamau au Labrador (Emslie, 1965) indiquent également que ce massif a la forme d'un lopolite ou d'un entonnoir. Ces formes ne sont pas rares dans le cas de grandes intrusions basiques et signifient que le magma s'est étendu le long d'un horizon accessible préexistant. Elles portent à croire également que le contrôle principal de la position structurale des gros plutons anorthositiques a pu être la discordance entre le soubassement et l'épaisse succession sus-jacente, relativement non déformée, des sédiments du groupe de Grenville. La province de Grenville renferme d'autres roches intrusives d'une vaste variété de traits pétrographiques, de dimensions et de formes. Certaines sont typiquement des intrusions granitiques postorogéniques, mais probablement rares (pl. IV-20). La majeure partie de la province de Grenville peut représenter le milieu de la catazone, il est donc difficile de distinguer les intrusions synorogéniques des intrusions antérieures à l'orogénèse du Grenvillien.

Le sud-ouest de la province de Grenville renferme des roches alcalines. Les plus étudiées sont les syénites néphéliniques de l'est de l'Ontario sises à Blue Mountain, à Haliburton-Bancroft et à French River (Hewitt, 1960). Elles ont des caractéristiques similaires pétrographiques, de textures et de relations avec leur milieu. En général, les syénites néphéliniques sont gneissiques et sont, pour la plupart, conformes aux paragneiss encaissants. Les variétés pegmatitiques sont généralement transgressives. Dans le district d'Haliburton-

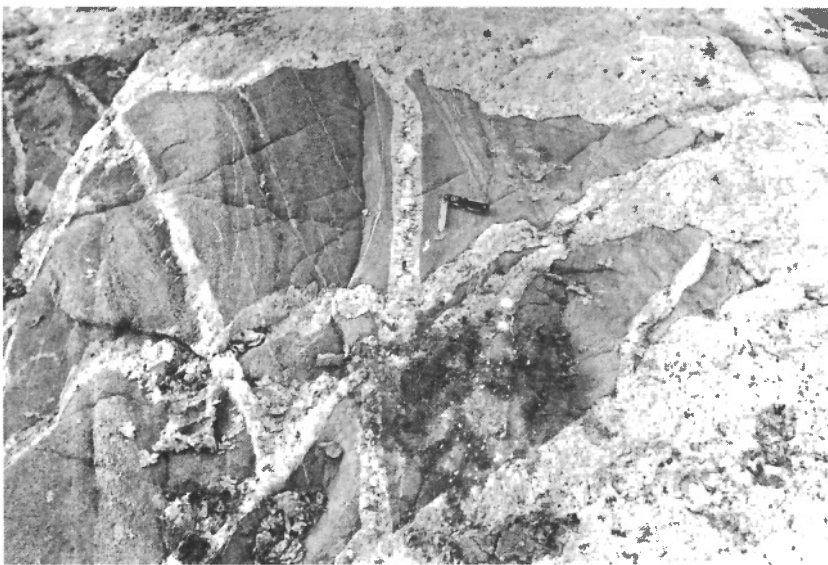


PLANCHE IV-20

Monzonite leucocrate à grain grossier du Grenvillien du pluton du lac Wolfe qui fait intrusion dans du gneiss à pyroxène, province de Grenville, Westport (Ont.).

Bancroft, des roches néphéliniques s'étendent le long d'une zone discontinue sur plus de 80 milles. Les masses individuelles excèdent rarement quelques centaines de pieds de large et deux à trois milles de long. De nombreux indices montrent que les roches encaissantes ont été néphélinisées. Les cantons de Glamorgan et de Monmouth contiennent des roches mafiques alcalines associées à la syénite néphélinique. Dans l'ouest du Québec, un stock de syénite alcaline à grain grossier comprend une certaine quantité de syénite néphélinique, et plusieurs petits plutons presque circulaires sont formés de syénite alcaline et de gabbro alcalin.

Quelques régions contiennent de petites masses de roches ultramafiques dont la plupart sont partiellement altérées en serpentine, en trémolite et en talc, mais s'y trouvent également de grandes quantités d'olivine non altérée. Dans le district de Gagnon-mont Wright, plusieurs petites masses de roches ultramafiques gisent avec des roches péridotitiques et un important complexe de gabbro. Dans la région de Bristol-Masham, une petite masse de péridotite contient jusqu'à 60 p. 100 d'olivine et d'enstatite mélangées à une certaine quantité de serpentine et un peu de magnétite et de trémolite. Dans la région du réservoir Gouin, deux masses de roches ultrabasiqes contenant de l'olivine, de l'augite, de la trémolite et du carbonate ont subi un certain degré d'altération.

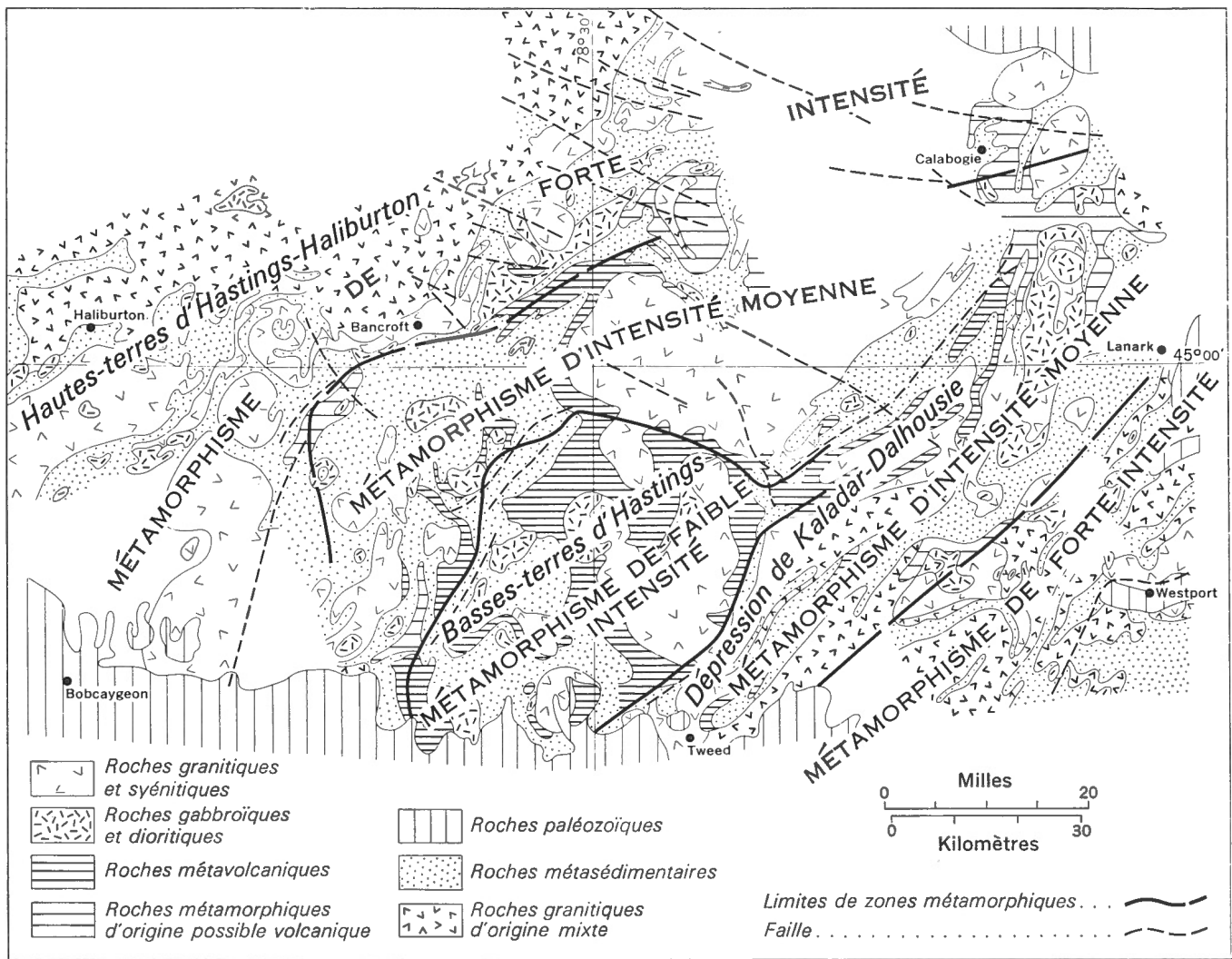
Postérieurement à l'orogénèse du Grenvillien, un certain nombre de phénomènes ignés ont eu lieu dans la province de Grenville en des endroits définis et à des temps différents. Dans le stock de Chatham-Grenville, près de Grenville, au Québec (Osborne, 1936), un faciès de syénite à grain grossier occupe la partie ouest et un faciès granitique, la partie est. Ces deux faciès renferment du pyroxène et de l'amphibole sodiques et les zones périphériques du stock sont du porphyre syénitique. La roche encaissante a subi des effets d'une cataclase et l'on croit que des dykes et des zones de microbrèches se sont formés lors de l'intrusion du stock. La hornblende de ce stock a donné au K-Ar 642 m.a., soit l'âge de l'Hadrymien. Une intrusion similaire pénètre le mont Rigaud tout proche. Quatre petits complexes intrusifs de roches alcalines s'étendent dans la région et près du lac Nipissing. La biotite de la petite masse de l'île Newman a donné au K-Ar 560 m.a. Un vaste système de dykes de diabase a une direction est-ouest à travers l'est de l'Ontario et l'ouest du Québec et se concentre au nord de la rivière Outaouais. Une datation au K-Ar sur la roche entière de ce système a donné un âge de 790 m.a. Cet âge s'accorde avec celui du stock de Chatham-Grenville estimé plus récent d'après des données géologiques. La biotite de trois échantillons d'un dyke de lamprophyre du voisinage d'Aillik, au Labrador, a donné un âge moyen de 570 m.a.

Métamorphisme

Dans la partie nord-ouest de la province de Grenville, le degré de métamorphisme régional est celui du faciès amphibolite à almandin. Du disthène gît dans les roches de composition appropriée dans les régions à proximité du front de Grenville. Les roches du faciès granulite sont réparties irrégulièrement, mais elles se trouvent surtout dans le sud-ouest de la province; la position approximative de l'isograde de métamorphisme entre les faciès amphibolite et granulite s'étend de la région près du lac Albanel vers le sud-ouest jusqu'à la rivière Outaouais, à l'ouest d'Ottawa (Osborne et Morin, 1962). Dans la partie sud-est de l'Ontario, les roches du groupe de Grenville du Paléohélikien ont été élevées au faciès granulite au cours de l'orogénèse du Grenvillien. Au nord-est, dans le district du mont Wright, les roches archéennes du faciès granulite ont subi les effets d'un métamorphisme régressif et ont été rétrogradées au faciès amphibolite. Il apparaît donc qu'il existe dans la province de Grenville des roches à haut degré de métamorphisme régional de plusieurs âges, mais il est difficile de distinguer les régions de ces roches en raison de l'absence de critères généralement applicables pour reconnaître et résoudre les effets du polymétamorphisme.

Dans des parties des basses-terres d'Hastings (fig. IV-27), des assemblages de minéraux du faciès schiste vert sont conservés, et d'autres critères tels que le caractère structural de la région et le mode de la mise en place du granite donne l'impression qu'il s'agit du milieu peu profond de la mésozone. En bordure de cette région, des roches à haut degré de métamorphisme indiquent un métamorphisme progressif associé à un changement dans le style structural; le caractère des plutons granitiques suggère un passage graduel vers le milieu de la catazone (Hewitt, 1962). Des gneiss à haut degré de métamorphisme, associés à des assemblages de minéraux du faciès amphibolite à almandin et du faciès granulite, sont typiques de la région des hautes-terres d'Hastings-Haliburton. Les plutons granitiques tendent à être des masses concordantes. Il y a des indications d'une métagénèse dans la formation des gneiss hybrides, des gneiss néphélinisés, de certaines amphibolites et des pyroxénolites métamorphiques. Une déformation par écoulement plastique est caractéristique. Le long de la limite sud des hautes-terres, s'étend une série de masses de granite et de gneiss granitiques hybrides qu'Hewitt considère comme du matériau granitique devenu mobile qui s'est déplacé par écoulement plastique pour constituer des dômes dans des conditions de métamorphisme typique de la catazone.

La limite entre les hautes-terres et les basses-terres n'est pas clairement définie (Best, 1966), mais il existe quelques indications de failles qui ont formé des zones de mylonite à pendage sud-est. Une bonne partie des basses-terres d'Hastings est recouverte par des roches au degré de métamorphisme faible et intermédiaire. Ces roches comprennent du schiste cristallin, de l'argilite, du calcaire «bleu» à grain fin, du marbre, de l'amphibolite, des roches métavolcaniques de basiques à siliciques et des roches pyroclastiques. Les structures primaires, comme la stratification entrecroisée, le granuloclassement vertical et la structure en coussins, sont généralement conservées. Les roches stratifiées plissées sont envahies par des plutons de syénite, de gabbro et de granite. Les migmatites sont rares. Les caractéristiques d'écoulement apparaissent seulement dans le marbre et sont peu nombreuses. Hewitt (1962) est d'avis que la région des basses-terres d'Hastings représente un milieu de la mésozone.



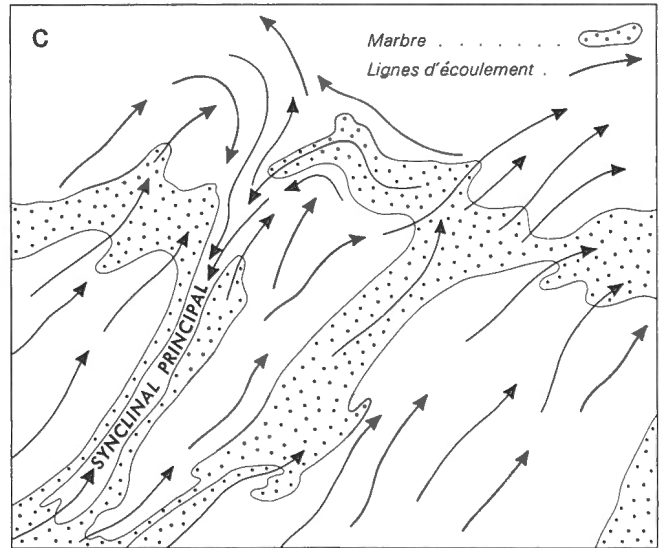
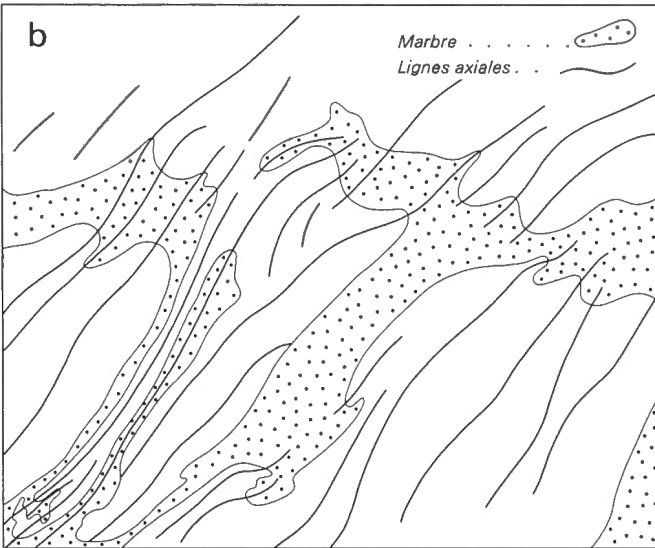
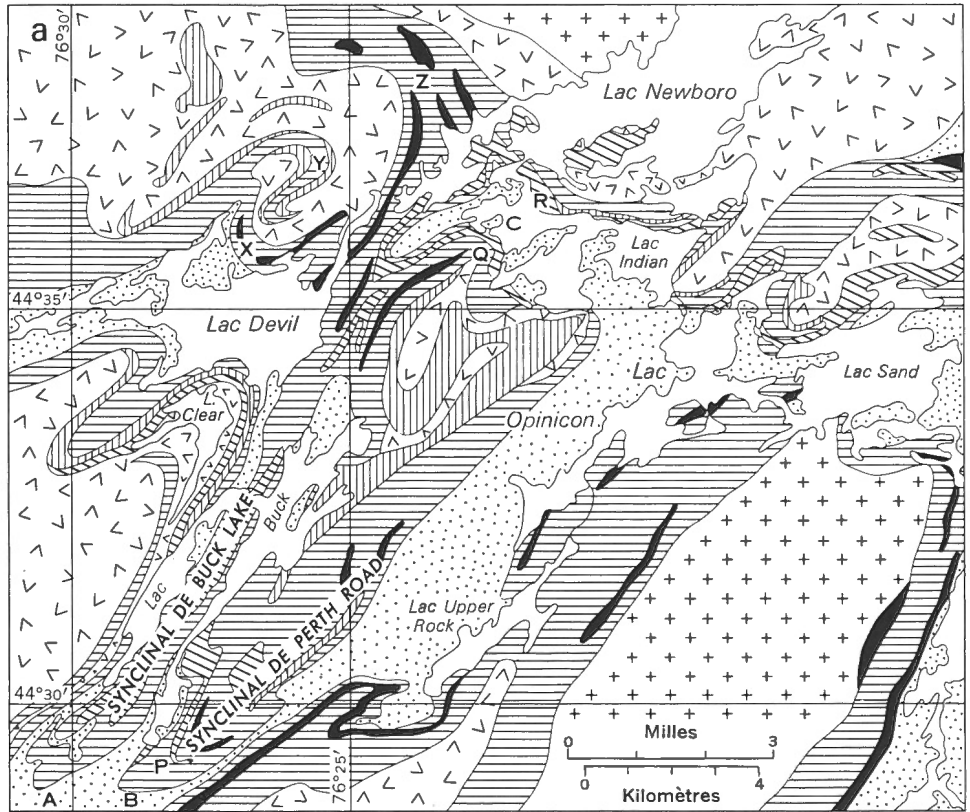
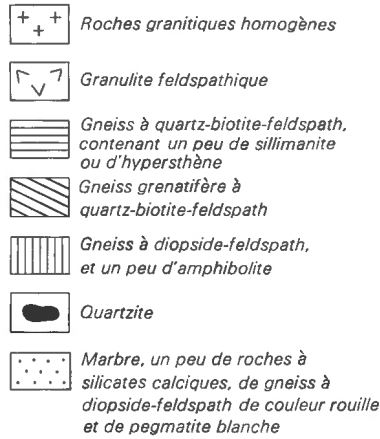
CGC

FIGURE IV-27. Géologie et zones métamorphiques d'une partie de la province de Grenville dans le sud-est de l'Ontario (Lumbers, 1964).

Le long de l'arche de Frontenac, le degré du métamorphisme s'accroît de la partie supérieure du faciès amphibolite au faciès granulite. Dans la région de Westport, Wynne-Edwards (1963) interprète les structures complexes comme le résultat d'un écoulement continu mais non uniforme (fig. IV-28). Il assure que les parties anticlinales, à l'avance plus rapide, se sont écoulées dans les fosses des zones synclinales adjacentes plus lentes et qu'en lieu un replissement simultané. Il interprète le réseau des plis apparemment replissés comme ayant été formés au cours d'une seule période de déformation, du fait que l'écoulement s'est effectué parallèlement aux plans des axes. On croit que le pluton concordant de Westport de monzonite quartzique a été mis en place le long d'un pli plongeant verticalement ou le long d'un tourbillon résultant de l'écoulement du marbre (Wynne-Edwards, 1957). Le pluton est considéré être de tectonique tardive ou post-tectonique et forme une masse cylindrique ou en forme d'entonnoir.

Âges isotopiques

Ces dernières années, il est devenu évident, notamment dans la province de Grenville, que les méthodes de déterminations d'âge ordinairement utilisées (K-Ar, Rb-Sr et U-Pb) et que les matériaux datés (divers minéraux et roches totales) ne datent pas nécessairement le même phénomène. L'âge moyen de 950 m.a. obtenu au K-Ar est généralement considéré comme l'âge de l'orogénèse du Grenvillien, soit du dernier métamorphisme régional important, cause d'une recrystallisation très répandue. Il se rapporte peut-être plus exactement au temps où les minéraux et les roches étaient refroidis au-dessous d'une certaine température critique, isolant ainsi le système isotopique. Les datations au K-Ar dans la province de Grenville peuvent donc être plus étroitement reliées aux degrés du soulèvement et de l'érosion qu'au point culminant de métamorphisme régional (Armstrong, 1966). Si des comparaisons peuvent être faites avec d'autres situations, on peut s'attendre



CGC

FIGURE IV-28. Géologie d'une partie de la région de Westport (Ont.) (Wynne-Edwards, 1963): a) Les plis plongent vers le nord-est à un angle moyen de 35°, de sorte que la carte est une coupe oblique à travers la structure. Les unités stratigraphiques se répètent à des niveaux structuraux successifs par replissement autour du même axe, B, C (marbre); X, Y, Z (gneiss); et P, Q, R (gneiss). b) Lignes axiales. c) Directions d'écoulement.

à ce que les âges au K-Ar de la biotite cernent étroitement le temps de la phase culminante de métamorphisme, dans les régions à faible degré de métamorphisme, plutôt que dans celles à haut degré, comme c'est généralement le cas dans une bonne partie de la province de Grenville. Les âges largement

répandus de 950 m.a. obtenus de la biotite par la méthode au K-Ar, bien que nettement applicables à l'orogénèse du Grenvillien, ne reflètent probablement pas le point culminant du métamorphisme qui, vraisemblablement, se situe environ 100 m.a. plus tôt, comme l'indique les datations du zircon

par les méthodes au Rb-Sr et au U-Pb. Armstrong insiste sur le point qu'il n'existe pas de relation de temps entre le métamorphisme et les phénomènes structuraux et que le métamorphisme embrasse une période plutôt qu'un âge précis (fig. IV-29).

Des âges isochrones au Rb-Sr sur de la roche entière et au U-Pb sur du zircon ont été obtenus seulement dans quel-

ques régions de la province de Grenville. Grant (1964) a obtenu au Rb-Sr un âge isochrone sur de la roche entière de roches granitiques qui chevauchent le front de Grenville au sud-ouest du lac Timagami. Les échantillons, prélevés sur une distance de 5 milles dans la province de Grenville, ont donné un âge isochrone de 2,350 m.a. Krogh et Hurley (1965) ont déterminé au Rb-Sr, sur de la roche entière, des âges de plusieurs roches du sud-est de l'Ontario. Le gneiss de Burleigh a donné un âge isochrone de $1,103 \pm 39$ m.a., ce qui a été interprété comme une longue période de métasomatose reliée à la formation du pluton. Un âge isochrone de $1,285 \pm 41$ m.a. a été déterminé sur la syénite à néphéline du mont Bleu dans le canton de Methuen. Le granite gneissique de Kaladar, adjacent au synclinorium de Kaladar-Dalhousie, a donné un âge isochrone de $1,035 \pm 42$ m.a. L'âge isochrone de $1,016 \pm 39$ m.a., déterminé sur le pluton de Westport, concorde avec l'interprétation géologique d'une mise en place tectonique tardive. La syénite de Gananoque a donné un âge isochrone de $1,096 \pm 50$ m.a. Le paragneiss à grenat-sillimanite-cordiérite de la région de Westport a donné un âge isochrone de $1,230 \pm 72$ m.a. Silver et Lumbers (1965) ont rapporté des âges obtenus par la méthode au U-Pb sur du zircon de l'est de l'Ontario. La métarhyolite faiblement métamorphisée des basses-terres d'Hastings a donné un âge de $1,310 \pm 15$ m.a. Du zircon extrait de roches plutoniques à travers la région a donné deux groupes d'âges principaux: $1,125 \pm 25$ m.a., et $1,250 \pm 25$ m.a. On trouve des plutons des deux groupes dans les hautes-terres d'Hastings-Haliburton et dans les basses-terres d'Hastings. Davis et coll. (1967) ont obtenu au Rb-Sr, sur de la roche entière dans la partie nord-ouest de la province de Grenville, des âges isochrones de $1,730 \pm 75$ m.a. pour le granite de French River, $1,500 \pm 75$ m.a. pour le granite de la région du lac Muskoka, et $1,330 \pm 70$ m.a. pour le granite au sud de North Bay (Ontario).

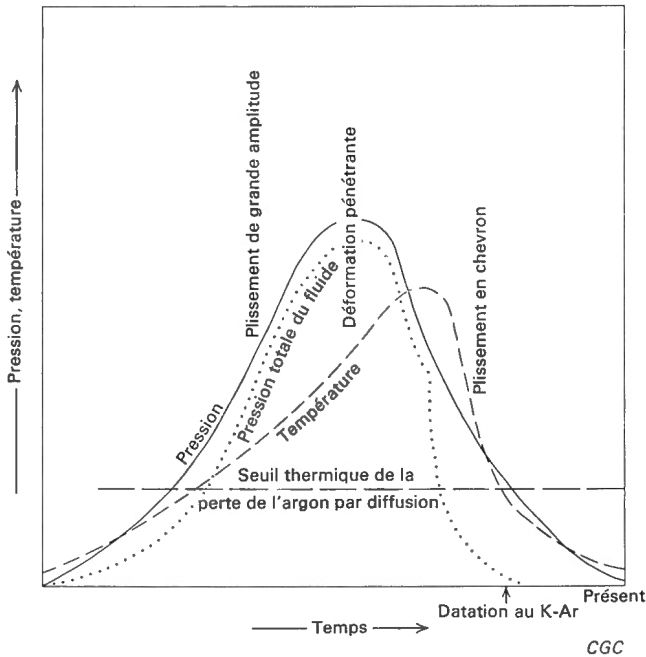


FIGURE IV-29. Relations déduites entre le temps, la température, la pression et la déformation dans la partie centrale métamorphique d'un orogène (Armstrong, 1966). Le point dans le temps déterminé par une datation au K-Ar a été localisé.

LES SYSTÈMES DE DYKES DE DIABASE

Les dykes de diabase du Précambrien et leurs roches génétiquement apparentées sont décrits avec la géologie régionale dans les sections précédentes de ce chapitre. La présente section a pour objectif de présenter une perspective plus cohérente de ces roches dans le temps et dans l'espace. Dans le passé, toute tentative d'étudier systématiquement les roches des dykes de diabase était rigoureusement restreinte par le manque de connaissance de leur répartition régionale et de leur âge. Récemment, la cartographie géologique et les levés aéromagnétiques ont établi la répartition régionale de presque tous les grands systèmes de dykes; il est actuellement évident que plusieurs des plus importants systèmes de dykes ont coupé entièrement le bouclier tel qu'il existait au temps de leurs intrusions. Plusieurs déterminations au K-Ar ont donné les âges approximatifs de la plupart des systèmes (fig. IV-30). La moyenne des âges est basée sur environ 100 datations (Fahrig et Wanless, 1963; Burwash et coll., 1963; Leech, 1966). Trois types de matériau ont donné au K-Ar des âges sensiblement concordants. Ce sont les roches figées en bordure des dykes, la biotite des dykes, et les micas des roches encaissantes

sis à un centimètre ou presque du contact du dyke. La corrélation des dykes de diabase entre eux et de leurs roches apparentées ont été aidées par la détermination de la nature du magnétisme rémanent (Fahrig et coll., 1965). Des positions similaires des pôles paléomagnétiques sont des indications positives de corrélation alors que des positions différentes sont des indices d'âges différents.

Les dykes de diabase sont généralement considérés comme les équivalents intrusifs des basaltes de plateau de type tholéitique. Dans les tholéites toute olivine présente réagit généralement avec l'orthopyroxène ou la pigeonite. L'augite pauvre en calcium est le pyroxène prédominant et la roche peut contenir du quartz interstitiel. Leurs normes renferment de l'hyperstène. L'autre groupe important de basaltes, les basaltes alcalins, renferme de l'olivine dont le développement s'est fait parallèlement à l'augite riche en calcium, et la pigeonite et l'hyperstène y sont rares ou absents. Ces basaltes ont de la néphéline normative. Il a été démontré que les divers systèmes de dykes du district de Mackenzie ont des teneurs

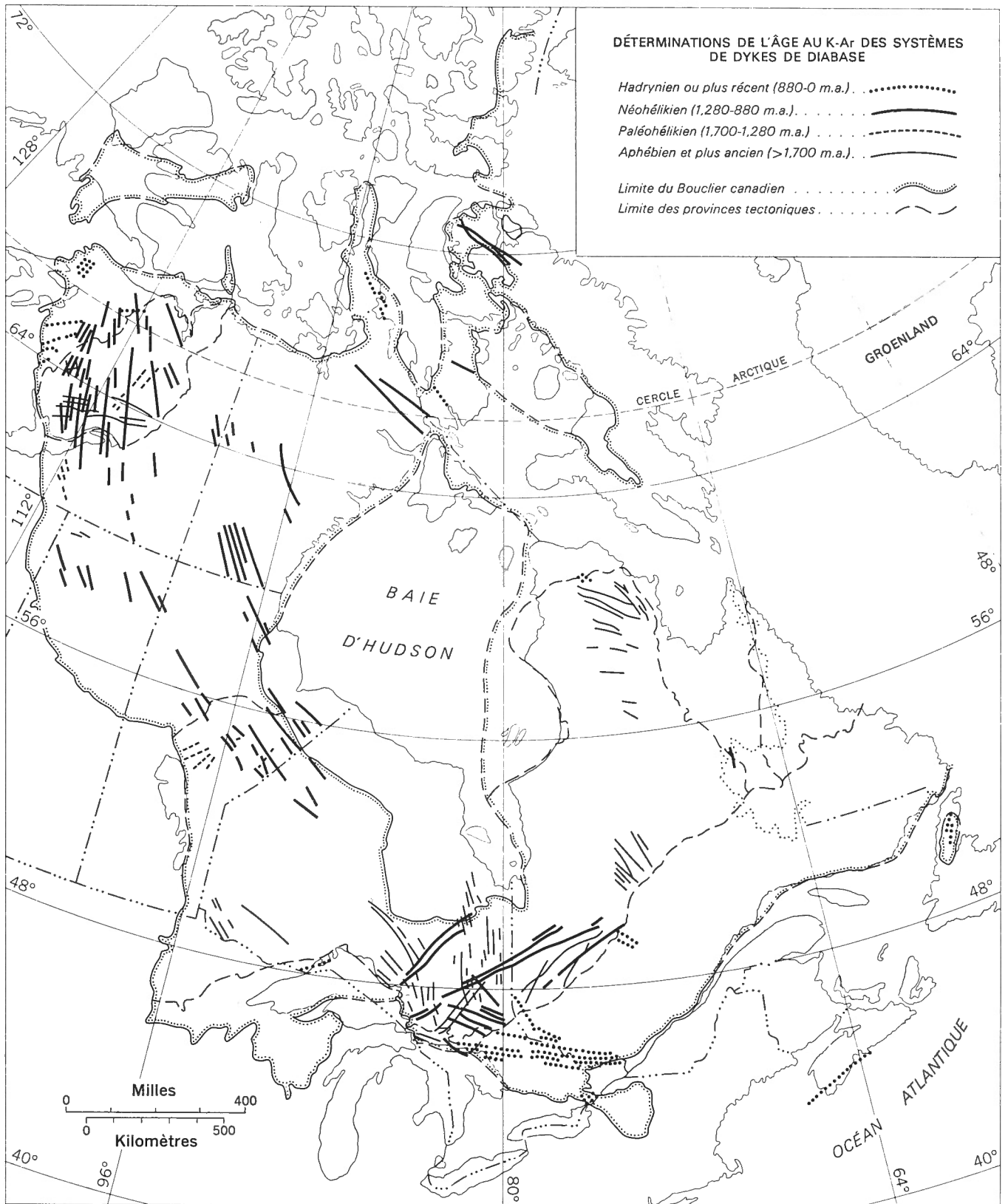


FIGURE IV-30. Systèmes de dykes de diabase du Bouclier canadien (W. F. Fahrig).



PLANCHE IV-21

Zone de contact entre un dyke de diabase et du granite près de Povungnituk, côte orientale de la baie d'Hudson, province du lac Supérieur (Québec).

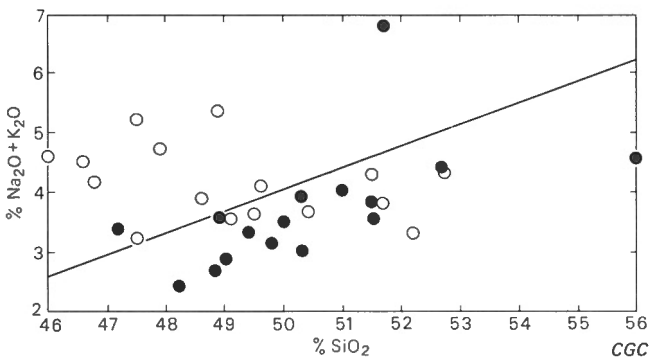


FIGURE IV-31. Rapport de la teneur en alcali et en silice des dykes de diabase du Bouclier canadien: Paléohélikien et plus ancien (cercles noirs); Néohélikien et plus récent (cercles blancs). La ligne diagonale sépare les roches à composition minérale tholéiitique (champ droit inférieur) des roches à composition minérale alcaline (G. A. MacDonald et T. Katsura).

différentes en K_2O qui sont typiques de chaque système (Burwash et coll., 1963). Leech (1966) a indiqué que l'accroissement en K_2O est relié à l'âge décroissant des systèmes et qu'il peut exister d'autres relations plus complexes. Par exemple, l'accroissement en alcalinité peut ne pas être une simple fonction de temps mais avoir été influencé par l'évolution tectonique des régions traversées par les dykes, et, dans ce cas, chaque région orogénique peut présenter une succession de systèmes de dykes basaltiques dont l'alcalinité augmente à

mesure que l'âge décroît. Le Bouclier canadien renferme des systèmes de dykes de diabase des deux types de basaltes: les basaltes tholéiitiques et les basaltes alcalins (Fahrig et coll., 1965). La moyenne des rapports alcali-silice de 31 systèmes de dykes de basalte (fig. IV-31) a été divisée en deux groupes: le Paléohélikien et plus ancien, et le Néohélikien et plus récent. L'alcalinité a tendance à augmenter à mesure que l'âge décroît. Il n'est pas question de division nette du fait qu'il existe au moins un système connu de basalte alcalin, antérieur au Néohélikien, et plusieurs systèmes de basalte tholéiitique du Néohélikien et plus récents. Au surplus, il se peut que certaines données présentées sur la figure pour quelques systèmes, soient des doubles, car quelques échantillons, bien que d'origines très distantes, peuvent être du même système. Il apparaît que les dykes de basalte alcalin sont intrusifs dans le craton et datent surtout du Néohélikien ou plus récents. Ce changement dans la chimie du basalte des dykes peut indiquer qu'une différenciation fondamentale a eu lieu dans le manteau. Cependant, il reste encore à établir si l'accroissement de l'alcalinité a été graduel ou si un changement plutôt brusque est survenu à une certaine phase, peut-être à la fin du Paléohélikien. La formule de Poldervaart et les rapports alcali-silice ont été employés là où les données chimiques appropriées étaient disponibles pour indiquer la relation entre le nombre de systèmes de dykes, leurs âges et leur classification (fig. IV-32). Du fait que les roches basaltiques ont fourni un volume

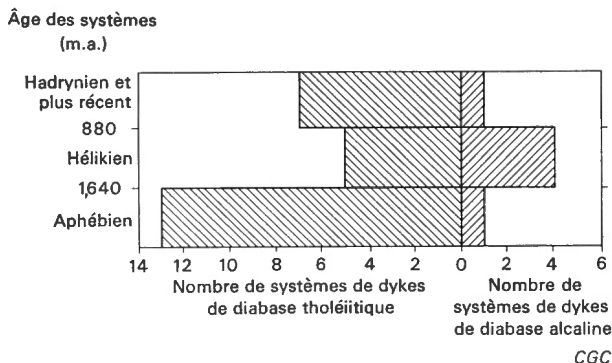


FIGURE IV-32. Classification des systèmes de dykes basaltiques d'après la formule de Poldervaart.

élevé de débris dans les bassins sédimentaires précambriens, le changement dans leur chimie devrait se refléter par une transformation progressive de la chimie des sédiments, des gneiss et des autres roches cristallines qui ont résulté de l'ultramétamorphisme des sédiments.

La présence de nombreux dykes de diabase d'âges divers indique que d'énormes volumes de matériaux des régions sises sous la croûte terrestre sont venus s'ajouter à l'écorce continentale au cours des temps géologiques. Ce matériau fournit le meilleur échantillon originaire du manteau supérieur et peut être extrait de l'intérieur des régions continentales; il fournit en outre d'importantes données sur la variation, selon les temps géologiques, de l'abondance d'éléments majeurs et mineurs provenant de zones sous la croûte terrestre. L'abondance des éléments producteurs de chaleur, K, U, Th, et les rapports isotopiques d'éléments comme S et Pb présentent un intérêt particulier. La figure IV-33 présente les rapports isotopiques du soufre des sulfures extraits de 21 dykes de diabase du Bouclier canadien dont l'âge s'échelonne de l'Aphébién au début du Paléozoïque. La $\delta^{34}\text{O}/\text{O}$ est une expression qui relie les rapports $\text{S}^{32}/\text{S}^{34}$ des échantillons à celui d'un échantillon standard, soit d'un échantillon de soufre extrait de la troilite de la météorite de Canon Diablo. Le groupement des valeurs $\delta^{34}\text{O}/\text{O}$ près du point zéro indique que les sulfures de ces dykes ont des rapports $\text{S}^{32}/\text{S}^{34}$ similaires à celui de la météorite. Cette valeur représente le rapport du soufre dans le basalte originaire de la partie supérieure du manteau.

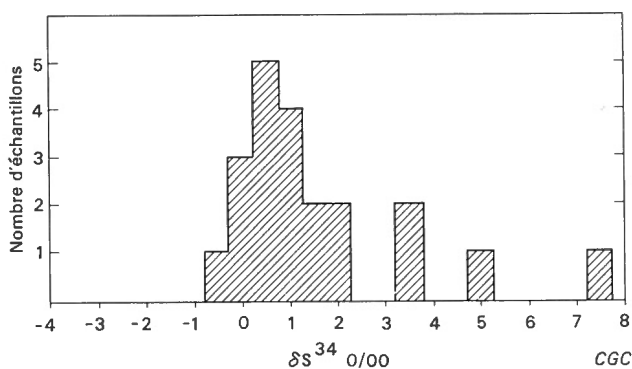


FIGURE IV-33. Rapports des isotopes du soufre contenu dans les sulfures des dykes de diabase du Bouclier canadien (Akira Sasaki).

Les dykes de diabase constituent probablement une indication de la nature des forces de tension dans l'écorce terrestre, dont quelques-unes, à l'échelle continentale, ont provoqué un étirement du continent (pl. IV-9, IV-21). Le mécanisme à l'origine de cette tension a vraisemblablement été plus intensif à certaines périodes et a entraîné une véritable fracturation des masses continentales. Les systèmes de dykes de diabase peuvent être considérés comme une indication directe de la dérive des continents. Ils ont en outre des caractéristiques d'une telle continuité que le réassemblage des masses continentales en protocontinent hypothétique exige que ces caractéristiques rectilignes passent d'un segment à un autre. Payne et coll. (1965) ont montré que si le Groenland et l'Écosse sont déplacés le long de trajectoires établies par des contours physiques et des études paléomagnétiques, les anciens systèmes de dykes datant de plus de 2,000 m.a., au Groenland, en Écosse et au Canada, sont répartis le long d'un même grand cercle (fig. IV-34). Ils expriment l'opinion que cette ligne continue d'intrusion d'une longueur de plus de 2,500 milles est une autre indication en faveur de la dérive des continents.

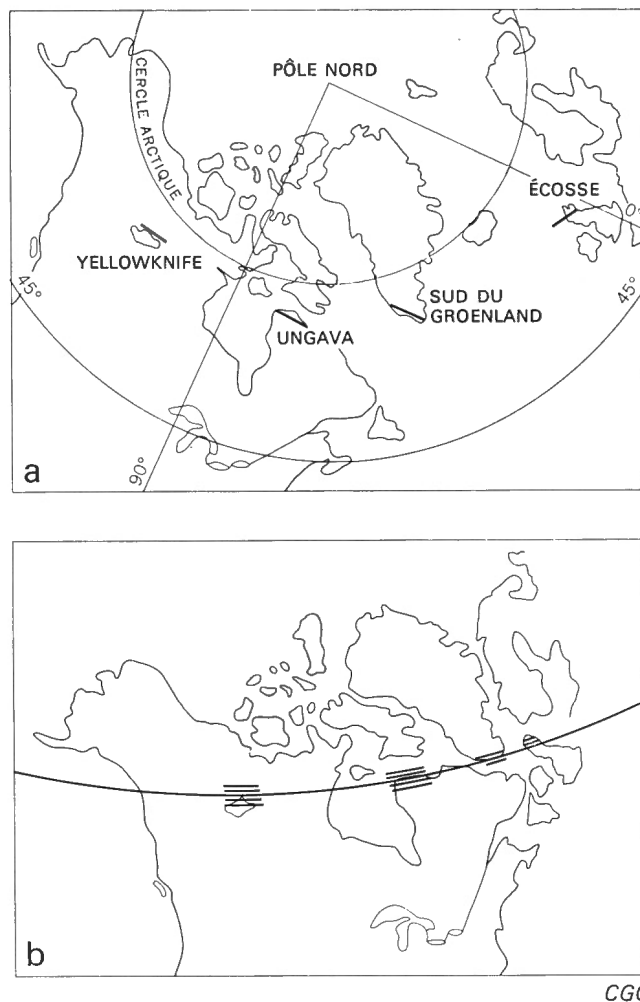


FIGURE IV-34. Systèmes de dykes de diabase, datant de 1,900 à 2,200 m.a. du Canada, du Groenland et de l'Écosse: a) position actuelle; b) restauration hypothétique dans la masse continentale de Laurasia (Payne et coll., 1968).

LES STRUCTURES DE MÉTAMORPHISME DE CHOC

Des structures presque circulaires dans le Bouclier canadien sont caractérisées par la présence d'effets de métamorphisme de choc tels que des brèches, des roches d'apparence volcanique et l'apparence anormalement vitreuse ou de porcelaine des roches encaissantes. Ces structures sont de simples dépressions en forme de bol à rebord surélevé de roche en place, ou des dépressions peu profondes avec rebord très bas ou sans rebord, mais ayant au centre une petite colline qui peut être plus élevée que le rebord. Les diamètres de ces dépressions varient entre 6,500 pieds et 38 milles. En général, les plus petites structures sont de simples dépressions et les plus grandes sont celles du type avec colline centrale, mais il existe des exceptions. Environ 16 structures sont connues (fig. IV-35). L'âge de la plupart de ces structures, dont environ la moitié sont associées aux sédiments paléozoïques, s'échelonne entre 200 et 450 m.a. Quelques structures canadiennes de métamorphisme de choc sont peut-être le résultat d'un impact météorite. Les autres résultent des processus géologiques associés à l'intrusion de roches ignées alcalines.

La brèche est polymictique et la grosseur des fragments très variable. Du verre peut être présent sous forme de fines esquilles dans la matrice, ou sous forme de billes et de rabats irréguliers. Le verre est de différentes sortes et montre dans un même fragment une variation rapide dans les propriétés. Dans certains cas, la matrice de la brèche peut être partiellement

soudée et présenter une structure de coulée. Fréquemment, des fragments de matériau non vitreux présentent les effets de métamorphisme de choc. Les brèches portent le nom de suévide. On trouve généralement ensemble plusieurs des caractéristiques du métamorphisme de choc, soit sur les fragments des brèches, soit dans les roches encaissantes. Il y a les traits caractéristiques en forme de plan comme le clivage fin et les lignes de glissements, qu'on observe généralement dans le quartz et le feldspath. Parfois on peut voir ces traits dans des échantillons macroscopiques de quartz sous forme de clivage très fin et uniformément espacé. Au microscope, ils apparaissent comme des lignes foncées, très peu espacées, et très nettes. L'orientation de ce clivage, parallèle au prisme de base (0001) et au rhomboèdre (0113) dans le quartz est particulièrement caractéristique du métamorphisme de choc. S'y trouve fréquemment du verre thétomorphique ayant conservé partiellement ou entièrement la forme de minéraux felsiques. Les minéraux mafiques sont peu affectés. Le verre de plagioclase (maskélynite) s'y rencontre plus couramment, mais s'y trouve aussi du verre de quartz. L'indice de réfraction et la densité de ces verres sont plus élevés que ceux des minéraux à l'état de fusion. Le verre fondu contenant des vacuoles et de la structure fluidale striée y est moins fréquent. Il y a des zones de microfractures (*kink bands*) sur la biotite, et parfois sur la hornblende. S'y trouvent également des cônes de pression à

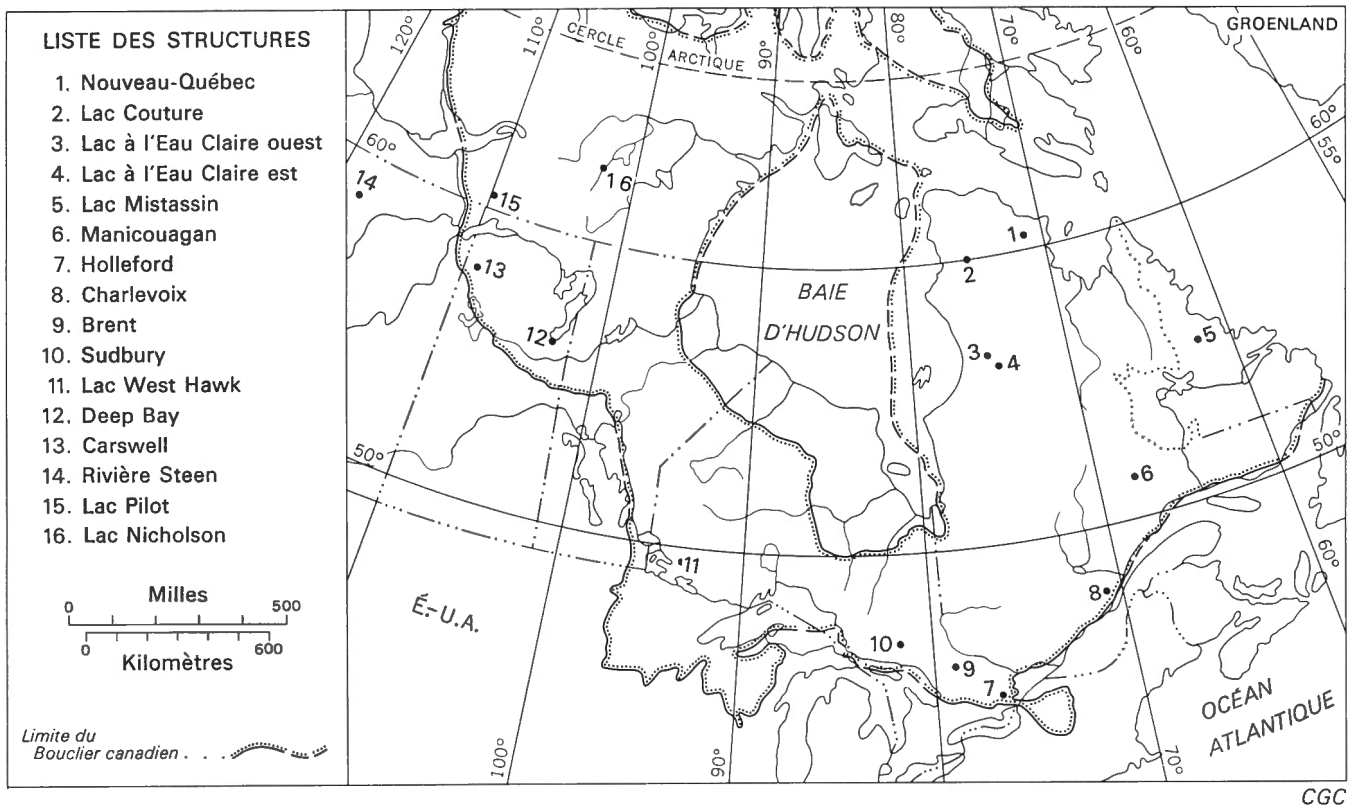


FIGURE IV-35. Emplacement des structures de métamorphisme de choc dans le Bouclier canadien (K. L. Currie).

surface marquée de stries parasites rayonnantes (structure en queue de cheval). Les cônes se présentent sous forme de moulages positifs et négatifs.

Les roches encaissantes sont généralement fracturées d'une façon peu courante dans ou à proximité des sites de métamorphisme de choc. Les diaclases ont des surfaces rugueuses parfois enduites de blanc. Le nombre de systèmes de diaclases est anormalement élevé et la régularité de leur disposition anormalement faible. Les systèmes régionaux de diaclases du voisinage sont ordinairement déviés. Des failles normales de petites dimensions s'étendent sur le rebord des structures. Les roches à apparence ignée, c'est-à-dire celles à textures de roches ignées normales, sont aphanitiques ou à grain fin et renferment quelques enclaves ou, parfois, n'en contiennent aucune. Dans certains cas, les zones de contact avec les roches encaissantes sont définies; en d'autres, elles passent graduellement d'une zone riche en enclaves, à des brèches. Des dykes y sont courants mais petits et courts. Ceux qui ont été analysés ont une composition andésitique ou dacitique de modérément à fortement alcaline.

Un certain nombre de structures de métamorphisme de choc semblent être des dépressions en forme d'entonnoir formées par une masse de brèches qui se rétrécit vers le bas. Dans le voisinage de ces structures, il ne s'est produit ni subsidence des roches encaissantes sur une grande surface ni soulèvement. Les autres, au soulèvement central, présentent des affaissements de leurs rebords le long de grandes failles. Ces affaissements et le soulèvement du centre de la structure ont eu pour effet de conserver quelques roches sédimentaires anciennes, généralement du Paléozoïque. Les effets de métamorphisme de choc sont généralement intenses dans la partie

centrale où il y a eu soulèvement. Il semble que les roches volcaniques ont été expulsées à partir de fissures à proximité de l'extérieur de la structure.

Le cratère du Nouveau-Québec est un cratère simple de la fin du Pléistocène, légèrement altéré par les glaces, d'un diamètre de 10,400 pieds et de 825 pieds de profondeur (Currie, 1965). Le gneiss granitique de son rebord est altéré hydrothermiquement en épidote et en calcite. Les diaclases régionaux près du cratère sont profondément déviés. Deux blocs erratiques renfermant du verre thétomorphique dans une matrice de matériau volcanique ont été trouvés au sud-ouest du cratère. Une anomalie gravimétrique négative presque circulaire de 6 milligals semble indiquer la présence de brèches sous la structure.

Le cratère de la partie ouest du lac à l'Eau-Claire (Bostock, 1968) est une dépression presque circulaire de 20 milles de diamètre, aux limites formées de vastes courbes (pl. IV-22). Au centre s'étend un anneau d'îles, d'un diamètre extérieur d'environ 8 milles sur un demi-mille de largeur. La succession stratigraphique dans ces îles comprend des roches encaissantes altérées et fracturées avec des restes de calcaire ordovicien, des brèches à verre coupées de brèches légèrement différentes, de la dacite riche et pauvre en enclaves. La dacite est remarquablement plus riche en potasse et en magnésie et plus pauvre en soude que les roches encaissantes. La moyenne de deux datations au K-Ar est de 290 m.a. Des forages ont montré que les dykes de dacite s'étendent jusqu'à au moins 1,300 pieds de profondeur. S'y trouvent des filonets de roches ultrabasiques exceptionnellement alcalines d'une minéralisation hydrothermale complexe de gypse, de tétraédrite et de millérite. Une anomalie de Bouguer, négative et

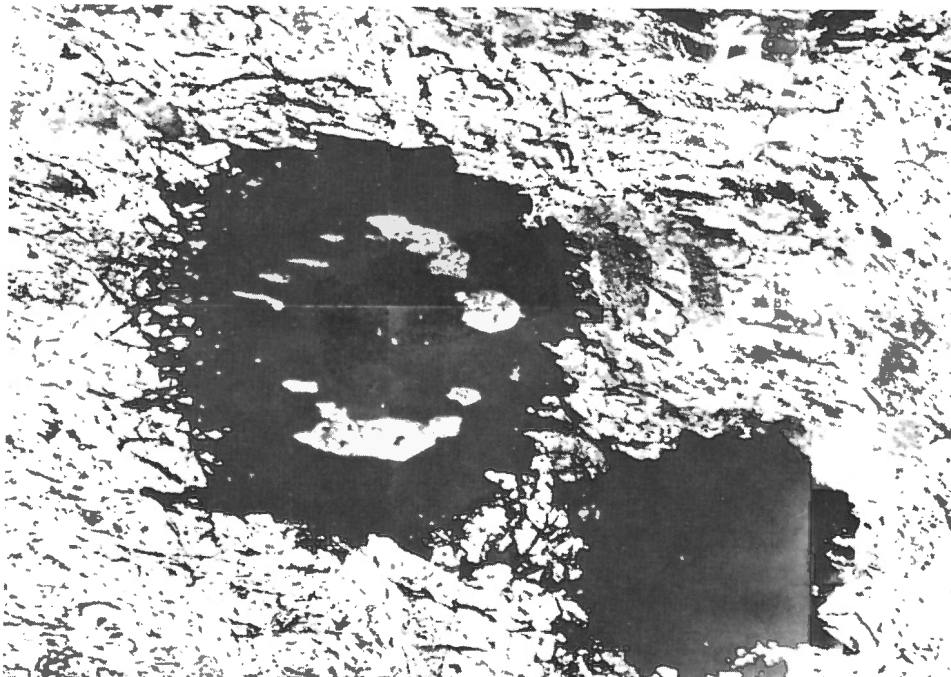


PLANCHE IV-22

Mosaïque de photographies aériennes verticales de la structure de métamorphisme de choc du lac à l'Eau-Claire (Québec).

de forme irrégulière, de 8 milligals s'étend au-dessus du cratère. Sur les hauts-fonds dans le centre du lac, des roches encaissantes présentent des effets d'un métamorphisme intense de choc. Le cratère de la partie est du lac à l'Eau-Claire forme un bassin carré, d'environ 14 milles de côté et séparé de la partie ouest du lac à l'Eau-Claire par un écran d'îles (Dence, 1968). La plus grande partie de ce lac a une profondeur de plus de 300 pieds. La partie centrale soulevée est formée de roches du soubassement fracturées, mais presque pas métamorphosées; ses dimensions restent incertaines. Elle est entourée d'au moins 300 pieds de roches massives, bréchiques à massives, de couleur sombre et d'apparence ignée. Une simple anomalie gravimétrique de Bouguer, presque circulaire et négative, d'environ 10 milligals, s'étend au-dessus du cratère.

Le cratère le plus grand et le plus complexe au Canada est le cratère octogonal de Manicouagan, d'un diamètre de 38 milles. Le pic central est rectangulaire, mesure environ 6 milles sur 12 et domine ses alentours d'au moins 1,700 pieds. Tous les traits caractéristiques de métamorphisme de choc, donnés antérieurement, sont présents dans la région centrale du soulèvement. Trois variétés distinctes de roches ignées s'y rencontrent. Des pipes et de petits écoulements de méiméchite et de basalte alcalin constituent les roches ignées les plus anciennes et de gros volumes de trachyandésite et de larvikite forment les roches plus récentes. L'ordre de la succession stratigraphique est similaire à celui du lac à l'Eau-Claire, mais les brèches en sont presque absentes. La moyenne d'un grand nombre de datations au K-Ar atteint 210 m.a.

Le cratère de Brent, en Ontario, est une simple structure sans rebord, d'environ 11,000 pieds de diamètre, comblé de roches sédimentaires non déformées de l'Ordovicien, d'une

puissance de 800 pieds (Dence, 1968). Sous-jacents à ces roches, s'étendent 2,000 pieds de brèches montrant des effets du métamorphisme de choc et traversées de dykelets d'alnoïte. Les nodules de carbonate dans les dykelets ont des proportions isotopes d'oxygène typiques des carbonatites. A 2,900 pieds de profondeur, s'étend une masse de trachyte hyperpotassique au-dessous de laquelle la structure bréchique disparaît rapidement. Une datation de l'alnoïte a donné 590 m.a. et trois déterminations d'âge du trachyte ont donné une moyenne de 330 m.a. Les roches encaissantes contiennent des dykes de lamprophyre de répartition rayonnante par rapport au cratère.

La structure de Carswell, en Saskatchewan, a un diamètre de 24 milles et comprend un anneau extérieur formé de la dolomie de Carswell à plissements complexes, affaissée le long de failles dans la formation d'Athabasca du Paléohélien, et en un noyau intérieur de roches cristallines de l'Archéen ou de l'Aphébien. Les déplacements le long des failles seraient de l'ordre de 4,000 pieds. On y trouve de la trachyandésite sous forme de dykes. Datés par la méthode au K-Ar, ces dykes ont donné 475 m.a. Les roches du soubassement contiennent des cônes de pression peu développés. Les roches sédimentaires ne présentent pas d'effets de métamorphisme de choc. Des indications certaines de l'action de pressions ultrafortes n'ont pas été trouvées dans les régions canadiennes à métamorphisme de choc (compte tenu de l'exception douteuse d'un gîte de coésite). La théorie de l'impact n'explique pas la présence des blocs de roches compactes soulevées dans la partie centrale de huit de ces structures. La présence de roches ignées alcalines dans au moins quatre cratères, notamment la présence de roches alcalines ordinairement associées à l'activité explosive, favorise fortement une origine endogène dans au moins quelques-uns de ces cratères.

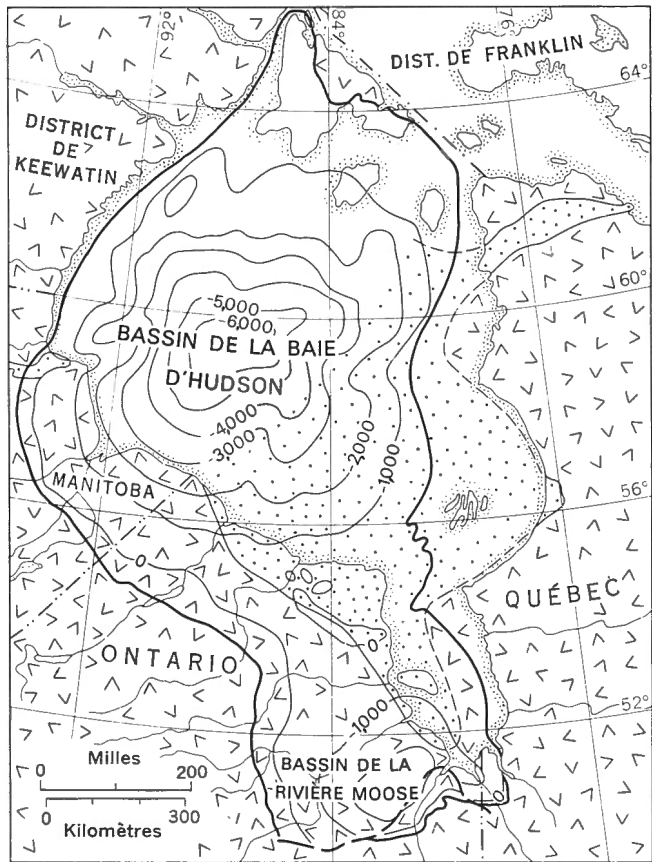
LA PLATE-FORME DE LA BAIE D'HUDSON*

La plate-forme de la baie d'Hudson s'étend dans la partie centrale du Bouclier canadien et comprend les restes des bassins sédimentaires de la rivière Moose et de la baie d'Hudson. Le bassin de la rivière Moose, le plus petit, borde et se prolonge sous la baie James. Le bassin de la baie d'Hudson, au nord, est en majorité recouvert par la baie d'Hudson, seules émergent quelques parties au nord des basses-terres de la baie d'Hudson, et sur les îles Southampton, Coats et Mansel. Sépare ces deux bassins, l'arche de Cape Henrietta-Maria à direction nord-est (fig. IV-36). Les provinces du lac Supérieur et de Churchill, deux provinces tectoniques du Bouclier canadien, bordent et se prolongent sous la plate-forme de la baie d'Hudson. Leurs limites s'étendent des environs de la rivière Nelson, au Manitoba, vers l'est et le sud-est sous la couverture paléozoïque du bassin de la baie d'Hudson pour réapparaître dans l'enclave de Sutton de l'arche de Cape Henrietta-Maria; de là, elles se prolongent sous les roches paléozoïques et mésozoïques du bassin de la rivière Moose sous la baie James, jusqu'à la côte est de la baie

d'Hudson. A l'intérieur de la province du lac Supérieur, les roches plutoniques de l'Archéen constituent la plus grande partie du soubassement précambrien. Les roches du Protérozoïque prédominent dans la province de Churchill; quelques-unes sont des roches cristallines plutoniques et d'autres, comme dans l'enclave de Sutton, sont des roches sédimentaires légèrement altérées et peu déformées de l'Aphébien.

Les strates du Phanérozoïque de la plate-forme de la baie d'Hudson consistent en roches sédimentaires non déformées à faiblement inclinées (fig. IV-37). Dans le bassin de la rivière Moose, les roches de l'Ordovicien, du Silurien et du Dévonien sont représentées par une variété de faciès marins peu profonds formés de grès, de schiste argileux, de calcaire, de dolomie et d'évaporite sous-jacents aux sédiments non marins du Crétacé inférieur. Leur épaisseur totale atteint environ 2,500 pieds dans la partie méridionale du bassin. Dans le bassin de la baie d'Hudson, des roches similaires de l'Ordovicien, du Silurien, du Dévonien inférieur et du début du Dévonien moyen sont représentées sur le continent où elles

*En dernier lieu, on a adopté l'appellation «plate-forme d'Hudson» de préférence à «plate-forme de la baie d'Hudson».



RÉPARTITION DES ROCHES, À LA SURFACE
ET EN PROFONDEUR CGC

APHÉBIEN	ARCHÉEN ET APHÉBIEN
Sédiments	Roches cristallines

Limite du Paléozoïque ————
 Faille - - - - -
 Lignes de contours sur la surface
 précambrienne (référence: le niveau de la mer) - - - - -2000-

FIGURE IV-36. Configuration des roches précambriennes sous la plate-forme du Paléozoïque de la baie d'Hudson (modifié de Hobson, 1967).

atteignent une épaisseur d'environ 3,000 pieds, au Manitoba. Dans la partie septentrionale du bassin, seules les roches ordoviciennes et siluriennes affleurent dans les îles Southampton, Coats et Mansel. Une succession du Phanézoïque plus épaisse, d'environ 6,000 pieds, telle que déterminée par des levés géophysiques (Hobson, 1967) est présumée en place au large de la côte, dans la partie centrale du bassin sous la baie d'Hudson. Des buttes-témoins du Paléozoïque parsèment le Bouclier canadien, au lac à l'Eau-Claire, au lac Waswanipi, au lac St-Jean, au lac Nipissing, au lac Témiscamingue, au lac Manicouagan et à Mattawa. Les bassins de la baie d'Hudson et de la rivière Moose se trouvent actuellement séparés par des portions du Bouclier canadien du bassin de Williston, au sud-ouest, et des bassins de Michigan et de Québec, au sud. L'arche de Bell à direction nord-ouest marque la limite sep-

tentrionale du bassin de la baie d'Hudson, à travers l'île Southampton et borde le bassin de Foxe dans la partie sud-est de la plate-forme de l'Arctique.

LE PALÉOZOÏQUE

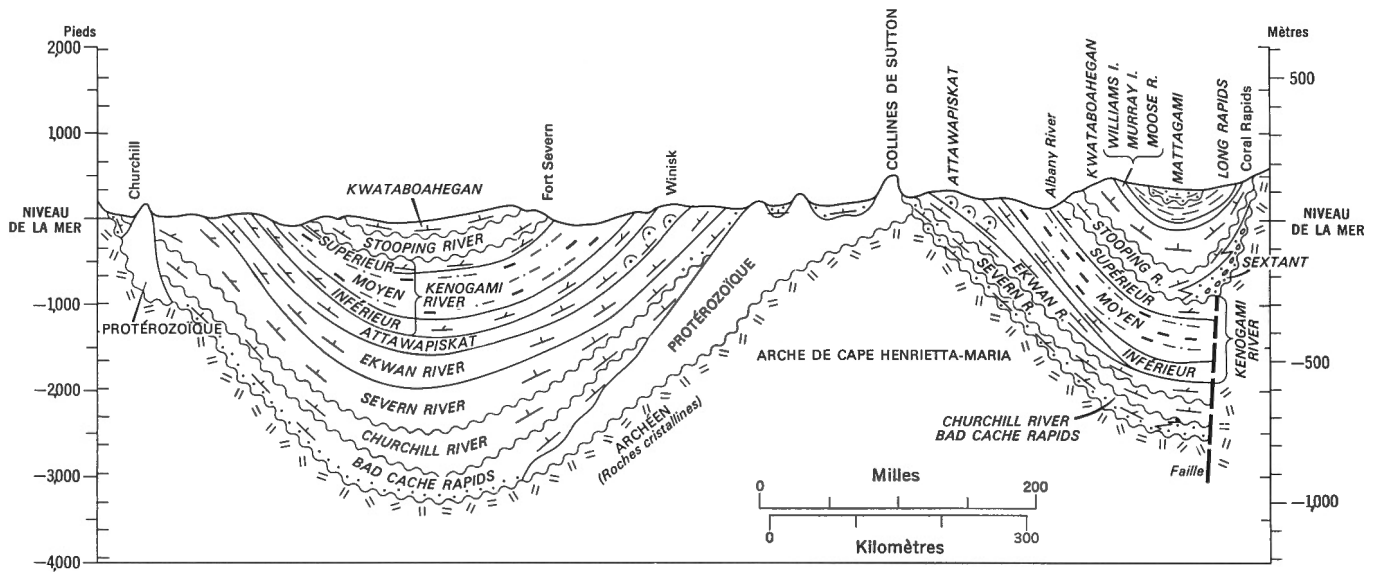
Ordovicien

Résumé tectonique

Bien que la première transgression marine de grande ampleur du Paléozoïque, de la partie méridionale du Bouclier canadien, se soit produite au cours de l'Ordovicien moyen (Wilderness), il est possible que ce ne soit pas antérieurement à l'Ordovicien supérieur (Édénien) que les mers aient envahi finalement la partie centrale du Bouclier canadien pour former le dépôt des roches de la succession de la plate-forme de la baie d'Hudson (fig. IV-38). Durant l'Édénien, de l'arkose, du grès orthoquartzitique et du schiste argileux se sont déposés sous forme d'un mince placage sur la surface irrégulière du Précambrien, et ont été recouverts par des calcaires fossilifères marins et d'un peu de dolomies (pl. IV-23). Au cours du Maysvillien s'est produit probablement un soulèvement de certaines parties du Bouclier canadien, notamment des arches de Servern et de Fraserdale. Simultanément, le long de la bordure méridionale du bassin de la baie d'Hudson, l'Édénien était tronqué par les effets de l'érosion et, s'il existait, ce phénomène l'a entièrement enlevé du bassin de la rivière Moose, au sud de l'arche de Cape Henrietta-Maria. Au cours du Richmondien, une autre immense transgression marine a relié de nouveau les plates-formes de la baie d'Hudson, du Saint-Laurent, de l'Intérieur et de l'Arctique. Durant cette phase, des calcaires fossilifères se sont déposés le long des bordures actuelles de la plate-forme de la baie d'Hudson et ont donné place à des calcaires dolomitiques et à des dolomies, à interstratifications de gypse ou d'anhydrite dans le bassin central de la rivière Moose, et peut-être aussi dans la partie centrale du bassin de la baie d'Hudson. L'arche de Fraserdale, au sud du bassin de la rivière Moose, formait une haute-terre à partir de laquelle était dérivés des débris grossiers représentés par le grès déposé le long de la bordure méridionale du bassin.

Ordovicien supérieur

Les roches du début de l'Ordovicien supérieur (Édénien) dans le bassin de la baie d'Hudson constituent le groupe de Bad Cache Rapids et peuvent être également présentes dans le bassin de la rivière Moose. Le groupe se divise en deux formations (Nelson, 1964). La formation de Portage Chute, à la base, consiste en arkose, en grès orthoquartzitique, en grès argileux ou calcaire et en schiste argileux, d'une épaisseur de 4 à 13 pieds, recouverts par 71 pieds de calcaire de couleur gris pâle, microcristallin, dolomitique, par endroits bioclastique et nodulaire. Elle repose sous la formation de Surprise

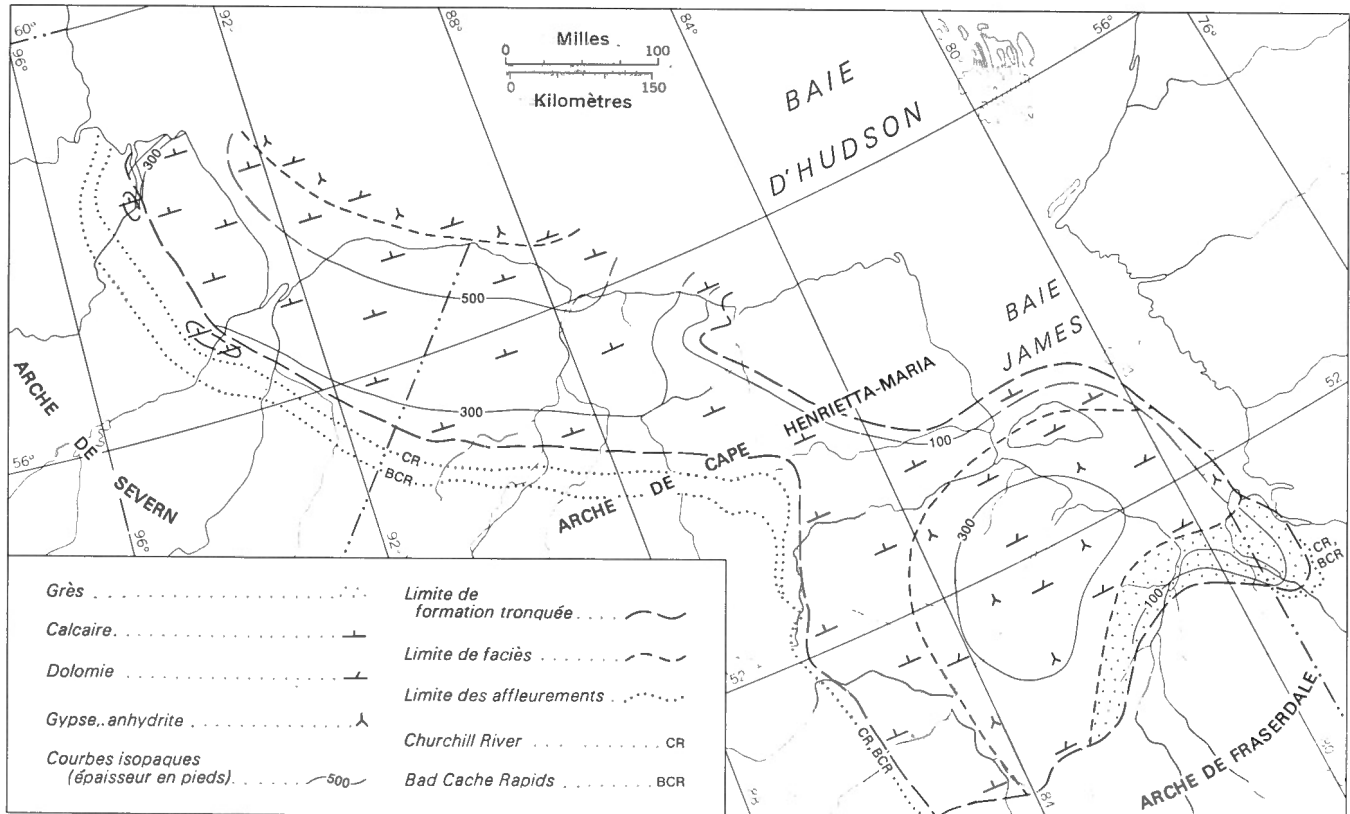


PARTICULARITÉS DE LA SÉDIMENTATION

- | | |
|-----------------------|-------------------------------------|
| Conglomérat | Dolomie |
| Grès | Sable et schiste argileux |
| Mudstone | Bioherme |
| Siltstone | Limite de faciès |
| Calcaire | Discordance |

CGC

FIGURE IV-37. Coupe transversale des roches du Phanérozoïque de la partie sud de la plate-forme de la baie d'Hudson (B. V. Sanford et A. W. Norris).



CGC

FIGURE IV-38. Faciès et épaisseur des roches de l'Ordovicien supérieur de la partie sud de la plate-forme de la baie d'Hudson (Sanford et Norris).



PLANCHE IV-23. Le groupe de Bad Cache Rapids de l'Ordovicien supérieur en discordance sur du gneiss granitique du Précambrien, fleuve Churchill (Man.)

Creek composée de 64 pieds de calcaire dolomitique, cherteux, finement cristallin, de couleur marron pâle jaunâtre et gris marbré. Un assemblage lithologique et faunique similaire recouvre les roches cristallines précambriennes dans l'île Southampton (Nelson et Johnston, 1966); il semble donc que les roches du groupe de Bad Cache Rapids se trouvent largement réparties sous la baie d'Hudson. Des roches partiellement équivalentes à celles du groupe de Bad Cache Rapids se trouvent en outre dans les buttes-témoins du lac à l'Eau-Claire, à l'est de la baie d'Hudson, et en deux endroits isolés à l'ouest de la baie. Le groupe de Bad Cache Rapids est fauniquement et lithologiquement similaire à la formation de Red River de la région du lac Winnipeg dans le sud du Manitoba (Nelson, 1964).

Le groupe de Churchill River de la fin de l'Ordovicien supérieur (Richmondien) recouvre en discordance le groupe de Bad Cache Rapids dans le bassin de la baie d'Hudson. Les strates du groupe de Churchill River affleurent dans la partie

ouest des basses-terres de la baie d'Hudson, mais elles sont en contact de faille avec les roches précambriennes le long de la bordure sud-ouest du bassin de la rivière Moose. Elles affleurent aussi immédiatement au sud de la baie James et dans l'île Southampton au nord de la baie d'Hudson. Le groupe de Churchill River dans la partie sud du bassin de la baie d'Hudson se divise en la formation de Caution Creek, d'une épaisseur de 42 pieds, formée de calcaire dolomitique, cryptocristallin bioclastique, de couleur marbrée gris à gris jaunâtre et marron et en la formation sus-jacente de Chasm Creek, épaisse de 190 pieds, constituée de calcaire microcristallin, massif à stratifié en lits de matériaux détritiques, de couleur gris jaunâtre pâle à chamois, et fucoïde par endroits (Nelson, 1964). Une succession lithologique et faunique similaire se rencontre dans l'île Southampton, à l'exception au sommet, des calcaires à grains fins de couleur gris brunâtre pâle à interstratifications par endroits de schiste bitumineux d'un brun foncé (Nelson et Johnson, 1966). Dans la partie centrale du bassin de la rivière Moose, des roches, probablement équivalentes à celles du groupe de Churchill River, comprennent environ 300 pieds de dolomie microcristalline de couleur gris-marron à interstratifications de gypse et d'anhydrite. En direction de la bordure méridionale du bassin, la dolomie devient progressive-

ment plus arénacée et se transforme graduellement en 70 pieds d'arkose, de conglomérat à cailloux de granite, d'un peu de schiste argileux, de grès dolomitique jaunâtre et de dolomie sablonneuse en bordure du Bouclier canadien (Remick, Gillain et Durden, 1963).

Le groupe de Churchill River est en corrélation avec la formation de Stoney Mountain du sud du Manitoba (Nelson, 1964), et est contemporain des formations de Queenston, de Kagawong et de Meaford du sud de l'Ontario. La butte-témoin du lac St-Jean renferme des strates équivalentes, la butte-témoin du lac Témiscamingue n'en renferme pas. Il est donc possible que cette dernière région n'ait pas subi de transgression marine.

Silurien

Résumé tectonique

Bien qu'une bonne partie de la partie sud du Bouclier canadien ait subi la transgression marine au cours de l'Alexandrien, il semble que la plate-forme de la baie d'Hudson émergeait. Au début du Niagarien, la mer a envahi le bassin Williston et les plates-formes de la baie d'Hudson et de l'Arctique et y a laissé d'épais dépôts de calcaire (fig. IV-39). La sédimentation de la fin du Niagarien sur la plate-forme de la baie d'Hudson a été caractérisée par une formation importante de récifs comparables à leurs développements dans la région

des Grands lacs du Canada et des États-Unis (fig. IV-40). Un faciès récif marginal s'est formé sur les flancs des bassins de la baie d'Hudson et de la rivière Moose donnant place au faciès inter-récifs dans les parties centrales des bassins plus rapidement effondrées. Au cours du Silurien supérieur, les arches de Cayugan, de Severn et de Fraserdale ont de nouveau émergé, et ont fourni des débris clastiques aux bassins de la rivière Moose et de la baie d'Hudson au nord (fig. IV-41). Les milieux marins normaux qui ont prévalu au cours de la période précédant le Niagarien sont probablement devenus plus rares, ce qui a entraîné le dépôt dans le même bassin de dolomies primaires, de gypse et d'anhydrite associés à du grès, du mudstone et du siltstone, ce dernier constituant le faciès dominant.

Niagarien

Des formations du Niagarien, celle de Severn River est une unité lithologique relativement uniforme partout dans les bassins de la baie d'Hudson et de la rivière Moose, tandis que les formations d'Ekwan River et d'Attawapiskat sus-jacentes se ressemblent lithologiquement et ne constituent des unités cartographiques distinctes que sur les bordures des bassins. La formation de Severn River recouvre en discordance le groupe de Churchill River de l'Ordovicien supérieur, sauf aux environs de Churchill, au Manitoba, et sur l'arche de Cape

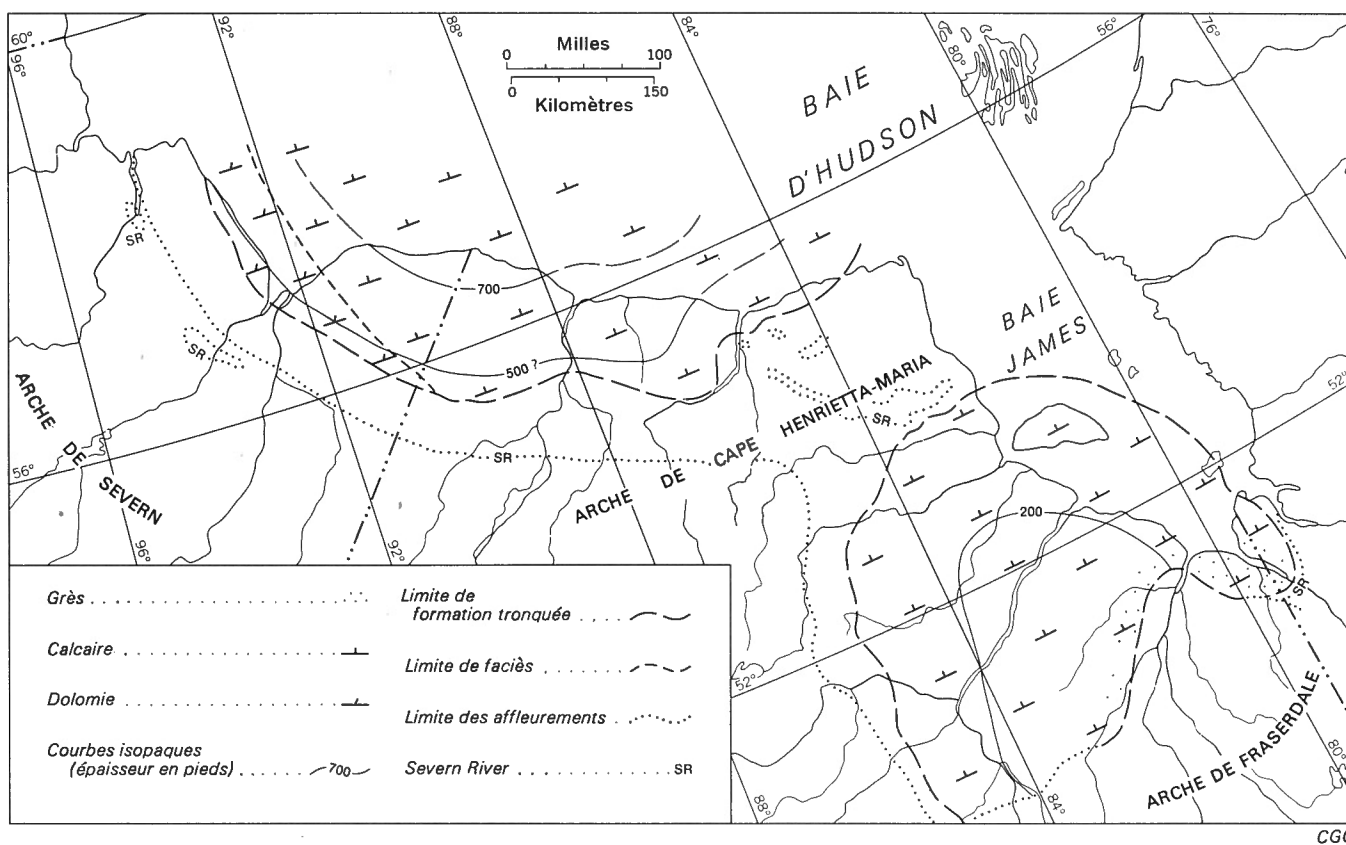


FIGURE IV-39. Faciès et épaisseur des roches du Silurien (début du Niagarien) de la partie sud de la plate-forme de la baie d'Hudson (Sanford et Norris).

Henrietta-Maria, où elle chevauche l'Ordovicien pour se reposer directement sur le Précambrien. Cette formation affleure le long de la bordure occidentale des basses-terres de la baie d'Hudson et constitue les plus récentes roches paléozoïques sur l'arche de Cape Henrietta-Maria (fig. IV-38). Elle est en contact de faille avec le Précambrien le long de la bordure méridionale du bassin de la rivière Moose, et affleure dans les îles Coats et Southampton, dans la baie d'Hudson. Son épaisseur maximale, de 150 à 200 pieds, dans le bassin de la rivière Moose, atteint 700 pieds le long de la bordure méridionale du bassin de la baie d'Hudson. La formation de Severn River est composée de calcaire de finement cristallisé à aphanitique, de couleur brun et marron, de dolomie et de calcaire marbré renfermant du calcaire grossier, bioclastique et fragmentaire avec par endroits du conglomérat à cailloux plats. Bien que généralement finement stratifiée, cette formation est parfois massive et se présente en lentilles biostromales épaisses. La formation de Severn River est en corrélation approximative avec la partie supérieure des groupes de Wabi et de Cataract de la butte-témoin du lac Témiscamingue et de la partie sud-ouest de l'Ontario respectivement et avec la partie inférieure du groupe d'Interlake du sud du Manitoba.

La formation d'Ekwan River recouvre probablement en discordance la formation de Severn et, combinée avec le

faciès récif côtier sus-jacent, en partie équivalant à la formation d'Attawapiskat, elle atteint probablement de 500 à 700 pieds d'épaisseur le long des bordures des bassins de la baie d'Hudson et de la rivière Moose (fig. IV-40). Par suite du changement rapide au faciès inter-récifs, l'intervalle d'Ekwan River-Attawapiskat s'amincit jusqu'à 200 pieds ou moins dans la partie centrale du bassin de la rivière Moose, et peut-être jusqu'à une épaisseur comparable dans le bassin de la baie d'Hudson. La formation d'Ekwan River est composée de calcaire et dolomie cristallins en grains de fins à moyens, de couleur gris pâle, marron et brun, bitumineux par endroits. Stratifiée en couches de minces à épaisses, elle est par endroits biostromale. La formation renferme des quantités variables de calcaire fragmentaire et bioclastique, comprenant surtout des débris de crinoïdes et, dans la partie sud du bassin de la rivière Moose, particulièrement au Québec, elle contient des interlits et des lentilles de grès. La formation d'Ekwan River est expérimentalement mise en corrélation avec la formation de Thornloe de la butte-témoin du lac Témiscamingue, les formations de Fossil Hill et d'Amabel, du sud-ouest de l'Ontario et avec une partie du groupe d'Interlake du sud du Manitoba.

La formation d'Attawapiskat repose en concordance sur la formation d'Ekwan River, atteint son développement

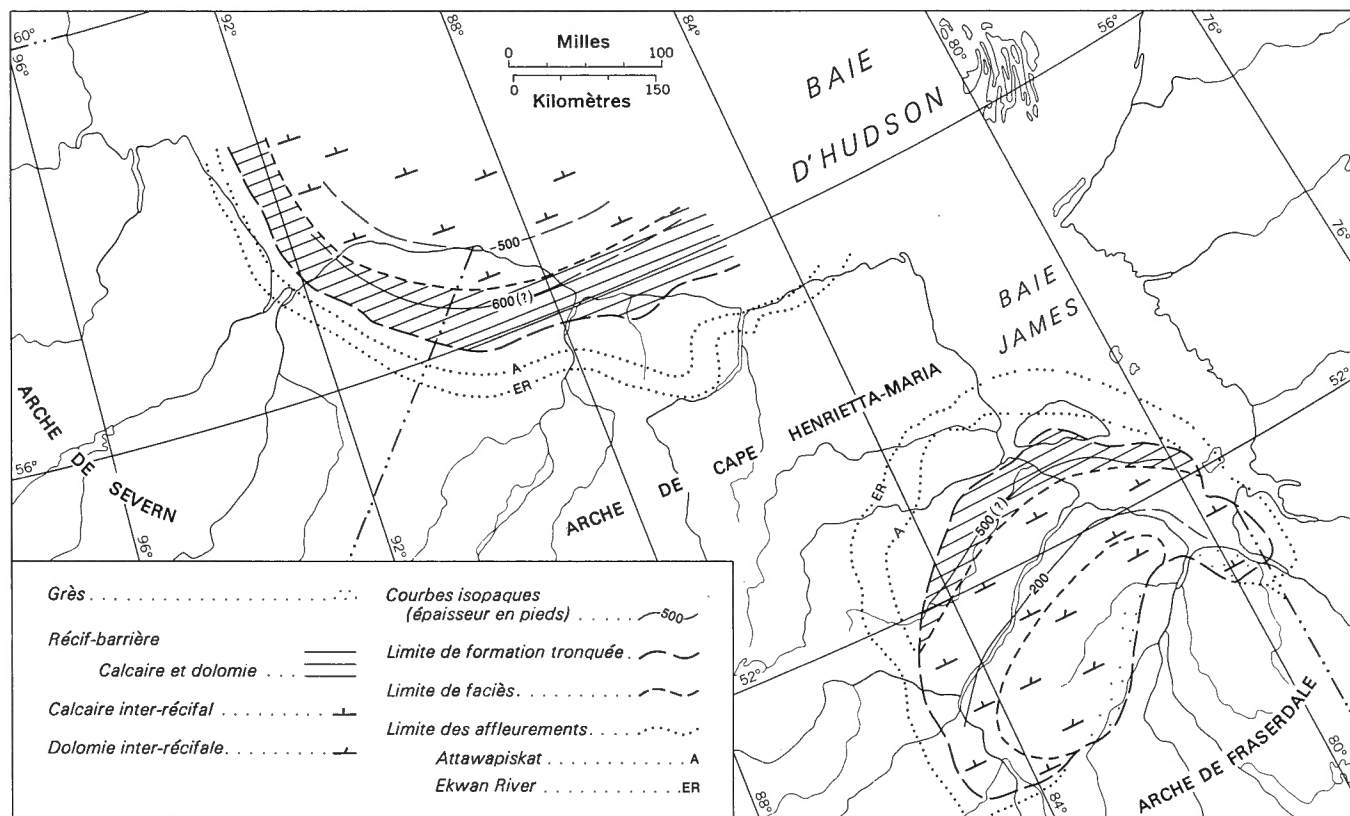


FIGURE IV-40. Faciès et épaisseur des roches du Silurien (fin du Niagarien (?)) de la partie sud de la plate-forme de la baie d'Hudson (Sanford et Norris).

maximum en bordure de l'arche de Cape Henrietta-Maria et se transforme vers le bassin en des roches carbonatées du faciès inter-récifs. La formation d'Attawapiskat est un complexe de récifs composé de petits biohermes formés d'épaisses masses sans structure de calcaire caverneux et à cavité de solution, de couleur marron jaunâtre à brun et gris cendré en surface par suite d'intempéries. Les biohermes sont flanqués d'épaisses couches de débris de roches carbonatées et de débris bioclastiques qui plongent à angles prononcés dans une direction opposée aux noyaux des récifs. Ces couches deviennent moins épaisses et finement stratifiées là où elles se transforment au faciès inter-récifs. Sus-jacent au faciès bioherme et constituant une partie dominante de la formation d'Attawapiskat, il y a d'épaisses couches de biostromes de calcaires et de dolomies à structure massives et à cavités de solution et de couleur gris pâle ou marron et brun. En de nombreux endroits, ces strates sont en forme de dômes, apparemment disposées en draperies sur des récifs inférieurs biohermes enterrés de la formation d'Attawapiskat. Les biohermes et les roches carbonatées associées de la formation d'Attawapiskat sont lithologiquement très similaires au faciès récifs-barrières de la formation de Guelph, de la fin du Silurien moyen, du sud-ouest de l'Ontario, et sont mis en corrélation avec cette formation. La formation d'Attawapiskat

est probablement aussi équivalente au niveau de Chemahawin de la formation de Cedar Lake du sud du Manitoba.

Cayugien

La formation de Kenogami River suit en concordance celle d'Attawapiskat, ou celle qui lui est en partie équivalente, la formation d'Ekwan River. Elle a une épaisseur connue de 835 pieds dans la partie est du bassin de la rivière Moose et probablement du même ordre dans le bassin de la baie d'Hudson (fig. IV-41). Elle se divise en trois niveaux. Le niveau inférieur est une succession uniforme d'une épaisseur de 74 à 174 pieds de dolomie finement cristalline, de couleur brune, stratifiée en couches de minces à épaisses, avec de minces interstratifications de gypse blanc ou d'anhydrite. Le niveau moyen consiste en siltstone, en mudstone, et en grès de couleur rouge et verte et gypsifères, en un peu de dolomie argileuse et en du calcaire alvéolé, d'une épaisseur de 475 à 552 pieds. Le niveau supérieur est une succession uniforme de dolomie oolithique microsucrosique, de couleur brune, marron et crème, et de brèches de dolomie, d'une épaisseur de 37 à 109 pieds. La formation de Kenogami River est considérée contemporaine des formations lithologiquement similaires de Salina et de Bass Island du sud-ouest de l'Ontario et de la formation d'Ashern du sud du Manitoba.

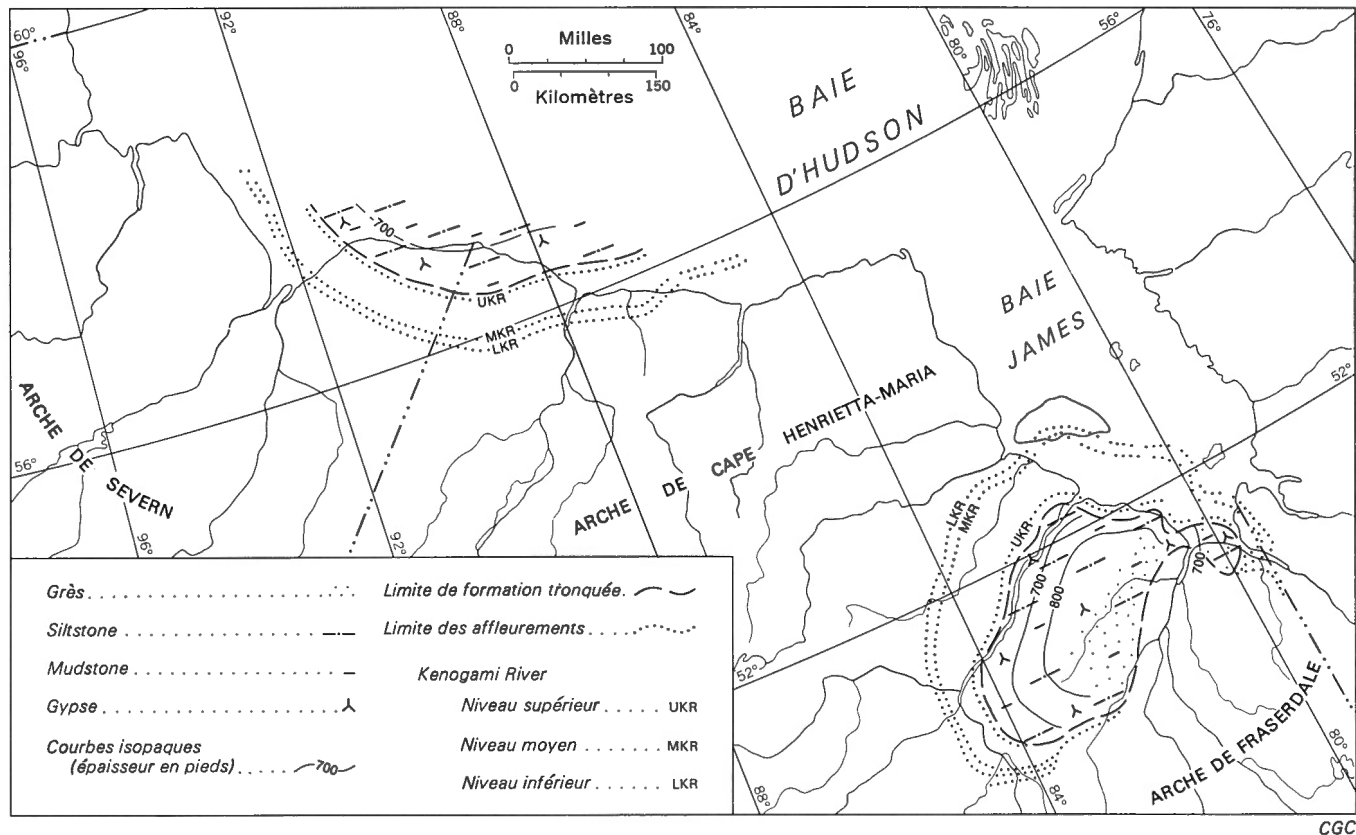


FIGURE IV-41. Faciès et épaisseur des roches du Silurien supérieur de la partie sud de la plate-forme de la baie d'Hudson (B. V. Sanford et A. W. Norris).

Dévonien

Résumé tectonique

Au tout début du Dévonien inférieur (Gédinnien-Siegenien), l'arche de Fraserdale a été épéirogéniquement soulevée (fig. IV-42). Ce soulèvement, formé sur une faille le long de la bordure sud du bassin de la rivière Moose, a affecté le soubassement précambrien et a amené les roches plutoniques de l'Archéen en juxtaposition avec les strates de l'Ordovicien et du Silurien. Ainsi, une région de hautes-terres s'étendait le long de la bordure sud du bassin lorsque la mer, au début du Dévonien inférieur, a envahi la plate-forme de la baie d'Hudson. Les roches de l'Emsien déposées au pied de l'escarpement de faille sont des grès, des siltstones, des schistes argileux et des conglomérats non marins. Ces derniers font place latéralement à des calcaires et des dolomies marins normaux dans la partie centrale du bassin de la rivière Moose et, dans le bassin de la baie d'Hudson, des roches carbonatées marines constituent toute la succession stratigraphique. La succession terrigène locale est recouverte par les calcaires marins qui s'étendent au-delà de cette succession; ces calcaires ont constitué probablement un dépôt continu à travers le Bouclier canadien et se sont étendus jusqu'aux bassins de Michigan et d'Alleghanys au sud. A la fin du Dévonien inférieur, la mer s'est retirée de la plate-forme de la baie d'Hudson, donnant lieu à un bref intervalle d'érosion.

Le Dévonien moyen est représenté par du calcaire marin normal, des évaporites et un peu de schiste argileux. Les faunes sont similaires à celles des bassins d'Alleghanys et de Michigan et indiquent trois intervalles de submersion et d'interconnexion: l'Eifélien inférieur, l'Eifélien supérieur et le Givétien moyen. Ces intervalles présentent une certaine ressemblance faunique avec des parties du Dévonien moyen du bassin de Williston, du sud du Manitoba. Au cours de l'intervalle représenté par l'hiatus du début du Givétien, des dépôts d'évaporite ont été enlevés par solution le long de la bordure méridionale du bassin de la rivière Moose, entraînant l'affaissement et la brecciation des roches carbonatées interstratifiées et sus-jacentes. Cet intervalle correspond également au développement des brèches des détroits de Mackinac du nord du Michigan, ce qui fait supposer qu'eut lieu un vaste soulèvement épéirogénique régional du craton oriental.

Les roches du Dévonien supérieur de la plate-forme de la baie d'Hudson sont constituées de schistes argileux noirs similaires à ceux des bassins d'Alleghanys et de Michigan. Elles sont probablement originaires de la même région source, au sud-est, dans le géosynclinal des Appalaches; soulevées au cours de l'orogénèse de l'Acadien elles ont été transportées loin à travers la partie méridionale du Bouclier canadien.

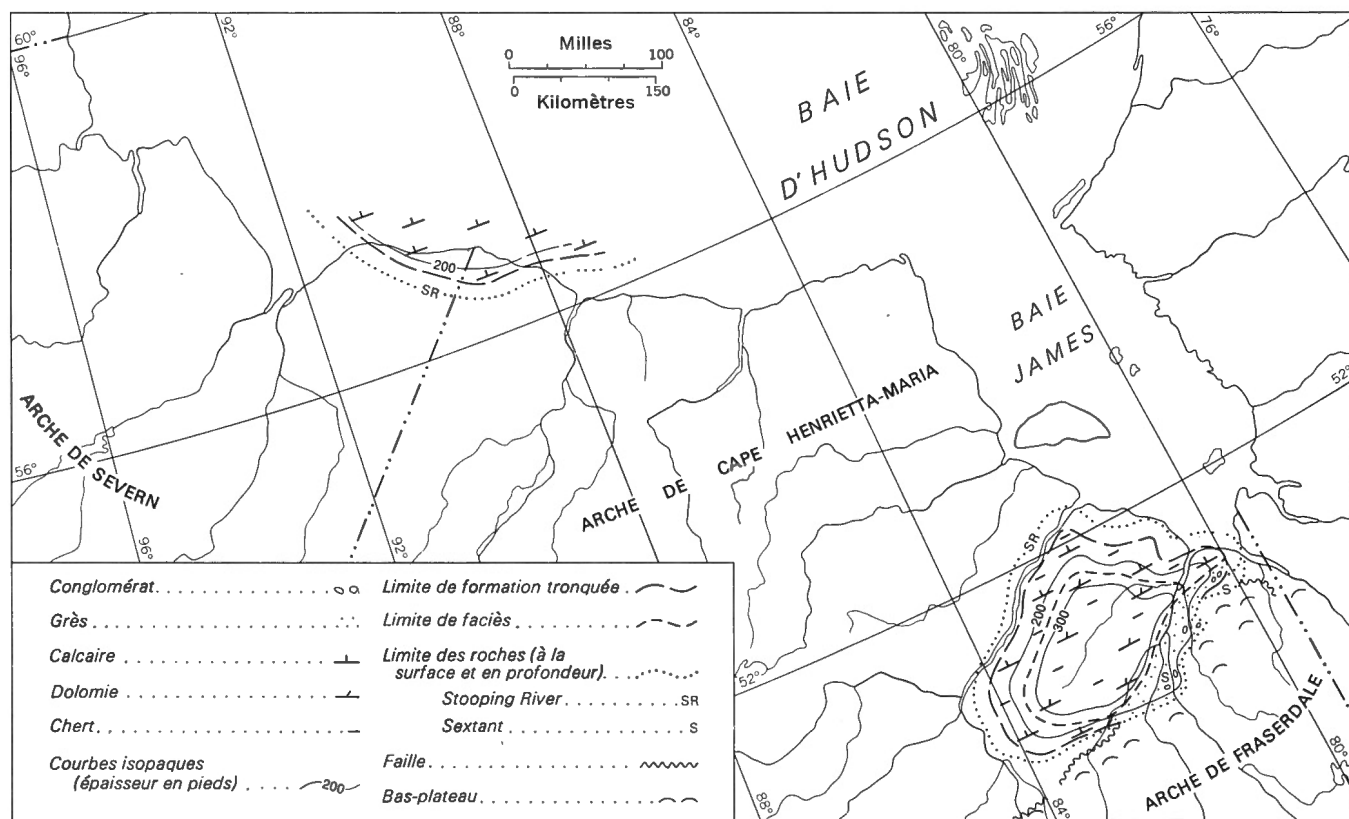


FIGURE IV-42. Faciès et épaisseur des roches du Dévonien inférieur de la partie sud de la plate-forme de la baie d'Hudson (B. V. Sanford et A. W. Norris).

Dévonien inférieur

On a identifié deux formations du Dévonien inférieur dans la plate-forme de la baie d'Hudson: la formation de Sextant non marine, restreinte à la partie méridionale du bassin de la rivière Moose et son équivalente marine, la formation de Stooping River. Là où elles recouvrent les roches archéennes du soubassement, la formation de Sextant comprend jusqu'à 175 pieds de conglomérat à feldspath et à quartz, de couleur marbrée en rose rougeâtre et en gris, de grès feldspathique grossier, de siltstone et de schiste argileux rouge ou gris, carbonné par endroits. Dans le Québec, deux buttes-témoins de la formation de Sextant reposent en discordance sur des strates non divisées de l'Ordovicien supérieur et sur la formation d'Ekwan River du Silurien moyen. La formation de Sextant se transforme graduellement en direction du bassin, en calcaire chertueux finement cristallin, finement stratifié, noduleux, de couleur crème, marron et grise, et en la dolomie de la formation de Stooping River, épaisse d'environ 300 pieds. Dans la partie centrale du bassin de la rivière Moose et dans celui de la baie d'Hudson, la formation de Stooping River recouvre en discordance le niveau supérieur de la formation de Kenogami River. Dans la partie sud du bassin de la rivière Moose, la formation de Stooping River s'étend au-delà de la formation de Sextant pour reposer directement sur le Précambrien. Certains endroits de la formation de Sextant contiennent d'abondants restes de plantes ce qui indique une mise en place dans un milieu continental. Les spores datent de la fin du Dévonien inférieur (Emsien). La faune marine coquillière, dans la formation de Stooping River, indique une corrélation avec la formation de Bois Blanc du sud-ouest de l'Ontario et du Michigan, également datée de l'Emsien.

Dévonien moyen

Les formations de Kwataboahegan, de Moose River, de Murray Island et de Williams Island, toutes du Dévonien moyen, ont une épaisseur combinée d'environ 700 pieds et sont composées surtout de calcaires marins renfermant un peu de schiste argileux et des évaporites. Bien que ces formations soient bien développées dans le bassin de la rivière Moose, seule la formation de Kwataboahegan a été reconnue dans la partie continentale du bassin de la baie d'Hudson. Une succession plus complète du Dévonien moyen s'étend probablement au large des côtes sous les eaux de la baie d'Hudson. La formation de Kwataboahegan recouvre en discordance la formation de Stooping River et comprend du calcaire corallien, bitumineux, de couleur marron et brun chocolat de pâle à foncé. Elle est généralement stratifiée en couches variant de minces à moyennes, mais, le long de la bordure la plus méridionale du bassin de la rivière Moose, les couches s'épaississent, la formation devient massive et contient par endroits des biostromes. En raison de sa riche faune corallienne, la formation de Kwataboahegan est mise en corrélation avec la formation d'Amherstburg et le niveau d'Edgecliff de la formation d'Onondaga du sud-ouest de l'Ontario.

La formation de Moose River recouvre en concordance, suivant un contact assez abrupt, la formation de Kwataboahegan. Elle est composée de roches carbonatées et de dépôts d'évaporites. Dans la partie centrale du bassin de la rivière Moose, elle est composée de calcaires aphanitiques à micro-sucrosiques de couleur brun pâle à grain moyen et marron, et de dolomies renfermant d'épaisses couches de gypse blanc; leur épaisseur combinée atteint plus de 100 pieds. Le long de la bordure méridionale du bassin, le gypse, présent de façon sporadique, a été enlevé en grande partie par solution; ainsi les calcaires et les dolomies restés en place sont déformés et bréchoïdes. Bien que des restes de stratification puissent se trouver ici et là dans les brèches, la formation est en majorité une masse confusément mêlée de fragments de roches carbonatées de plusieurs pieds de diamètre dans une matrice de calcisiltite et de micrite.

La formation de Murray Island recouvre en discordance la formation de Moose River et comprend environ 20 pieds de calcaire à crinoïdes d'un brun clair et stratifié en couches épaisses. Elle se transforme graduellement vers le haut en calcaire aphanitique finement cristallin et stratifié en couches minces. La formation a un assemblage de fractures qui s'est apparemment formé à partir d'un léger affaissement résultant du lessivage ou du tassement des évaporites sous-jacentes. La formation de Murray Island renferme une faune de brachiopodes qui la met en corrélation avec la formation d'Elm Point du sud du Manitoba. Elle est aussi mise en corrélation avec les formations lithologiquement similaires de Dundee et de Rogers City du bassin de Michigan, qui sont considérées être de la fin de l'Eifélien et du début du Givétien.

La formation de Williams Island, épaisse de 150 à 200 pieds, recouvre probablement en discordance la formation de Murray Island. Les strates inférieures sont constituées de schistes argileux gris-bleu et rouges renfermant par endroits de minces intercalations de gypse et de calcaire à crinoïdes brun grossier. Ces roches se transforment graduellement vers le haut en calcaire riche en calcium, de finement cristallin à granuleux, de couleur marron ou brun clair et gris pâle; ce calcaire renferme des traces de gypse et de petites quantités de brèches calcaires. Les coraux et les brachiopodes de la formation de Williams Island du bassin de la rivière Moose indiquent que cette formation est en corrélation avec la formation d'Hamilton du Givétien du sud-ouest de l'Ontario. Des fossiles typiques de la formation de Dawson Bay du Manitoba, mélangés à des formes typiques de la formation de Williams Island, gisent dans le gravier près des embouchures de plusieurs rivières se déversant dans la baie d'Hudson près de la frontière entre le Manitoba et l'Ontario; apparemment l'action des glaciers a extrait ces fossiles des affleurements de roches localisés au large des côtes.

Dévonien supérieur

La formation de Long Rapids, épaisse de 285 pieds, est formée des strates les plus récentes de la plate-forme de la baie d'Hudson. Elle est en contact abrupt peut-être discordant avec et sur la formation de Williams Island et est composée

de schistes fissiles, carbonnés, quelque peu fossilifères, de couleur brun foncé et noire, renfermant de minces interlits de schiste mou d'un vert grisâtre, et de dolomie dure vert-gris. Expérimentalement elle est mise en corrélation avec la formation lithologiquement similaire de Kettle Point du Dévonien supérieur, du sud-ouest de l'Ontario.

LE MÉSOZOÏQUE

Résumé tectonique

Après l'immense submersion de la plate-forme de la baie d'Hudson et du Bouclier canadien au cours du Paléozoïque inférieur et moyen, le Bouclier a été soulevé et la plus grande partie de sa couverture sédimentaire a été enlevée. Cette épéirogenèse peut avoir eu lieu en majorité au cours du Paléozoïque supérieur et du Mésozoïque inférieur du fait que des successions clastiques non marines du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur se trouvent dans les bassins de Williston, de Michigan et de la rivière Moose et sur le plateau continental de l'Atlantique. Il y a eu en outre de l'activité magmatique alcaline, c'est-à-dire les intrusions Montérégiennes dans la partie occidentale du bassin de Québec. Ces intrusions datent de la fin du Jurassique au début du Crétacé

inférieur et peuvent être associées à des failles. Des dykes et filons-couches de lamprophyre et de kimberlite ont fait intrusion dans les roches dévoniennes, le long de la rivière Abitibi aux localités de Sextant et de Coral Rapids à proximité de la bordure méridionale du bassin de la rivière Moose.

Crétacé inférieur

La formation de Mattagami n'est identifiée que dans le bassin de la rivière Moose où elle recouvre, en discordance, les bords biseautés de diverses formations, dont les âges varient du Silurien supérieur au Dévonien supérieur, et repose par endroits sur le Précambrien. Elle a une épaisseur d'environ 170 pieds. Sa partie inférieure consiste en argiles réfractaires de gris foncé à noir, et en sables micacés, brunâtres à jaunâtres, à teneur de fragments de tiges de plantes carbonisées et d'épaisses couches de lignite. Cette argile est recouverte par une succession d'argile plastique aux couleurs variées, et de sable de quartz blanc et d'argile. Les plantes et les spores fossiles datent du Jurassique supérieur ou du Crétacé inférieur, plutôt ce dernier. Des forages ont délimité environ 10 millions de tonnes de houille en surface, ou près de la surface, et de substantielles réserves sous de plus grandes épaisseurs de recouvrement.

CHOIX D'OUVRAGES À CONSULTER

GÉNÉRALITÉS

Commission géologique du Canada:

Age determinations and geological studies; études annuelles sur la datation au K-Ar: Études 60-17 à 67-17 et 68-2 et suivantes.
Reports of activities, Études 63-1 à 67-1.

Davies, J. F., Bannatyne, B. B., Barry, G. S., et McCabe, H. R.

1962: Geology and mineral resources of Manitoba; *min. Mines et Ress. nat., Man.*

Dresser, J. A., et Denis, T. C.

1944: La Géologie de Québec; *min. Mines, Québec*, R. G. 20, vol. II.

Ministère des Mines, Ontario:

Sommaire des travaux sur le terrain; études annuelles de la série des rapports préliminaires, 1960-1967.

Ministère des Mines, Québec:

Sommaire des travaux sur le terrain; publications annuelles de la série «S».

Ministère des Ressources minérales, Saskatchewan:

Sommaire des levés géologiques effectués dans la région précambrienne; études annuelles, 1960-1968.

SUJETS SPÉCIFIQUES

Alcock, F. J.

1934: Rapport du comité national sur la nomenclature stratigraphique; *Trans., Soc. Roy. Can.*, vol. 28, sect. 4, pp. 113-121.

Ambrose, J. W., et Burns, C. A.

1956: Structures in the Clare River Syncline: a demonstration of granitization; *Soc. Roy. Can.*, Publ. spéc. n° 1, pp. 42-53.

Armstrong, R. L.

1966: K-Ar dating of plutonic and volcanic rocks in orogenic belts; dans Potassium argon dating, New York, Springer-Verlag, pp. 117-133.

Baragar, W. R. A.

1960: Petrology of basaltic rocks in part of the Labrador Trough; *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 71, pp. 1598-1644.

1966: Geochemistry of the Yellowknife volcanic rocks; *Can. J. Earth Sci.*, vol. 3, p. 26.

1967: Volcanic studies; Coppermine River basaltic flows, dans Report of activities; *Comm. géol., Can.*, Étude 67-1, pp. 26-29.

Beall, G. H., Hurley, P. M., Fairbairn, H. W., et Pinson, W. H., Jr.

1963: Comparaison of K-Ar and whole rock Rb-Sr dating in New Quebec and Labrador; *Am. J. Sci.*, vol. 261, pp. 571-580.

Béland, René, et Auger, P.-E.

1958: Structural features of the northern part of the Labrador Trough; *Trans., Soc. Roy. Can.*, sect. 4, vol. 52, pp. 5-15.

Bell, C. K.

1966: Churchill-Superior province boundary in northeastern Manitoba, dans Report of activities; *Comm. géol., Can.*, Étude 66-1, pp. 133-137.

Bennet, G., Brown, D. D., et George, P. T.

1966: Operation Kapuskasing, District of Cochrane, dans Summary of field work, 1966; *min. Mines, Ontario*, Rapp. prélim. 1966-1, pp. 42-47.

- Bergeron, R.
 1957a: Proterozoic rocks of the northern part of the Labrador geosyncline, the Cape Smith belt and the Richmond Gulf area; *Soc. Roy. Can., Publ. spéc. n° 2*, pp. 101-111.
 1957b: Late Precambrian rocks of the north shore of the St. Lawrence River and of the Mistassini and Otish Mountains areas, Quebec, dans The Proterozoic of Canada; *Soc. Roy. Can., Publ. spéc. n° 2*, pp. 101-111.
 1959: Région des monts Povungnituk, Nouveau-Québec; *min. Mines, Québec, R.P. 392*.
- Best, M. G.
 1966: Structural geology of Precambrian rocks south of Bancroft, Ontario; *Can. J. Earth Sci.*, vol. 3, pp. 441-455.
- Blackadar, R. G.
 1965: Geological reconnaissance of the Precambrians of northwestern Baffin Island, Northwest Territories; *Comm. géol., Can., Étude 64-42*.
- Blackadar, R. G., et Christie, R. L.
 1963: Geological reconnaissance, Boothia Peninsula, and Somerset, King William, and Prince of Whales Islands, District of Franklin; *Comm. géol., Can., Étude 63-19*.
- Blais, R. A.
 1959: L'origine des minerais crétacés du gisement de fer Redmond, Labrador; *Le Naturaliste Canadien*, vol. 86, pp. 265-299.
- Bostock, H. H.
 1968: The Clearwater complex, New Quebec; *Comm. géol., Can., Bull. 178*.
- Brummer, J. J., et Mann, E. L.
 1961: Geology of the Seal Lake area, Labrador; *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 72, pp. 1361-1382.
- Buddington, A. F.
 1962: Regional geology of the St. Lawrence county magnetite district; northwest Adirondacks, New York; *U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 376*.
- Burwash, R. A., Baadsgaard, H., Campbell, F. A., Cumming, G. L., et Folinsbee, R. E.
 1963: Potassium-argon dates of diabase dyke systems, District of Mackenzie, N.W.T.; *Trans., Inst. can. mines et mét.*, vol. 66, pp. 303-307.
- Byers, A. R., et Dahlstrom, C. D. A.
 1954: Geology and mineral deposits of the Amisk-Wildnest Lakes area, Saskatchewan; *min. Ress. minérales, Sask., Rapp. 14*.
- Card, K. D.
 1965a: Hyman and Drury townships; *min. Mines, Ont., Rapp. géol. 34*.
 1965b: The Croker Island Complex; *min. Mines, Ont., Circ. géol. 14*.
- Clarke, P. J.
 1961: Région du lac Gras, comté de Saguenay; *min. Rich. nat., Québec, R.P. 453*.
- Claveau, J.
 1949: Région du lac Wakeham, comté de Saguenay; *min. Mines, Québec, R.G. 37*.
- Coleman, A. P.
 1914: Precambrian rocks north of Lake Huron; *bur. Mines, Ont.*, vol. 23, part. 1.
- Collins, W. H.
 1925: North shore of Lake Huron; *Comm. géol., Can., Mém. 143*.
- Cooke, H. C.
 1923: La région d'Opasatika, comté de Témiscamingue, Québec; *Comm. géol., Can., Rapp. somm. 1922, part. D*, pp. 19-74.
 1946: Problems of Sudbury geology; *Comm. géol., Can., Bull. 3*.
- Currie, K. L.
 1965: Geology of the New Quebec Crater; *Comm. géol., Can., Bull. 150*.
- Davies, J. F., Bannatyne, B. B., Barry, G. S., et McCabe, H. R.
 1962: Geology and mineral resources of Manitoba; *min. Mines et Rich. nat., Man.*
- Davis, G. L., Hart, S. R., Aldrich, L. T., Krogh, T. E., et Munizaga, F.
 1967: Geochronology of the Grenville Province in Ontario, Canada, dans rapport annuel du Directeur, Geophysical Laboratory; *Carnegie Inst., Wash.*, pp. 379-386.
- Davison, W. L.
 1966: Caribou River map-area, Manitoba; *Comm. géol., Can., Étude 65-25*.
- Deland, A.-N.
 1956: The boundary between the Timiskaming and Grenville Subprovinces in the Surprise Lake area, Quebec; *Proc., Ass. géol. Can.*, vol. 8, pp. 127-141.
- Deland, A.-N., et Grenier, P.-E.
 1959: Région d'Hazeur-Druiettes, district électoral d'Abitibi-Est; *min. Mines, Québec, R.G. 87*.
- Dence, M. R.
 1968: Shock zoning at Canadian craters, dans Shock metamorphism of natural materials; *Mono Books, Baltimore*.
- Dietz, R. S.
 1964: Sudbury structure as an astrobleme; *J. Geol.*, vol. 72, pp. 412-434.
- Donaldson, J. A.
 1965: The Dubawnt Group, Districts of Keewatin and Mackenzie; *Comm. géol., Can., Étude 64-20*.
- Donaldson, J. A., et Jackson, G. P.
 1965: Archean sedimentary rocks of North Spirit Lake area, northwestern Ontario; *Can. J. Earth Sci.*, vol. 2, pp. 622-647.
- Duffell, S., et Roach, R. A.
 1959: Mont Wright, Québec-Terre-Neuve; *Comm. géol., Can., carte 6-1959*.
- Dyer, W. S.
 1934: Geology of the Pashkokogan Lake-Eastern Lake St. Joseph area; *min. Mines, Ont., Rapp. géol. 42*.
- Eade, K. E.
 1966a: Fort George River and Kaniapiskau River (West Half) map-areas, New Quebec; *Comm. géol., Can., Mém. 339*.
 1966b: Kognak River (West Half), District of Keewatin; *Comm. géol. Can., Étude 65-9*.
- Eade, K. E., Fahrig, W. F., et Maxwell, J. A.
 1966: Composition of crystalline shield rocks and fractionating effects of regional metamorphism; *Nature*, vol. 211, pp. 1245-1249.
- Emslie, R. F.
 1965: The Michikamau anorthositic intrusion, Labrador; *Can. J. Earth Sci.*, vol. 2, pp. 385-399.
- Engel, A. E. J., et Engel, C. G.
 1953: Grenville Series in the northwest Adirondack Mountains; Part I: General features of the Grenville Series; *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 64, pp. 1013-1097.

- Fahrig, W. F.
 1957: Geology of certain Proterozoic rocks in Quebec and Labrador; *Soc. Roy. Can.*, Publ. spéc. n° 2, pp. 112-123.
 1960: Shabogamo Lake, Terre-Neuve et Québec; *Comm. géol., Can.*, Étude 60-9.
 1961: The geology of the Athabasca Formation; *Comm. géol., Can.*, Bull. 68.
- Fahrig, W. F., et Wanless, R. K.
 1963: Age and significance of diabase dyke swarms of the Canadian Shield; *Nature*, vol. 200, pp. 934-937.
- Fahrig, W. F., Gaucher, E.-H., et Laroche, A.
 1965: Palaeomagnetism of diabase dykes of the Canadian Shield; *Can. J. Earth Sci.*, vol. 2, pp. 278-298.
- Fairbairn, H. W., Hurley, P. M., et Pinson, W. H.
 1965: Re-examination of Rb-Sr whole-rock ages at Sudbury, Ontario; *Proc., Ass. géol. Can.*, vol. 16, pp. 95-102.
- Farquhar, R. M., et Russell, R. D.
 1957: Dating the Proterozoic in Canada, dans *The Proterozoic in Canada*; *Soc. Roy. Can.*, Publ. spéc. n° 2, pp. 28-32.
- Feniak, M.
 1952: MacAlpine Channel, Northwest Territories; *Comm. géol., Can.*, carte 1011A.
- Ferguson, S. A.
 1966: The relationship of mineralization to stratigraphy in the Porcupine and Red Lake areas, Ontario; *Ass. géol. Can.*, Étude spéc. n° 3, pp. 99-121.
- Frarey, M. J.
 1967: Three new Huronian formational names; *Comm. géol., Can.*, Étude 67-6.
- Frarey, M. J., et Duffell, S.
 1964: Revised stratigraphic nomenclature for the central part of Labrador Trough; *Comm. géol., Can.*, Étude 64-26.
- Fraser, J. A.
 1960: North-central District of Mackenzie, Northwest Territories; *Comm. géol., Can.*, carte 18-1960.
 1964: Geological notes on northeastern District of Mackenzie, Northwest Territories; *Comm. géol., Can.*, Étude 63-40.
 1966: Study of the Epworth Group, dans *Report of activities*; *Comm. géol., Can.*, Étude 66-1, p. 29.
- Gastil, G., et Knowles, D. M.
 1960: Geology of the Wabush Lake area, southwestern Labrador and eastern Quebec, Canada; *Geol. Soc. Am.*, vol. 71, pp. 1243-1254.
- Gaucher, E.-H.
 1966: Elsas-Kapusking-Moosonee magnetic and gravity highs, dans *Report of activities*, *Comm. géol., Can.*, Étude 66-1, pp. 189-191.
- Gill, J. E., Bannerman, H. M., et Tolman, C.
 1937: Wapussakatoo Mountain, Labrador; *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 48, pp. 567-586.
 1948: Mountain building in the Canadian Shield; *18^e Congrès géol. intern.*, part. 13, pp. 97-104.
 1949: Natural divisions of the Canadian Shield; *Soc. Roy. Can.*, sect. 4, sér. 3, vol. 43, pp. 61-69.
- Ginn, R. M.
 1965: Nairn and Lorne townships; *min. Mines, Ont.*, Rapp. géol. 35.
- Gittins, J., MacIntyre, R. M., et York, D.
 1967: The ages of carbonatite complexes in eastern Canada; *Can. J. Earth Sci.*, vol. 4, pp. 651-655.
- Goldich, S. S., Nier, A. O., Baadsgaard, H., Hoffman, J. H. et Krueger, H. W.
 1961: The Precambrian geology and geochronology of Minnesota; *Minn. Geol. Surv.*, Bull. 41.
- Goodwin, A. M.
 1960: Gunflint iron formation of the Whitefish Lake area, district of Thunder Bay; *min. Mines, Ont.*, vol. 69, part. 7.
 1964: Preliminary report on volcanism and mineralization in the Birch-Uchi Lakes area, district of Kenora; *min. Mines, Ont.*, Rapp. prélim. 1964-1.
 1965: Mineralized volcanic complexes in the Porcupine-Kirkland Lake-Noranda region; *Econ. Geol.*, vol. 60, pp. 955-971.
- Grant, A. C.
 1966: A continuous seismic profile on the continental shelf off NE. Labrador; *Can. J. Earth Sci.*, vol. 3, pp. 725-730.
- Grant, J. A.
 1964: Rubidium-strontium isochron study of the Grenville Front near Lake Timagami, Ontario; *Science*, vol. 146, pp. 1049-1053.
- Grenier, P.-E.
 1957: Région du lac Beetz, district électoral de Saguenay; *min. Mines, Québec*, R.G.73.
- Gross, G. A.
 1961: Formations ferrifères et le géosynclinal du Labrador; *Comm. géol., Can.*, Étude 60-30.
- Gunning, H. C., et Ambrose, J. W.
 1939: The Temiskaming-Keewatin problem in the Rouyn-Harricana region, northwestern Quebec; *Trans., Soc. Roy. Can.*, vol. 33, sect. IV, pp. 19-47.
- Hall, D. H., et Brisbin, W. C.
 1965: Crustal structure from converted head waves in central western Manitoba; *Geophysics*, vol. 30, pp. 1053-1067.
- Harrison, J. M.
 1951: Precambrian correlation and nomenclature, and problems of the Kisseynew gneisses, in Manitoba; *Comm. géol. Can.*, Bull. 20.
- Hart, S. R., Aldrich, L. T., Darco, G. L., Tilton, G. R., Baadsgaard, H., Kouvo, O., et Steiger, R. H.
 1963: Ages from Early Precambrian near Rainy Lake, Ontario; *Carnegie Inst., Wash.*, Year Book 625, p. 265.
- Hawley, J. E.
 1930: Geology of the Sapawe Lake area; *min. Mines, Ont.*, vol. 38, part. 6.
- Heath, S. A.
 1966: Sr ⁸⁷/Sr ⁸⁶ ratios in anorthosites and some associated rocks, dans *Variations in isotopic abundances of strontium, calcium, argon and related topics*; *Mass. Inst. Technol.*, 14th Ann. Progr. Rept., pp. 151-155.
- Henderson, J. F.
 1941: Gordon Lake south, District of Mackenzie, Northwest Territories; *Comm. géol., Can.*, carte 645A.
- Henderson, J. R., et Brown, I. C.
 1966: Geology and structure of the Yellowknife greenstone belt, District of Mackenzie; *Comm. géol., Can.*, Bull. 141.

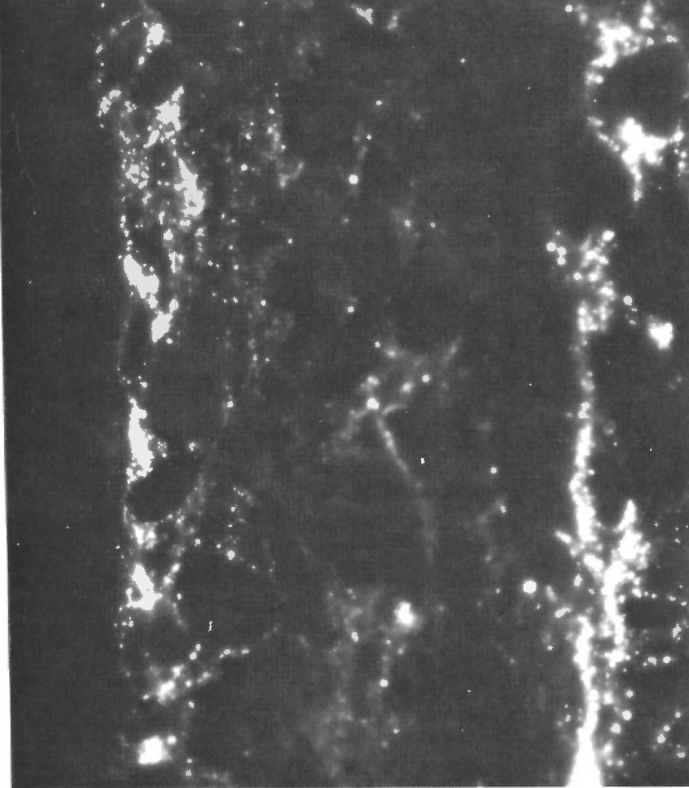
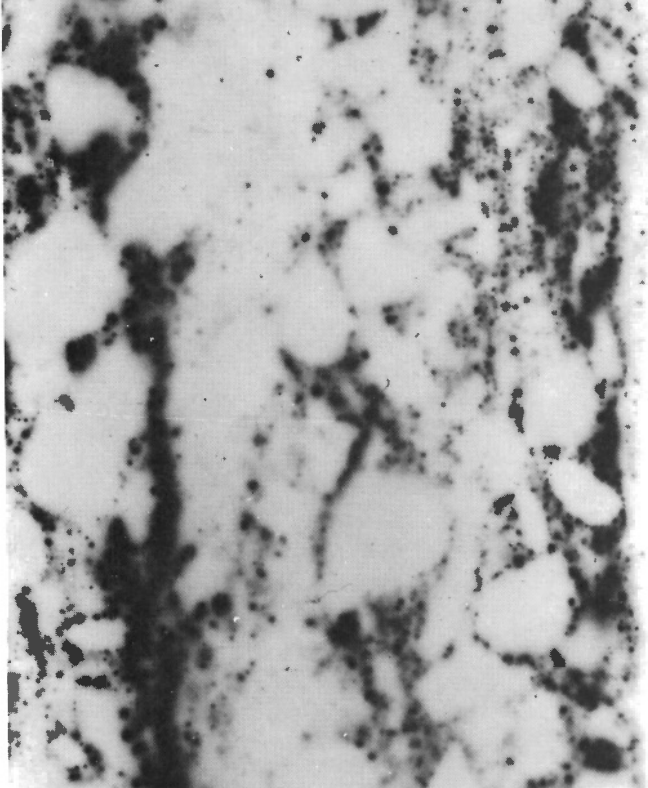
- Hewitt, D. F.
 1957: The Grenville Province; *Soc. Roy. Can.*, Publ. spéc. n° 2, pp. 132-140.
 1960: Nepheline syenite deposits of southern Ontario; *min. Mines, Ont.*, vol. 69, part. 8.
 1962: Some tectonic features of the Grenville Province of Ontario; *Soc. Roy., Can.*, Publ. spéc. n° 4, pp. 102-117.
 1963: The Temiskaming Series of the Kirkland Lake area; *Can. Mineralogist*, vol. 7, part. 3, pp. 497-523.
- Heywood, W. W.
 1961: Geological notes, northern District of Keewatin; *Comm. géol., Can.*, Étude 61-18.
 1966: Geological notes on Operation Wager, Northwest Territories; *Comm. géol., Can.*, Étude 66-10.
- Hobson, G. D.
 1967: A reconnaissance seismic refraction survey in Hudson Bay, Canada; *Proc., Septième Congrès pétrol. mondial*, pp. 813-826.
- Hoffman, P. F.
 1967: Stratigraphy, sedimentology and palaeocurrents in the east arm of Great Slave Lake, dans Report of activities, part. A, *Comm. géol., Can.*, Étude 67-1, pp. 36-39.
- Innes, M. J. S.
 1960: Gravity and isostasy in Manitoba and northern Ontario; *Publ., Obs. féd.*, vol. 21, n° 6.
- Jackson, G. D.
 1960: Belcher Islands, Northwest Territories, *Com. géol., Can.*, Étude 60-20.
- Jolliffe, A. W.
 1966: Stratigraphy of the Steeprock Group, Steep Rock, Ontario; *Ass. géol. Can.*, Étude spéc. n° 3, pp. 75-99.
- Kalliokoski, J.
 1953: Interpretation of the structural geology of the Sherridon-Flin Flon region, Manitoba; *Comm. géol., Can.*, Bull. 25.
- Kindle, E. M.
 1924: Géographie et géologie du district du lac Melville, presqu'île du Labrador; *Comm. géol., Can.*, Mém. 141.
- Kornik, L. J., et MacLaren, A. S.
 1966: Aeromagnetic study of the Churchill-Superior boundary in northern Manitoba; *Can. J. Earth Sci.*, vol. 3, pp. 547-557.
- Kranck, E. H.
 1951: On the geology of the east coast of Hudson Bay and James Bay; *Acta Geographica*, vol. 11, pp. 1-71.
- Krogh, T. E., et Hurley, P. M.
 1965: Strontium isotopic variation and whole rock isochron studies in the Grenville Province of Ontario; 13th Ann. Progr. Rept. U.S. Atomic Energy Comm., *Mass. Inst. Technol.*, 1381-13, pp. 89-105.
- Latulippe, Maurice
 1966: The relationship of mineralization to Precambrian stratigraphy in the Matagami Lake and Val d'Or districts of Quebec; *Ass. géol. Can.*, Étude spéc. n° 3, pp. 21-42.
- Leech, Alice Payne
 1966: Potash-argon dates of basic intrusive rocks of the District of Mackenzie, N.W.T., *Can. J. Earth Sci.*, vol. 3, pp. 389-412.
- Lemon, R. R. H., et Blackadar, R. G.
 1963: Admiralty Inlet area, Baffin Island, District of Franklin; *Comm. géol., Can.*, Mém. 328.
- Leslie, R. J., et Pelletier, B. R.
 1965: Bedrock geology beneath Hudson Bay as interpreted by submarine physiography; *Inst. Bedford*, Rapp. 65-12.
- Lord, C. S.
 1942: Snare River and Ingray Lake map-areas, Northwest Territories; *Comm. géol., Can.*, Mém. 235.
- Lumbers, S. B.
 1964: Preliminary report on the relationship of mineral deposits to intrusive rocks and metamorphism in part of the Grenville Province of southeastern Ontario; *min. Mines, Ont.*, Rapp. pré. 1964-4.
- Macdonald, R. D.
 1941: Geology of the Hutchison Lake area; *min. Mines Ont.*, vol. 50, part. 3.
- Martison, N. W.
 1953: Petroleum possibilities of the James Bay Lowland area; *min. Mines, Ont.*, vol. 61, part. 6.
- McGlynn, J. C.
 1957: Tumi Lake, District of Mackenzie, Northwest Territories; *Comm. géol., Can.*, Étude 56-4.
 1959: Elbow-Heming Lakes area, Manitoba; *Comm. géol., Can.*, Mém. 305.
 1966: Thekulthuli Lake area, dans Report of activities; *Comm. géol., Can.*, Étude 66-1, pp. 32-33.
- Moore, J. M., Jr.
 sous presse Angular unconformity within the Grenville Group in southeastern Ontario; *Proc., Ass. géol. Can.*,
- Moorhouse, W. W.
 1957: The Proterozoic of the Port Arthur and Lake Nipigon regions, Ontario, dans The Proterozoic in Canada; *Soc. Roy. Can.*, Publ. spéc. n° 2, pp. 67-76.
 1965: Stratigraphic position of sulphides in the Archaean; *Trans., Inst. can. mines et mét.*, vol. 58, pp. 947-950.
- Nelson, S. J.
 1964: Ordovician stratigraphy of northern Hudson Bay Lowland, *Comm. géol., Can.*, Bull. 108.
- Nelson, S. J., et Johnson, R. D.
 1966: Geology of Hudson Bay Basin; *Bull. Can. Petrol. Geol.*, vol. 14, pp. 520-578.
- Osborne, F. F.
 1936: Région de Lachute, dans Géologie générale et appliquée; *serv. Mines, Québec*, Rapp. ann., part. C.
- Osborne, F. F., et Morin, M.
 1962: Tectonics of part of the Grenville subprovince in Quebec; *Soc. Roy. Can.*, Publ. spéc. n° 4, pp. 118-143.
- Parsons, G. E.
 1961: Niobium-bearing complexes east of Lake Superior; *min. Mines, Ont.*, Rapp. géol. n° 3.
- Patterson, J. M.
 1963: Geology of the Thompson-Moak Lake area; *min. Mines et Rich. nat., Man.*, Publ. 60-4.
- Payne, A. V., Baadsgaard, H., Burwash, R. A., Cumming, G. L., Evans, C. R., et Folinsbee, R. E.
 1965: A line of evidence supporting continental drift; *Union Int. science géol.*, Symp. sur le manteau supérieur, New Delhi, 1964, p. 83.
- Pettijohn, F. J.
 1937: Early Precambrian geology and correlation problems of the northern subprovince of the Lake Superior region; *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 48, pp. 153-202.

- Pettijohn, F. J. (*fn*)
 1943: Archaean sedimentation; *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 54, pp. 925-972.
 1962: Dimensional fabric and ice flow, Precambrian (Huronian) glaciation; *Science*, vol. 135, p. 442.
- Philpotts, A. R.
 1966: Origin of the anorthosite-mangerite rocks in southern Quebec; *J. Petrol.*, vol. 7, pp. 1-64.
- Pienaar, P. J.
 1963: Stratigraphy, petrology and genesis of the Elliot Group, Blind River, Ontario, including the uraniferous conglomerate; *Comm. géol., Can.*, Bull. 83.
- Pollock, D. W.
 1962: Some petrogenic-structural relationships in an area of Grenville rocks; *Trans., Soc. Roy. Can.*, sect. III, vol. 56, pp. 127-142.
- Quirke, T. T., et Collins, W. H.
 1930: The disappearance of the Huronian; *Comm. géol., Can.*, Mém. 160.
- Remick, J. H., Gillain, P.-R., et Durden, C. J.
 1963: Géologie de la baie de Rupert-rivière Missisicabi, territoires d'Abitibi et de Mistassini; *min. Rich. nat., Québec*, R. P. 498.
- Retty, J.-A.
 1944: Région de la rivière Romaine Inférieure, comté de Saguenay; *serv. Mines, Québec*, R. G. 19.
- Robertson, D. S.
 1951: The Kiskeynew lineament, northern Manitoba; *Precambrian*, vol. 24, n° 5, pp. 8-18.
 1953: Batty Lake map-area, Manitoba; *Comm. géol., Can.*, Mém. 271.
- Robertson, J. A.
 1963: Geology of the Iron Bridge area; *min. Mines, Ont.*, Rapp. géol. n° 17.
 1967: Recent geological investigations in the Elliot Lake-Blind River uranium area, Ontario; *min. Mines, Ont.*, Miscell. Paper 9.
- Robertson, W. A.
 1964: Palaeomagnetic results from northern Canada suggesting a tropical Proterozoic climate; *Nature*, vol. 204, pp. 66-67.
- Roscoe, S. M.
 1957: Geology and uranium deposits, Quirke Lake-Elliot Lake, Blind River area, Ontario; *Comm. géol., Can.*, Étude 56-7.
 1965: Geochemical and isotopic studies, Noranda and Temagami areas; *Trans., Inst. can. mines et mét.*, vol. 58, pp. 965-971.
- Ross, J. V.
 1959: Mesa Lake map-area, Northwest Territories; *Comm. géol., Can.*, carte 30-1959.
- Ross, J. V., et McGlynn, J. C.
 1965: Snare-Yellowknife relations, District of Mackenzie, N.W.T., Canada; *Can. J. Earth Sci.*, vol. 2, pp. 118-130.
- Rousell, D. H.
 1965: Geology of the Cross Lake area; *min. Mines et Rich. nat., Man.*, Publ. 62-4.
- Sanford, B. V., Norris, A. W., et Bostock, H. H.
 1968: Geology of the Hudson Bay Lowlands; *Comm. géol., Can.*, Étude 67-60.
- Schenk, P. E.
 1965: Depositional environment of the Gauganda Formation (Precambrian) at the south end of Lake Temagami, Ontario; *J. Sed. Petrol.*, vol. 35, pp. 309-318.
- Shaw, D. M., Reilly, G. A., Muysson, J. R., Pattenden, G. E. et Campbell, F. E.
 1967: An estimate of the chemical composition of the Canadian Precambrian Shield; *Can. J. Earth Sci.*, vol. 4, pp. 829-853.
- Shklanka, R.
 1965: Steep Rock iron area, district of Rainy River, *dans* Summary of field work, *min. Mines, Ont.*, Rapp. pré. 1965-3, pp. 12-14.
- Silver, L. T., et Lumbers, S. B.
 1965: Geochronologic studies in the Bancroft-Madoc area of the Grenville Province, Ontario, Canada (résumé); *Geol. Soc. Am.*, assemblée ann., 1965.
- Smith, C. H.
 1962: Notes on the Muskox intrusion, Coppermine River area, District of Mackenzie, *Comm. géol., Can.*, Étude 61-25.
- Sopher, S. R.
 1963: Palaeomagnetism in the Sudbury Irruptive; *Comm. géol., Can.*, Bull. 90.
- Stevenson, I. M.
 1963: Région de la rivière aux Feuilles, Nouveau-Québec; *Comm. géol., Can.*, Étude 62-24.
 1965: Leaf River map-area, Quebec and District of Keewatin; *Comm. géol., Can.*, Étude 64-28.
- Stockwell, C. H.
 1936: Great Slave Lake, District of Mackenzie, Northwest Territories, *Comm. géol., Can.*, cartes 378A, 377A.
 1945a: Beresford Lake area; *Comm. géol., Can.*, carte 809A.
 1945b: Rice Lake area; *Comm., géol., Can.*, carte 810A.
 1945c: Gem Lake area; *Comm. géol., Can.*, carte 811A.
 1960: Flin Flon—Mandy, Manitoba et Saskatchewan; *Comm. géol., Can.*, carte 1078A.
 1961: Structural provinces, orogenies, and time-classification of rocks of the Canadian Precambrian Shield; *Comm. géol., Can.*, Étude 61-17.
 1964: Fourth report on structural provinces, orogenies and time-classification of rocks of the Canadian Precambrian Shield; *Comm. géol., Can.*, Étude 64-17.
- Taylor, F. C.
 1963: Snowbird Lake map-area, District of Mackenzie; *Comm. géol., Can.*, Mém. 333.
 1968: Operation Torngat, Quebec, Newfoundland-Labrador *dans* Report of activities; *Comm. géol., Can.*, part. A, Étude 68-1, pp. 149-150.
- Taylor, S. R.
 1964: Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table; *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 28, p. 1273.
- Thomson, J. E.
 1953: Geology of the Mamainse Point copper area; *min. Mines, Ont.*, vol. 62, part. 4.
 1956: Geology of the Sudbury basin; *min. Mines, Ont.*, vol. 65, part. 3.
 1962: Extent of the Huronian system between Lake Temagami and Blind River, Ontario, *dans* Tectonics of the Canadian Shield; *Soc. Roy. Can.*, Publ. spéc. n° 4, pp. 76-89.

- Thomson, J. E., et Card, K. D.
1963: Geology of Kelley and Davis townships; *min. Mines, Ont.*, Rapp. géol. 15.
- Thomson, R.
1957: The Proterozoic of the Cobalt area, dans The Proterozoic in Canada; *Soc. Roy. Can.*, Publ. spéc. n° 2, pp. 40-45.
- Thorsteinsson, R., et Tozer, E. T.
1962: Banks, Victoria, and Stefansson Islands, Arctic Archipelago; *Comm. géol., Can.*, Mém. 330.
- Tremblay, L. P.
1957: Ore deposits around Uranium City, dans Structural geology of Canadian ore deposits; *Trans., Inst. can. mines et mét.*, vol. 11, pp. 211-220.
- Tuke, M. F., Dineley, D. L., et Rust, B. R.
1966: The basal sedimentary rocks in Somerset Island, N.W.T.; *Can. J. Earth Sci.*, vol. 3, pp. 697-711.
- Van Schmus, W. R.
1965: The geochronology of the Blind River-Bruce mines area, Ontario, Canada; *J. Geol.*, vol. 73, pp. 755-780.
- Walton, M. S., et DeWaard, D.
1963: Orogenic evolution of the Precambrian in the Adirondack Highlands, a new synthesis; *Proc. Koninkl. Ned. Akad. Wetenschap.*, Amsterdam, sér. B, pp. 98-106.
- Wetherrell, G. W., Davis, G. L., et Tilton, G. R.
1960: Age measurements on minerals from the Cutler batholith, Cutler, Ontario; *J. Geophys. Res.*, vol. 65, pp. 2461-2466.
- Wheeler, E. P.
1960: Anorthosite-adamellite complex of Nain, Labrador; *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 71, pp. 1755-1762.
- Williams, Howel
1956: Glowing avalanche deposits of the Subdury basin; *min. Mines, Ont.*, vol. 65, part 3.
- Wilson, H. D. B.
1956: Structure of lopoliths; *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 67, pp. 289-300.
- Wilson, H. D. B., et Brisbin, W. C.
1961: Regional structure of the Thompson-Moak Lake nickel belt; *Bull., Inst. can. mines et mét.*, vol. 54, pp. 815-822.
- Wilson, H. D. B., Andrews, Peter, Moxham, R. L., et Ramlal, K.
1965: Archaean volcanism in the Canadian Shield; *Can. J. Earth Sci.*, vol. 2, pp. 161-175.
- Wilson, J. T.
1949: Some major structures in the Canadian Shield; *Trans., Inst. can. mines et mét.*, vol. 52, pp. 231-242.
- Wilson, M. E.
1933: The Clare River syncline; *Trans., Soc. Roy. Can.*, vol. 27, sect. 4, pp. 7-11.
1939: The Canadian Shield; *Geologie der Erde, Geology of North America*, I, p. 232.
1943: Early Precambrian succession in western Quebec; *Trans., Soc. Roy. Can.*, vol. 37, sect. 4, pp. 119-138.
1962: Régions cartographiées de Rouyn-Beauchastel, Québec; *Comm. géol., Can.*, Mém. 315.
1965: The Canadian Shield, dans The Geologic systems; *Intersciences Publishers*, vol. 2, pp. 263-415.
- Woodcock, J. R.
1960: Geology of the Richmond Gulf area, New Quebec; *Proc., Ass. géol. Can.*, vol. 12, pp. 21-39.
- Wright, G. M.
1955: Geological notes in central District of Keewatin, Northwest Territories; *Comm. géol., Can.*, Étude 55-17.
- Wynne-Edwards, H. R.
1957: Structure of the Westport concordant pluton in the Grenville, Ontario; *J. Geol.*, vol. 65, pp. 639-649.
1961: Ossokmanuan Lake, west half, Newfoundland; *Comm. géol., Can.*, carte 17-1961.
1963: Flow folding; *Am. J. Sci.*, vol. 261, pp. 793-814.
1964: The Grenville Province and its tectonic significance; *Proc., Ass. géol. Can.*, vol. 15, pp. 53-67.
- Wynne-Edwards, H. R., Gregory, A. F., Hay, P. W., Giovanella, C. A., et Reinhardt, E. W.
1966: Mount Laurier and Kempt Lake map-areas, Quebec; *Comm. géol., Can.*, Étude 66-32.

V. Ressources minérales du Bouclier canadien

Introduction.....	168
Les provinces tectoniques et les associations métallogéniques.....	171
L'évolution métallogénique du Bouclier canadien	173
Les éléments radio-actifs.....	180
Le fer et les métaux apparentés.....	188
Les métaux communs.....	205
Les métaux précieux.....	223
Les métaux de moindre importance.....	241
Les minéraux industriels.....	246
Choix d'ouvrages à consulter.....	249



INTRODUCTION

Le Bouclier canadien fournit une grande variété de substances minérales utilisables, tels que des métaux précieux, des métaux communs, des métaux ferrugineux, des ferro-alliages, des substances nucléaires et quelques substances non métalliques, notamment des isolants et des substances chimiques et métallurgiques (tabl. V-1). Les dix minéraux les plus importants extraits du Bouclier canadien en 1966 étaient en valeur décroissante, le minerai de fer, le nickel, le cuivre, le zinc, l'or, l'uranium, les métaux du groupe platine, l'argent, le magnésium et le plomb. Ces minéraux représentent 42 p. 100 de la production totale des minéraux au Canada en 1966, y compris les combustibles.

Le minerai de fer provient des formations ferrifères stratifiées du Québec, du Labrador et du nord de l'Ontario. Le nickel est extrait des vastes gîtes de nickel-cuivre de la région de Sudbury (Ont.) et des régions des lacs Thompson-Moak et de Lynn Lake (Man.); une cer-

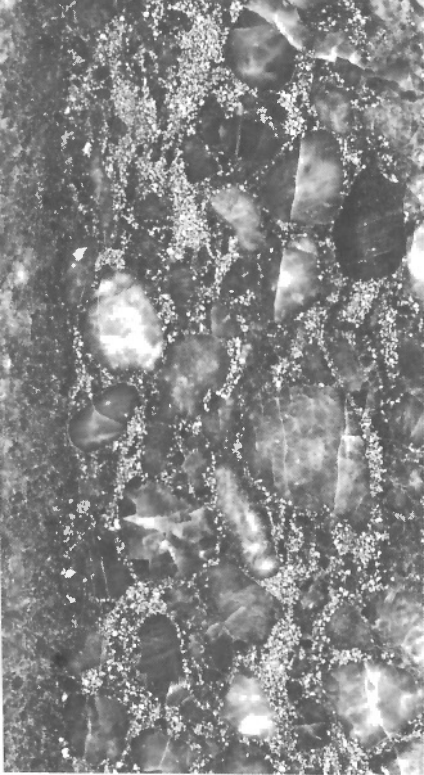
¹A. M. Goodwin a préparé l'introduction et les sections sur les associations métallogéniques et sur l'évolution métallogénique; A. H. Lang, les sections sur le cuivre-zinc, le plomb et l'uranium; J. A. Chamberlain, les sections sur le nickel, le platine et le chrome; G. A. Cross, la section sur le fer; D. R. E. Whitmore, la section sur l'or; R. W. Boyle et A. G. Johnston, les sections sur l'argent et le cobalt; E. R. Rose, la section sur le titane; et R. Mulligan, les sections sur le béryllium, le césium, le lithium, le molybdène, le niobium, le tantale, l'étain et le tungstène. Les autres parties, tirées des éditions antérieures, ont été révisées par le personnel de la section des gîtes minéraux. Pour fins de référence, veuillez noter l'auteur et la page.

TABLEAU V-1

Production des dix principales substances minérales marchandes du Bouclier canadien en 1966

	Quantité (x10 ⁶)	Valeurs en dollars (x10 ⁶)	Pourcentage du total de la production canadienne (par substance)
Minerai de fer	38 (tonnes)	406	94.0
Nickel	445 (livres)	375	99.5
Cuivre	738.7 (livres)	331.4	73.0
Zinc	877.2 (livres)	132.4	45.5
Or	3.3 (onces troy)	119.1	95.1
Uranium (U ₃ O ₈)	7.9 (livres)	54.3	100.0
Métaux du groupe du platine	0.4 (once troy)	32.3	100.0
Argent	21.4 (onces troy)	29.9	64.0
Magnésium	13.4 (livres)	4.2	100.0
Plomb	9,6 (livres)	1.4	1.6

Valeur totale: \$1,486,000,000 (42 p. 100 du total de la production canadienne).



V

Ressources minérales du Bouclier canadien

**A. H. Lang, A. M. Goodwin, R. Mulligan,
D. R. E. Whitmore, G. A. Gross, R. W. Boyle,
A. G. Johnston, J. A. Chamberlain, et E. R. Rose¹**

Conglomérat uranifère de Blind River (Ont.). La section polie de droite, en lumière naturelle, montre des galets arrondis de quartzite et des grains de pyrite dans la matrice. Autoradiographie, négatif au centre et positif à gauche.

taine quantité était extraite autrefois de la région de Rankin Inlet sur la côte ouest de la baie d'Hudson. Le cuivre provient des gîtes de nickel-cuivre de Sudbury et de Lynn Lake, et des vastes gîtes stratiformes du nord du Québec, de l'Ontario et du Manitoba. L'or est obtenu comme sous-produit des métaux communs et est extrait de gîtes d'or en Ontario, au Québec, au Manitoba et dans les Territoires du Nord-Ouest. L'uranium provient des vastes gîtes uranifères dans les conglomérats à cailloux de quartz de la région d'Elliot Lake (Ont.); une certaine quantité provenait antérieurement de gîtes filoniens et pegmatitiques du sud-est de l'Ontario, de la Saskatchewan et des Territoires du Nord-Ouest. L'argent est obtenu des gisements d'argent-cobalt de la région de Cobalt (Ont.), comme sous-produit du cuivre-zinc du nord du Québec, de l'Ontario et du Manitoba, et des gisements d'or-argent du Québec, de l'Ontario, du Manitoba et des Territoires du Nord-Ouest. Le plomb est un sous-produit de la production de cuivre-zinc au Québec, en Ontario et au Manitoba. L'oxyde de titane provient des gîtes de magnétite titanifères du Québec.

Certaines zones de roches sont particulièrement riches en gîtes minéraux. La zone la plus productrice s'étend au Québec et en Ontario et renferme les vastes gisements de cuivre-zinc, d'uranium, d'or, de nickel et de fer des régions de Chibougamau, de Matagami, de Noranda, de Timmins, de Blind River, de Michipicoten, de Maniowadge et de Steep Rock Lake. S'étendent égale-

ment des zones productives de cuivre, de zinc, de nickel, d'uranium, d'or et d'argent à Flin Flon, à Lynn Lake, au lac Athabasca, au Grand lac des Esclaves et au Grand lac de l'Ours. D'importantes zones de roches riches en fer traversent l'Ungava et l'île Baffin.

La valeur des minéraux utiles extraits du Bouclier canadien et le taux de leur production subissent d'année en année des fluctuations en fonction de la demande du marché, les exigences de la technologie et suivant la portée des nouvelles découvertes. Par suite du prix fixe du lingot d'or sur le marché, la production d'or a sans cesse décliné au cours des 30 dernières années. Inversement, la production du fer et du nickel a sans cesse augmenté en raison d'une forte demande. La production de l'uranium, directement reliée à l'utilisation de ce métal en tant que source d'énergie, a énormément fluctué ces dernières années. Par suite de la récente découverte d'un remarquable et vaste gisement de cuivre-zinc-argent à Kidd Creek (Ont.), la production d'argent devrait augmenter substantiellement. Les régions périphériques du Bouclier ont fourni la majeure partie de la production minérale du Bouclier, notamment les parties méridionales, du fait des facilités d'accès et de transport (carte 1252A). Les parties nord et centre ont été moins exploitées en raison de leur isolement, des difficultés d'accès et du coût élevé de ravitaillement. Néanmoins, les découvertes d'indices d'or, de nickel et de fer sont assez nombreuses pour donner l'espoir que d'autres découvertes suivront.

Jusqu'ici, les rares découvertes importantes et gîtes de cuivre-zinc et d'uranium dans les parties nord du Bouclier laissent croire à la possibilité d'une carence régionale de ces métaux et autres.

Étapes historiques de l'exploration

Les études géologiques et la prospection minérale ont toujours été liées très étroitement dans le Bouclier canadien. Au début, le Bouclier était exploré en canot et autres embarcations à faible tirant d'eau, par les rivières navigables et les lacs. Depuis l'avion, les équipes transportées par air ont utilisé les rivières et les lacs comme piste d'atterrissage et récemment, les hélicoptères ont été utilisés pour atteindre les régions inaccessibles à tout autre moyen de transport. On peut dire que les premières recherches systématiques de minéraux ont commencé avec le fondateur de la Commission géologique du Canada, sir William Logan. En 1842, Logan, nommé «géologue provincial», a reçu mission d'effectuer un levé géologique du Canada et d'organiser «un plan de travaux de recherches qui permettrait de développer rapidement et économiquement les ressources minérales du pays». Les rapports annuels de Logan et ses premiers rapports du progrès des travaux ont été suivis par son ouvrage désormais classique *Geology of Canada, 1863*; cet ouvrage, véritable source de renseignements sur les ressources minérales de l'Est du Canada, mentionne les indices de cuivre sur la côte nord du lac Huron qui deviendront la mine Bruce, première mine de cuivre au Canada.

En 1852, Sterry Hunt a identifié de l'ilménite dans le «minerai de fer titanifère» à St-Urbain (Québec). En 1846, Alexander Murray a indiqué le premier, la présence de nickel à la mine Wallace près de Whitefish Falls (Ont.) et, en 1856, il a décrit la présence de nickel dans un «trap magnétique» sur le méridien de Salter près de l'emplacement actuel de la mine Creighton de l'*International Nickel Company*. En 1866, H. G. Vennor rapporta le premier indice d'or en Ontario, à la mine Richardson au nord de Madoc. Entre 1877 et 1895, les géologues Robert Bell et A. P. Low signalent la présence de vastes gîtes de minerai de fer sur les îles Belcher dans la baie d'Hudson et le long de la rivière Koksoak dans le nord du Québec et au Labrador. G. C. Hoffman a mentionné, en 1882, la présence de niobium pour la première fois au Canada, dans le canton de Maisonneuve (Québec). En 1900, J. M. Bell a signalé la présence d'indices de cuivre et de cobalt au Grand lac de l'Ours dans les Territoires du Nord-Ouest; plus tard Gilbert Labine trouvera de la pechblende dans ces indices. W. G. Miller, en 1903, a identifié de l'argent dans du minerai découvert par Fred LaRose à Cobalt (Ont.). En 1904, W. A. Parks a constaté la présence d'or dans des filons de quartz à Kirkland Lake et à Larder Lake (Ont.). E. H. Horne, en 1917, a localisé les roches minéralisées de la mine Horne à Noranda

(Québec). En 1934, H. V. Ellsworth a identifié de la pechblende dans des échantillons de filons de la région de Beaverlodge (Sask.). J. E. Thomson, en 1931, a rapporté la présence de minéraux sulfures près du lac Manitouwadge (Ont.). Franc Joubin, en 1953, a localisé par forage de vastes dépôts d'uranium à Elliot Lake (Ont.). De 1962 à 1965, Murray Watts et ses associés ont découvert dans l'île Baffin du minerai de fer à haute teneur en hématite.

Techniques d'exploration

Les méthodes traditionnelles d'exploration minérale, qui incluent la cartographie géologique et les méthodes conventionnelles de prospection avec ou sans l'aide d'instruments, tels la boussole d'inclinaison et le plan de baté sont dépassées. Dans les levés modernes de géophysique aéroportés sont utilisés des instruments de télémétrie à propriétés magnétiques, électromagnétiques, radio-actives et autres. Les levés géophysiques au sol fournissent des données électriques, magnétiques, radio-actives et sismiques. Des programmes avancés de recherches en géochimie, basés sur l'échantillonnage des eaux de rivières, des sols et de la roche en place et d'études sur l'altération des roches, requièrent des instruments et des méthodes analytiques complexes.

Les pratiques actuelles d'exploration de gîtes minéraux comprennent d'intensives recherches sur une grande région sélectionnée sur la base de relations géologiques connues. De plus en plus, les gîtes minéraux sont considérés comme étant partie intégrante du milieu géologique lui-même, par suite, les données géologiques sont des guides essentiels au succès d'une exploration. L'apport de la technologie à l'exploration est mis en évidence d'une façon frappante en comparant les découvertes attribuées aux différentes méthodes de prospection au cours des dernières décennies (Lang, 1967). Entre 1946 et 1955, sur un total de 77 mines mises en production, 53 (69 p. 100) ont été découvertes par les méthodes conventionnelles de prospection; 17 (22 p. 100) l'ont été par les méthodes géologiques et 7 (9 p. 100) par les méthodes géophysiques. De 1955 à 1965, sur 175 mines mises en production, 87 (50 p. 100) ont été découvertes par les méthodes conventionnelles de prospection; 49 (28 p. 100) par les méthodes géologiques; 28 (16 p. 100) par les méthodes géophysiques; et 11 (6 p. 100) par d'autres méthodes. Les méthodes géochimiques ont aidé à la découverte de nouveaux gîtes minéraux entre 1955 et 1965. De ces observations, Lang conclut que les méthodes classiques de prospection sont encore importantes, que les méthodes géologiques et géophysiques ont une valeur sensiblement égale, que la prospection géochimique augmente et qu'en général les programmes combinés de ces méthodes obtiennent de plus en plus de succès.

LES PROVINCES TECTONIQUES ET LES ASSOCIATIONS MÉTALLOGÉNIQUES

Les effets laissés par les principales orogénèses du Précambrien sur les roches servent à diviser le Bouclier canadien en sept provinces tectoniques et permettent également de distinguer des associations métallogéniques. La plus ancienne orogénèse, le Kénorani, datée approximativement à 2,500 m.a., constitue le dernier intervalle important de plissement, de métamorphose et d'intrusion dans les provinces du lac Supérieur et des Esclaves. L'orogénèse de l'Hudsonien, datée approximativement à 1,700 m.a., a été reconnue dans les provinces de Churchill, de l'Ours et du Sud. L'orogénèse de l'Elsonien a affecté la province de Nain tandis que l'orogénèse du Grenvillien, d'environ 950 m.a., touchait la province de Grenville. Le Bouclier canadien est formé de plusieurs domaines lithologiques distincts dans lesquels les indices de minéraux constituent une part importante. La plupart des gîtes minéraux sont considérés comme étant une expression du milieu géologique qui existait au temps de la mise en place, de l'induration et de la déformation des roches encaissantes. Il en résulte qu'une connaissance du milieu géologique original donne une idée du type métallogénique et aide d'une façon appréciable à l'exploration minérale.

Les assemblages lithologiques archéens contiennent de grandes épaisseurs de roches volcaniques à prédominance d'associations basalte-andésite-rhyolite typiques des marges continentales orogéniquement actives tels que les arcs insulaires. Ils contiennent aussi des associations grauwacke-conglomérat-brèche-schiste argileux du type flysch, formées également dans des milieux orogéniquement instables. Les roches granitiques archéennes renferment une grande proportion de migmatite et de gneiss stratifiés considérés comme une altération métasomatique de roches sédimentaires préexistantes. Également, les gîtes minéraux archéens sont considérés comme résultant du milieu orogénique. Ils comprennent les gîtes stratiformes de sulfures polymétalliques, les gîtes d'or-argent, les gîtes de sulfure de nickel et aussi des gisements de fer sédimentaires. Les gîtes minéraux sont plutôt liés aux roches ignées, spécialement aux roches volcaniques.

Les assemblages lithologiques protérozoïques du Bouclier canadien se présentent sous forme de dépôts de plate-forme ou sous forme de dépôts de miogéosynclinaux comprenant de grandes épaisseurs de grès-quartzite, de dolomie, de calcaire, de schiste argileux, de formations ferrifères grenues et de coulées de basalte tholéitique. Dans certaines zones, on trouve ensemble du basalte de type géosynclinal, l'association grauwacke-schiste argileux et de grandes intrusions mafiques et ultramafiques, celles-ci généralement presque horizontales et occasionnellement stratifiées. Les intrusions alcalines, y compris les carbonatites, sont largement répandues, mais éparées. Les gîtes minéraux du Protérozoïque sont donc en grande partie des produits de milieux de plate-forme relativement

stables de la croûte terrestre. Ces gîtes comprennent des vastes placers d'uranium, des formations ferrifères grenues, des gîtes de plomb-zinc dans des roches carbonatées, des gîtes complexes de sulfures et de sulfarséniures d'argent-cobalt et de cuivre-nickel dans les intrusions mafiques, des gîtes de magnétite titanifère et des carbonatites à niobium.

Province du lac Supérieur

La province du lac Supérieur se caractérise par des zones de roches supracrustales de l'Archéen, à direction est et séparées par de vastes régions de roches granitiques. Dans plusieurs de ces zones, les roches supracrustales sont faiblement métamorphosées. Certains endroits renferment des intrusions mafiques et quelques rares intrusions postorogéniques alcalines.

Nombre de gîtes stratiformes de sulfures polymétalliques, comme ceux représentés par la combinaison cuivre-zinc-argent-or, sont associés aux roches volcaniques. Les gîtes se trouvent soit dans les roches volcaniques et les intrusions mafiques associées ou dans les sédiments environnants. Des exemples typiques de ces gisements se trouvent à Chibougamau, à Matagami et à Noranda (Québec), à Timmins, à Timagami et à Manitouwadge (Ont.).

Les formations ferrifères stratifiées du type Algoma s'étendent généralement dans les zones volcano-sédimentaires. Les parties les plus étendues et les plus riches de ces formations peuvent constituer des massifs de minerai. De vastes réserves de minerai de magnétite-hématite de basse teneur de type susceptible de concentration gisent à Kirkland Lake, à Timagami, au lac Bruce, au lac Spirit-Nord et au lac St-Joseph dans le nord de l'Ontario. Certains endroits contiennent des dépôts de sidérite et de pyrite et quelques gîtes d'origine secondaire d'hématite-limonite.

Des gîtes d'or filonien sont courants dans les zones riches en roches volcaniques, plusieurs se trouvent au contact des petits stocks granitiques ou dans des zones de cisaillement. Les filons typiques de quartz-carbonate contiennent des minéraux sulfures, des tellurures et de l'or natif et généralement de l'argent natif. Quelques gîtes aurifères se trouvent dans la formation ferrifère stratifiée. A Kirkland Lake, les gîtes aurifères sont étroitement associés à des stocks de syénite. On a trouvé en outre de grande quantité d'or dans les gros gisements de sulfure polymétallique. De gros massifs de minerai d'argent natif sont associés aux filons-couches mafiques du Protérozoïque dans la sous-province de Cobalt et également avec les importants gîtes de sulfures polymétalliques associés aux roches volcaniques en Ontario et au Québec. Des roches pegmatitiques et granitiques au Québec et en Ontario renferment des gîtes de molybdène, de lithium et de béryllium.

Province des Esclaves

La province des Esclaves renferme des zones de roches volcaniques et sédimentaires archéennes, généralement orientées nord et séparées par de grandes régions de roches granitiques. L'or est le métal le plus répandu dans cette province et est largement réparti dans une grande variété de roches; plus de 1,000 indices ont été comptés (Lang, 1962). Les plus importants gîtes en production sont associés à des roches volcaniques et à des intrusions dans le sud de la province; le sud révèle également quelques indices de cuivre, de plomb, de cobalt, de nickel et d'argent natif. Dans l'est, la province renferme des pegmatites à teneur d'un peu de lithium, de tungstène, de béryllium, de niobium, de tantale et d'étain. De notoriété, il n'existe pas d'importants gîtes de métaux communs, d'uranium et de fer ou ils sont rares.

Province de l'Ours

La province de l'Ours est recouverte de roches volcaniques et sédimentaires du Protérozoïque, en partie déformées par l'orogénèse de l'Hudsonien et en partie plus récentes et horizontales. L'uranium est le métal caractéristique de cette province. Une centaine d'indices de pechblende, surtout filoniens, ont été décelés sur une grande partie de la province. A l'est du Grand lac de l'Ours, de petits gîtes contiennent de l'argent natif, du cobalt, du nickel, du cuivre et de l'or. Dans la partie nord de la province, des coulées de lave basaltique sont minéralisées en cuivre.

Province de Churchill

La province de Churchill, la plus vaste du Bouclier canadien, contient une grande variété de roches de l'Archéen et du Protérozoïque. Les zones archéennes riches en roches volcaniques contiennent des assemblages de minéraux semblables à ceux de la province du lac Supérieur. On trouve des gîtes de sulfure polymétallique et des indices des combinaisons cuivre-zinc-or-argent dans la zone de Flin Flon au Manitoba et en Saskatchewan et dans la zone d'Ennadai dans les Territoires du Nord-Ouest. Des minerais de sulfure de nickel-cuivre sont associés à des intrusions mafiques et ultramafiques dans les régions de Lynn Lake et de Thompson (Man.), à Rankin Inlet et au lac Ferguson (T.N.-O.). De nombreux indices d'or filonien ont été décelés dans la zone de Flin Flon (Man.), dans la région au nord de LaRonge (Sask.) et dans la partie est de la zone d'Ennadai. La plupart sont des filons de quartz aurifère dans des formations volcaniques schisteuses et dans des roches sédimentaires au voisinage d'intrusions de porphyre granitique.

Les formations ferrifères du géosynclinal du Labrador renferment d'importants gîtes de fer. Les minerais de fer de la zone centrale sont expédiés directement sous

forme de minerai à hématite tandis que le minerai à magnétite-hématite de la partie sud de la province est du type susceptible de concentration. Les séquences sédimentaires des îles Belcher et des îles de la côte de la baie d'Hudson contiennent des gîtes ferrifères à basse teneur. Par ailleurs, les strates métasédimentaires de l'île Baffin renferment d'importants gisements de fer à hématite à haute teneur. Dans la zone d'Ennadai s'étendent des formations ferrifères de magnétite, qui sont peut-être économiques en teneur et en dimension. De petites zones de formation de fer renfermant des concentrations de sulfures de fer ont été trouvées dans quelques zones étroites de roches volcaniques et sédimentaires métamorphisées dans le nord du district de Keewatin et dans le sud de l'île Baffin.

Des roches sédimentaires et granitiques de la région de Beaverlodge sur la côte nord du lac Athabasca en Saskatchewan renferment des gîtes d'uranium. De la pechblende gît dans des matériaux granitisés et broyés et comme remplissage de filons de calcite. A la mine Gunnar, de la syénite à albite carbonatisée contient disséminés de la pechblende et de l'uranophane. On trouve aussi de l'uranium dans les sédiments aphébiens dans le voisinage du lac Mistassini au nord du Québec.

La zone de Cape Smith, au nord du Québec, renferme des indices d'amiante associés aux masses de roches mafiques et ultramafiques. Des indices de crocidolite ont été trouvés dans des roches ferrifères aphébiennes près du lac Knob (Québec).

Province de Grenville

La province de Grenville renferme un mélange considérable de roches des diverses ères du Précambrien. L'orogénèse du Grenvillien est la plus jeune des grandes orogénèses du Précambrien qui ont affecté les roches de cette province. Les associations de minerais sont donc très variées. De gros gisements de magnétite-hématite s'étendent dans la formation ferrifère fortement métamorphisée qui forme l'extension sud des roches aphébiennes du géosynclinal du Labrador. De petits gisements de magnétite titanifère dans des roches skarns se trouvent en bordure d'intrusions mafiques dans la partie sud de la province. Des calcaires du sud-est de l'Ontario et du Québec recèlent de petits gîtes de magnétite non titanifère. De gros gisements d'ilménite, principal minerai de titane, s'étendent sous forme de ségrégations magmatiques, dans l'anorthosite de l'Elsonien du sud du Québec, particulièrement dans les masses du lac Allard et de St-Urbain. Des gîtes de niobium ont été trouvés dans les carbonatites des régions du lac Nipissing (Ont.) et d'Oka (Québec). Des pegmatites uranifères se trouvent dans des gneiss métamorphisés à Bancroft (Ont.). Certains endroits contiennent de petits gisements d'or, de plomb-zinc, de molybdène et des substances non métalliques comme la syénite néphélinique et les minerais à magnésium, la dolomie et la brucite.

Province du Sud

Bien que cette province tectonique soit une des plus petites du Bouclier canadien, sa production minérale a été très élevée. Les gîtes de nickel de Sudbury se trouvent dans un épais filon-couche de norite, de diorite quartzique et de micropegmatite, situé le long de la discordance entre les strates de l'Aphébién et les roches cristallines de l'Archéen. Outre le nickel, ces gîtes contiennent de grandes réserves de cuivre et de petites quantités d'or, d'argent et de métaux du groupe platine. Les conglomérats à fragments de quartz de la partie inférieure

du groupe de Bruce de l'Aphébién de la région de Blind River renferment d'énormes quantités d'uranium. Le minerai est formé de brannérite, d'uraninite, de pechblende et de monazite, minéraux considérés comme ayant formé des placers dans des dépressions formées par l'érosion dans les roches du soubassement. Dans la région de Port-Arthur, des gîtes d'argent reposent dans les sédiments de l'Animikie au contact avec les sills et les dykes mafiques de l'Hélikien. De petits gîtes de plomb-zinc se trouvent dans les lits rouges de l'Hélikien. La formation ferrière de Gunflint dans le district de Thunder Bay contient de grands gisements de fer submarginiaux.

L'ÉVOLUTION MÉTALLOGÉNIQUE DU BOUCLIER CANADIEN

Les études des relations géologiques et métallogéniques du Bouclier canadien ont donné naissance à la théorie de l'évolution de la croûte terrestre selon un accroissement à partir de protocontinents (Goodwin, 1968). Les principaux aspects de l'évolution de la croûte terrestre au Précambrien, d'après cette théorie, sont qu'à partir de l'état de protocontinents minces et instables, la croûte est passée à des masses continentales épaisses et stables. Les stades de cette évolution correspondent au stade immédiatement antérieur aux géosynclinaux et à celui de leur début. Les lieux de mise en place à la surface de la croûte terrestre étaient au cours de l'Archéen des bassins et des tranchées à répartition sporadique et sublinéaire, tandis qu'ils étaient des plates-formes stables, de larges bassins, et de longs géosynclinaux primitifs linéaires au cours du Protérozoïque. Les principales directions tectoniques orientées est et nord au cours de l'Archéen ont pris une orientation nord-est et nord-ouest durant le Protérozoïque. La sédimentation est passée du type orogénique et flysch durant l'Archéen au type stable, mature et de plate-forme durant le Protérozoïque. L'activité volcanique sous forme de séquence et à composition simple durant l'Archéen était de composition variée et non en séquence durant le Protérozoïque. Également, la minéralisation est passée d'assemblages relativement simples d'or et d'argent natifs, de sulfures simples des métaux communs et de sulfures de fer et de nickel durant l'Archéen à des assemblages complexes de minéraux sulfures et sulfarséniures polymétalliques d'uranium, de plomb, de fer et de nickel au cours du Protérozoïque.

Croûte archéenne

Les protocontinents archéens sont considérés comme étant les parties originales de la croûte terrestre et étaient composés de noyaux granitiques ou d'éléments cratoniques et d'éléments orogéniques linéaires supracrustaux. Les protocontinents naissants sont représentés par une répartition de sporadique à sublinéaire de petits cratons et d'orogènes. Les protocontinents matures sont caractérisés par une répartition périphérique de longs

orogènes linéaires autour de vastes cratons au centre. L'accroissement des protocontinents s'est formé par l'addition en surface d'orogènes et par l'apport sous la croûte de nouveaux matériaux venant du manteau et de composition de la croûte. A mesure de leur accroissement à divers stades de leur développement, les protocontinents ont fusionné pour former une vaste masse continentale stable. Dans le Bouclier canadien, on a reconnu les restes de quatre protocontinents à différents stades de croissance et de développement: les protocontinents du lac Supérieur, d'Hudson, des Esclaves et d'Ungava (fig. V-1).

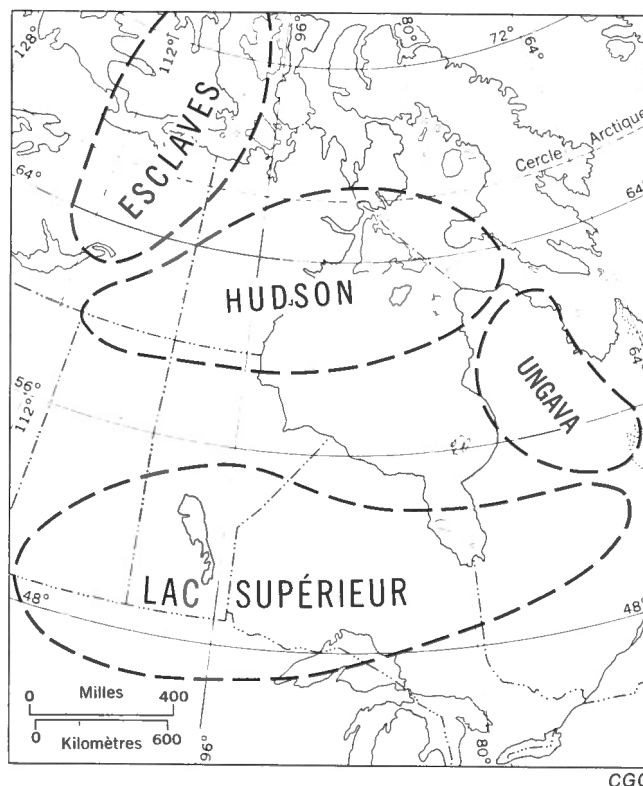


FIGURE V-1. Les protocontinents archéens (A. M. Goodwin).

Protocontinent du lac Supérieur. Ce protocontinent est formé de plusieurs zones orogéniques riches en roches volcaniques alternant avec d'autres zones riches en roches sédimentaires et de masses irrégulières granitiques. La partie sud comprend trois principales zones riches en roches volcaniques, orientées vers l'est; ce sont les zones d'Uchi, de Wabigoon et d'Abitibi-Wawa (fig. V-2). La partie nord-ouest comprend également trois zones riches en roches volcaniques, mais moins bien définies, les zones de Windigo, d'Amisk et de LaRonge. Les zones orogéniques sont réparties autour d'un noyau principal granitique ou craton, partiellement affleurant dans le nord-ouest de l'Ontario et dans la partie contiguë du Manitoba. Dans la partie sud de ce protocontinent, les zones riches en roches volcaniques présentent du nord au sud les variations suivantes: 1) elles croissent en largeur, 2) les aires de roches volcaniques à l'intérieur de chaque zone croissent en étendue, 3) la quantité des roches volcaniques felsiques augmente et 4) il semble que les assemblages volcaniques deviennent plus complexes chimiquement. Les zones dans la partie nord-ouest, bien qu'elles soient moins bien connues, montrent partiellement les mêmes variations vers le nord. Des variations identiques, du centre des zones vers leur périphérie, peuvent indiquer des roches plus récentes à la périphérie. En conséquence, une longue et complexe histoire orogénique comprenant plusieurs épisodes d'emplacement de granite a été émise; toutefois, il n'y a pas de doute qu'il existe plusieurs exceptions à ces généralisations.

Protocontinents d'Hudson et des Esclaves. Les parties centrale et septentrionale du Bouclier canadien sont caractérisées par une répartition sporadique et sublinéaire de zones comparativement courtes et discontinues riches en roches volcaniques et sédimentaires. Ces zones ont une orientation est et est-nord-est dans le protocontinent d'Hudson et nord dans le protocontinent des Esclaves. Dans le protocontinent d'Hudson, en se basant sur l'orientation régionale des zones et la répartition des régions surtout granitiques, on considère que la région au nord-ouest de la baie d'Hudson et peut-être celle au nord-est du lac Athabasca étaient des éléments cratoniques. Dans le protocontinent des Esclaves, l'orientation nord des zones et la répartition des masses granitiques supposent la présence d'une masse cratonique dans la partie nord de ce protocontinent, presque entièrement recouverte actuellement par des roches postarchéennes.

Protocontinent d'Ungava. Très peu d'informations existent sur les roches volcaniques et sédimentaires de l'Archéen de la région du Bouclier canadien à l'est de la baie d'Hudson où le métamorphisme est fort et la structure obscure. De longues zones linéaires de roches du Protérozoïque entourent ce protocontinent sauf la partie sud-est d'une grande région de roches granitiques dans le nord du Québec. Sur ce fait, on a conclu que le protocon-

tiné d'Ungava est caractérisé par des zones orientées vers le nord. D'autres restes de protocontinents de l'Archéen peuvent exister dans les parties nord-est du Bouclier canadien comme dans l'île Baffin et dans l'est de l'Ungava.

Minéralisation archéenne

Presque tous les indices connus de minéralisations dans les roches archéennes se trouvent dans les zones riches en roches volcaniques ou zones de roches vertes. La plupart de ces indices, que ce soient des masses de sulfures, des filons de quartz aurifères, des intrusions mafiques nickélifères ou des sédiments ferrugineux, sont étroitement associés aux roches volcaniques elles-mêmes. De nombreux indices de minéraux sont associés aux concentrations de roches volcaniques felsiques, c'est-à-dire aux endroits d'anciens centres volcaniques. D'après Goodwin (1965), cette association étroite des métaux et des roches volcaniques est une indication qu'ils sont des produits ignés cosanguins. Les gîtes de métaux communs se trouvent de préférence dans les parties extérieures, présumées les parties plus jeunes du protocontinent du lac Supérieur, tandis que la minéralisation en or, en fer et en nickel est plus uniformément répartie et en quantité directement proportionnelle à la quantité de roches volcaniques. La répartition de la minéralisation dans les protocontinents des Esclaves et d'Hudson ressemble à celles de la partie intérieure ou de la partie déficiente en métaux communs du protocontinent du lac Supérieur. Les tracés métallogéniques du Bouclier canadien, représentés sur les figures de V-2 à V-5, sont basés sur les étapes actuelles de l'exploration et sont donc influencés par plusieurs variables (Goodwin, 1968b). Lors de la préparation de ces figures, une sélection d'indices et de type de gîtes minéraux a été faite pour chaque partie du Bouclier et seule cette sélection, et non tous les indices et gîtes minéraux connus, a été représentée.

La figure V-2 montre la répartition de 197 indices aurifères dans le protocontinent du lac Supérieur. Sauf certaines exceptions, ces indices reposent dans des zones riches en roches volcaniques et sont plutôt associés avec les roches volcaniques felsiques. En général, le nombre d'indices aurifères représentatifs (tabl. V-2) dans chacune des six zones riches en roches volcaniques est directement proportionnel à la quantité de roches volcaniques dans chaque zone. Cette règle montre que la minéralisation aurifère est assez uniformément répartie à l'intérieur des roches volcaniques de ce protocontinent.

La majorité des 33 indices représentatifs de nickel et des 71 de fer (fig. V-3) sont dans ou au voisinage des zones riches en roches volcaniques. La répartition des indices de nickel ne montre pas de préférence pour les roches volcaniques felsiques, mais au contraire, une association aux roches mafiques et ultramafiques. Le nombre d'indices nickélifères est proportionnel aux dimensions

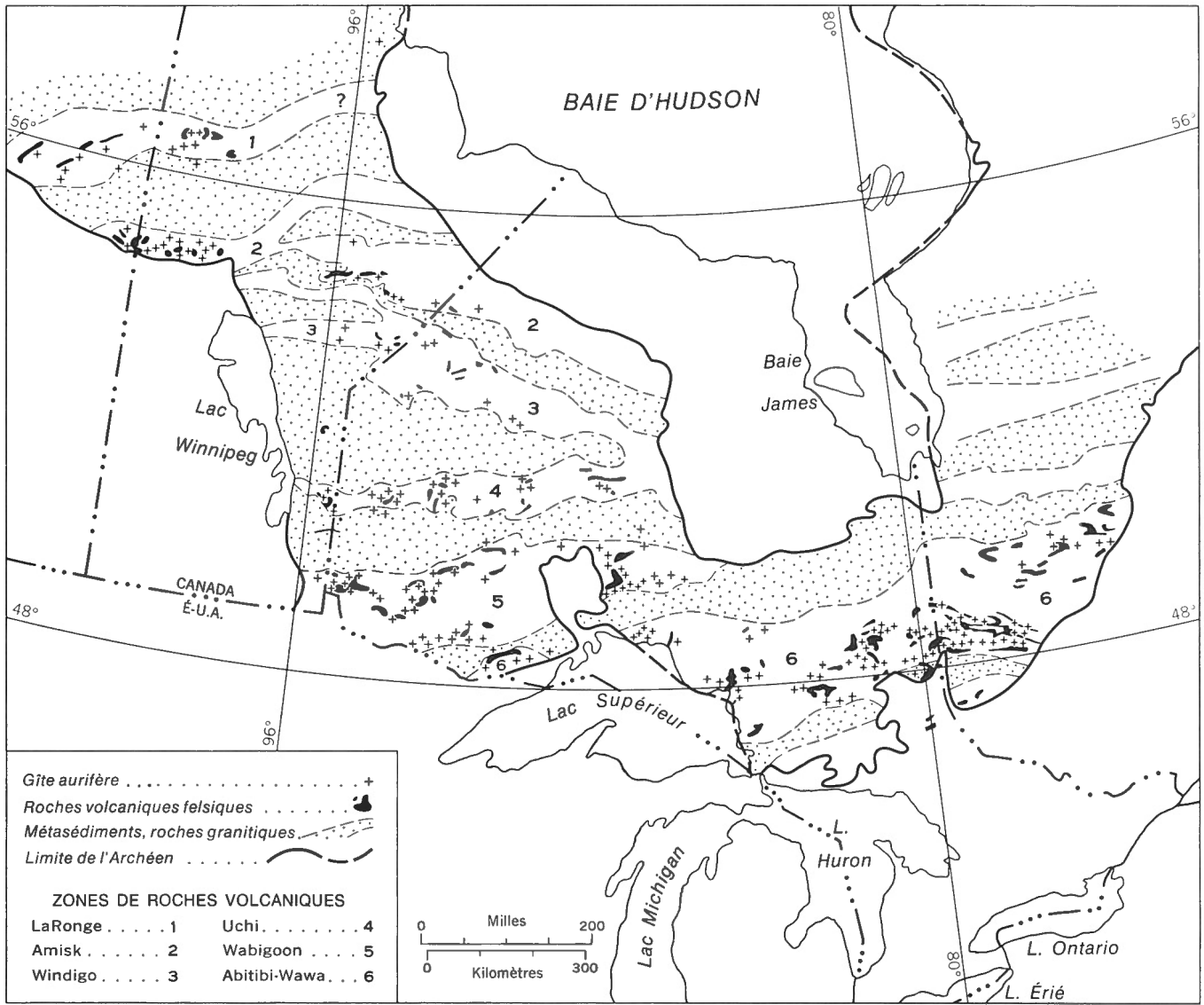


FIGURE V-2. Gîtes représentatifs d'or du protocontinent du lac Supérieur (A. M. Goodwin).

relatives des zones, sauf pour la zone de LaRonge, apparemment déficiente en ce métal. La plupart des indices ferrifères se trouvent dans les phases pyroclastiques des roches volcaniques ou dans les sédiments contigus. Le nombre des indices ferrifères est généralement proportionnel aux dimensions des trois zones méridionales; cependant, les indices ferrifères connus sont rares dans la zone d'Amisk et absents dans celle de LaRonge.

La majorité des 183 indices représentatifs de cuivre-zinc et des 17 indices représentatifs de zinc-plomb (fig. V-4) sont associés aux roches volcaniques felsiques. A l'intérieur du protocontinent, un accroissement prononcé dans le nombre des indices de cuivre-zinc à partir du

centre du protocontinent vers sa périphérie est apparent; cependant, cet accroissement n'est pas proportionnel à la dimension relative des zones. Les indices de sulfure de plomb sont presque restreints à la zone d'Abitibi-Wawa, la plus grande et présumée la plus récente zone riche en roches volcaniques du protocontinent du lac Supérieur. La partie intérieure du protocontinent du lac Supérieur, qui comprend les zones d'Uchi et de Windigo, renferme proportionnellement plus d'or, de fer, de nickel et de loin beaucoup moins d'indices de sulfure de cuivre-zinc-plomb que la partie extérieure présumée plus récente qui comprend les zones d'Abitibi-Wawa, de Wabigoon, d'Amisk et de LaRonge (tabl. V-2).

TABLEAU V-2

Gîtes minéraux représentatifs et grandeurs relatives des zones de roches volcaniques du protocontinent du lac Supérieur

Zone volcanique	Grandeur relative	Or	Cuivre-zinc	Zinc-plomb	Nickel	Fer	Total
a) Total des gîtes du protocontinent du lac Supérieur							
LaRonge ¹	1.5	14	19	3	2	0	38
Amisk	2	20	30	1	7	3	61
Windigo	1	10	2	0	3	5	20
Uchi	1	21	5	0	4	13	43
Wabigoon	2	50	17	2	7	20	96
Abitibi-Wawa ²	4	82	110	11	10	30	243
Total		197	183	17	33	71	501
Pourcentage		39	36	4	7	14	100

b) Total des gîtes du Noyau (zones d'Uchi et de Windigo)

Windigo	1	10	2	0	3	5	20
Uchi	1	21	5	0	4	13	43
Total		31	7	0	7	18	63
Pourcentage		49	11	0	11	29	100

c) Total des gîtes de l'Anneau (zones de LaRonge, d'Amisk, de Wabigoon et d'Abitibi-Wawa)

LaRonge	1.5	14	19	3	2	0	38
Amisk	2	20	30	1	7	3	61
Wabigoon	2	50	17	2	7	20	96
Abitibi-Wawa	4	82	110	11	10	30	243
Total		166	176	17	26	53	438
Pourcentage		38	40	4	6	12	100

¹ Comprend la région de Meades Lake au nord.

² Comprend la région de Ville-Marie au sud.

La figure V-5 montre les indices minéraux représentatifs des roches archéennes des protocontinents d'Hudson et des Esclaves; les indices sont associés de préférence avec les zones riches en roches volcaniques. Les indices aurifères, situés surtout dans les zones de roches volcaniques du protocontinent des Esclaves et dans la zone d'Ennadai du protocontinent d'Hudson, sont associés communément avec les roches volcaniques felsiques. Des indices ferrifères, représentés par la formation de fer à magnétite et le sulfure de fer, se trouvent dans la partie est du protocontinent d'Hudson. Quelques indices de fer et nickel reposent

dans des roches sédimentaires à une certaine distance de roches volcaniques connues. Comparés avec le nombre d'indices connus dans le protocontinent du lac Supérieur, les indices minéraux connus dans les protocontinents des Esclaves et d'Hudson sont beaucoup moins nombreux; cette relation métallogénique tient à ce que les zones riches en roches volcaniques sont moins nombreuses et plus petites. De plus, les indices de sulfures de cuivre-zinc sont peu abondants (tabl. V-3).

Ainsi, les relations géologiques et métallogéniques dans les protocontinents des Esclaves et d'Hudson semblent identiques à celles de la partie intérieure présumée de formation plus ancienne du protocontinent du lac Supérieur et constituent des provinces minérales à minéralisation or-fer-nickel (tabl. V-4). La partie extérieure du protocontinent du lac Supérieur montre plus de diversité et est plus riche en sulfures de métaux communs et en minéralisation en or-fer-nickel que les autres provinces. La tendance à la diversité métallogénique de la partie extérieure, présumée de formation plus récente de ce protocontinent, semble être accompagnée d'un accroissement de la diversité chimique, notamment de l'alcalinité, de séries ignées et volcaniques.

Croûte protérozoïque

La répartition des roches supracrustales du Protérozoïque est représentée par de longs éléments linéaires et par des éléments en forme de larges bassins (carte 1250A). Les orientations nord-est et à un degré moindre nord-ouest prédominent. On rencontre communément des strates horizontales et d'autres légèrement inclinées. Les zones principales de roches du Protérozoïque s'étendent par intermittence du lac Supérieur au lac Mistassini à travers le nord du Québec et du Labrador, le long de l'extrémité nord de l'Ungava et le long de la côte est de la baie d'Hudson. Les roches du Protérozoïque couvrent de vastes régions au sud et à l'est du lac Athabasca, au sud et à l'est du Grand lac des Esclaves et sont présentes également à 200 milles plus à l'est aux lacs Dubawnt et Baker et dans le voisinage du Grand lac de

TABLEAU V-3

Gîtes minéraux représentatifs des protocontinents des Esclaves et d'Hudson

Protocontinent	Or	Cuivre-zinc	Nickel	Fer	Total
Hudson	16	7	8	15	46
Esclaves	30	7	3	5	45
Total	46	14	11	20	91
Pourcentage	51	15	12	22	100

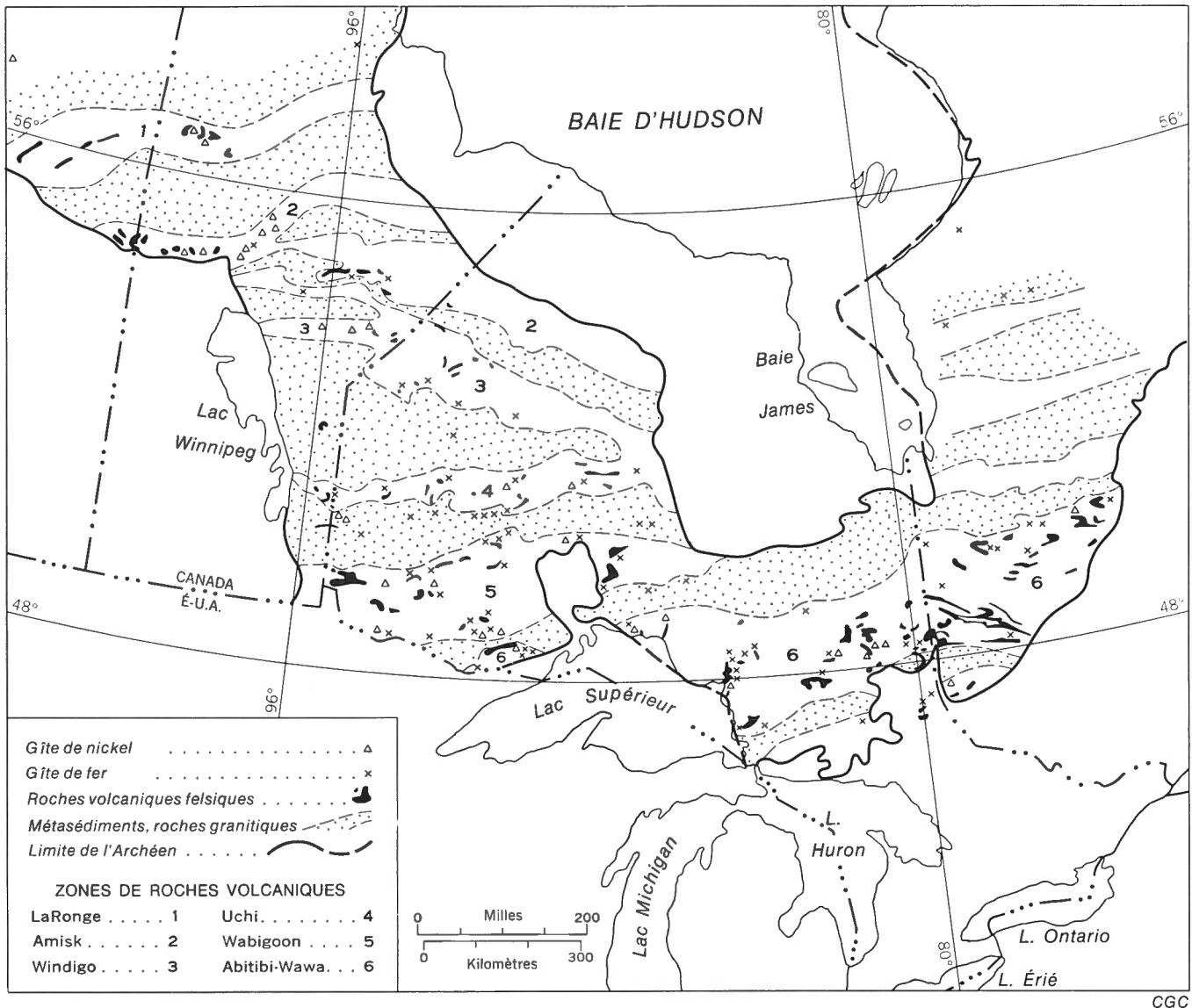


FIGURE V-3. Gîtes représentatifs de nickel et de fer du protocontinent du lac Supérieur (A. M. Goodwin).

l'Ours et de l'inlet Bathurst. D'autres zones de roches du Protérozoïque s'étendent dans le nord des îles de l'Arctique et à l'est de l'île Baffin.

Les assemblages de roches sédimentaires du Protérozoïque comprennent des quartzites et des grès matures, du calcaire et de la dolomie, des schistes carbonés, de la formation ferrifère du type du lac Supérieur et des lits rouges. Plusieurs assemblages de roches du Protérozoïque, du fait de leur lithologie distincte, de leur grande épaisseur, de leur longue suite stratigraphique et de nombre de critères caractéristiques tels que des lits entrecroisés, des rides de plage, des empreintes de pluie, des fentes de dessiccation, des conglomérats et brèches intraformationnels et des stromatolites, sont considérés résulter d'un

milieu stable de plate-forme, en eau peu profonde ou dans des conditions de miogéosynclinal.

Les assemblages de roches volcaniques du Protérozoïque sont représentés surtout par d'importantes épaisseurs de basalte tholéiitique dans la région du lac Supérieur, à la rivière Coppermine dans les Territoires du Nord-Ouest (Baragar, 1967), et au lac Seal dans l'est de l'Ungava. Ils rappellent les basaltes de plateau du type continental plus récents, et caractéristiques des régions continentales stables. Les basaltes tholéiitiques du type géosynclinal, caractérisés par une haute teneur en fer (Baragar, 1960), sont en outre présents dans la partie est du géosynclinal du Labrador et des roches volcaniques trachytiques s'étendent dans la région du lac Dubawnt

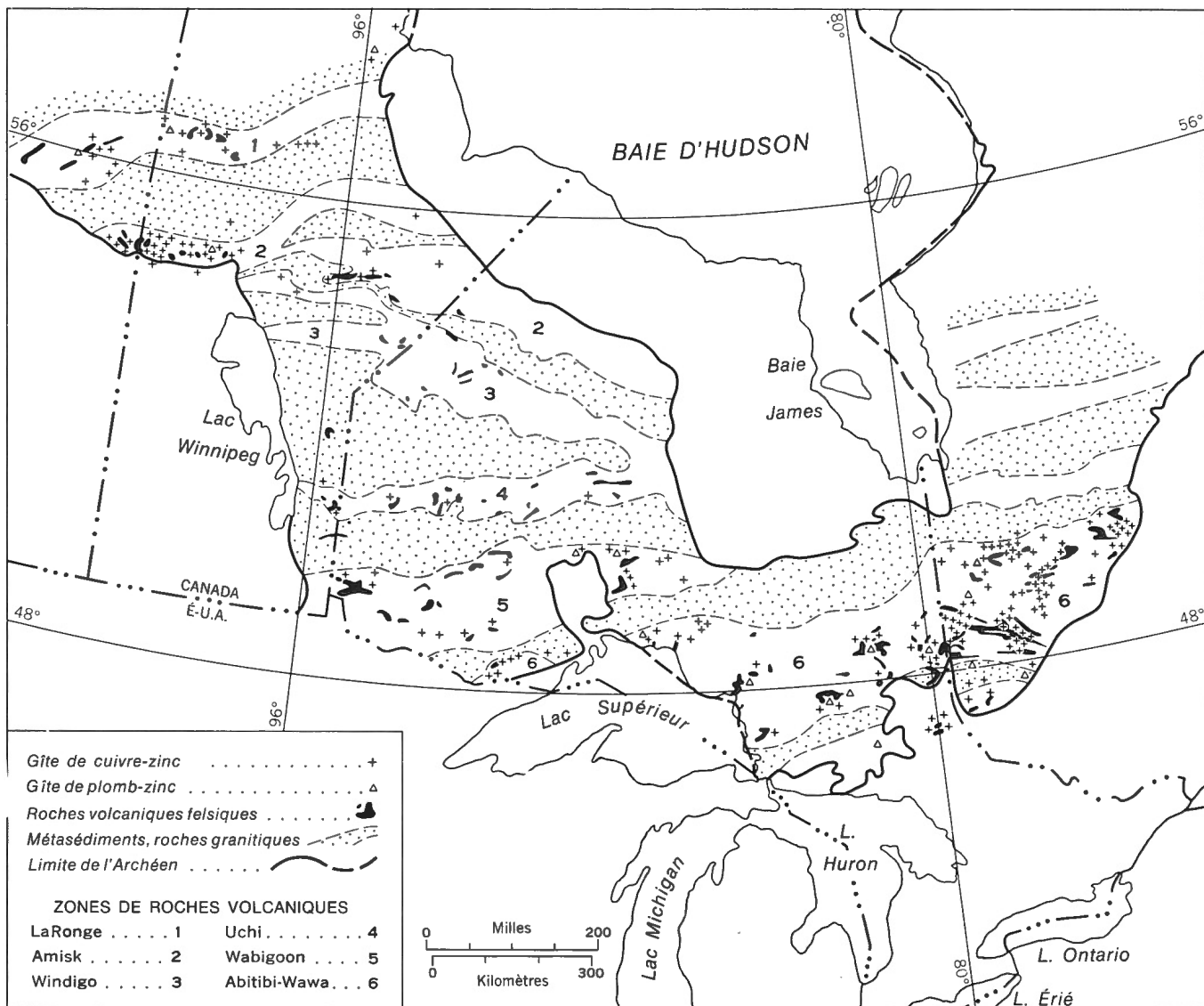


FIGURE V-4. Gîtes représentatifs de cuivre-zinc et de zinc-plomb du protocontinent du lac Supérieur (A. M. Goodwin).

(T.N.-O.) (Donaldson, 1965). Certains endroits contiennent des roches volcaniques felsiques.

Les roches granitiques du Protérozoïque sont largement répandues dans le Bouclier. Plusieurs intrusions et complexes du Protérozoïque ont été identifiés dans les Territoires du Nord-Ouest, au sud et à l'est de la province de Churchill, dans les provinces de Grenville et de Nain et dans certaines parties de la province du lac Supérieur. Une étude géochimique de reconnaissance des terrains granitiques du Protérozoïque a révélé que la composition moyenne de ces roches était étroitement similaire à celle des granodiorites ordinaires (Fahrig et Eade, 1968; Shaw et coll., 1967). Une comparaison de la moyenne entre la teneur en K_2O , U et Th des roches granitiques du Protérozoïque et celle de l'Archéen indi-

que un accroissement significatif du niveau de la radioactivité par un facteur de 1.8 fois dans les roches granitiques du Protérozoïque, en particulier du niveau de l'uranium.

Minéralisation protérozoïque

Les roches du Protérozoïque du Bouclier canadien contiennent une série bien distinctive de gîtes minéraux. Il y a : 1) trois types principaux de gîtes d'uranium: gîtes dans les conglomérats à fragments de quartz de Blind River, Ontario et du nord-ouest du Bouclier; gîtes dans des pegmatites de la province de Grenville; gîtes dans des filons du nord-ouest du Bouclier (Lang et coll., 1962); 2) les formations ferrifères grenues du type du lac Supérieur (Gross, 1965) au lac Supérieur, au Labra-

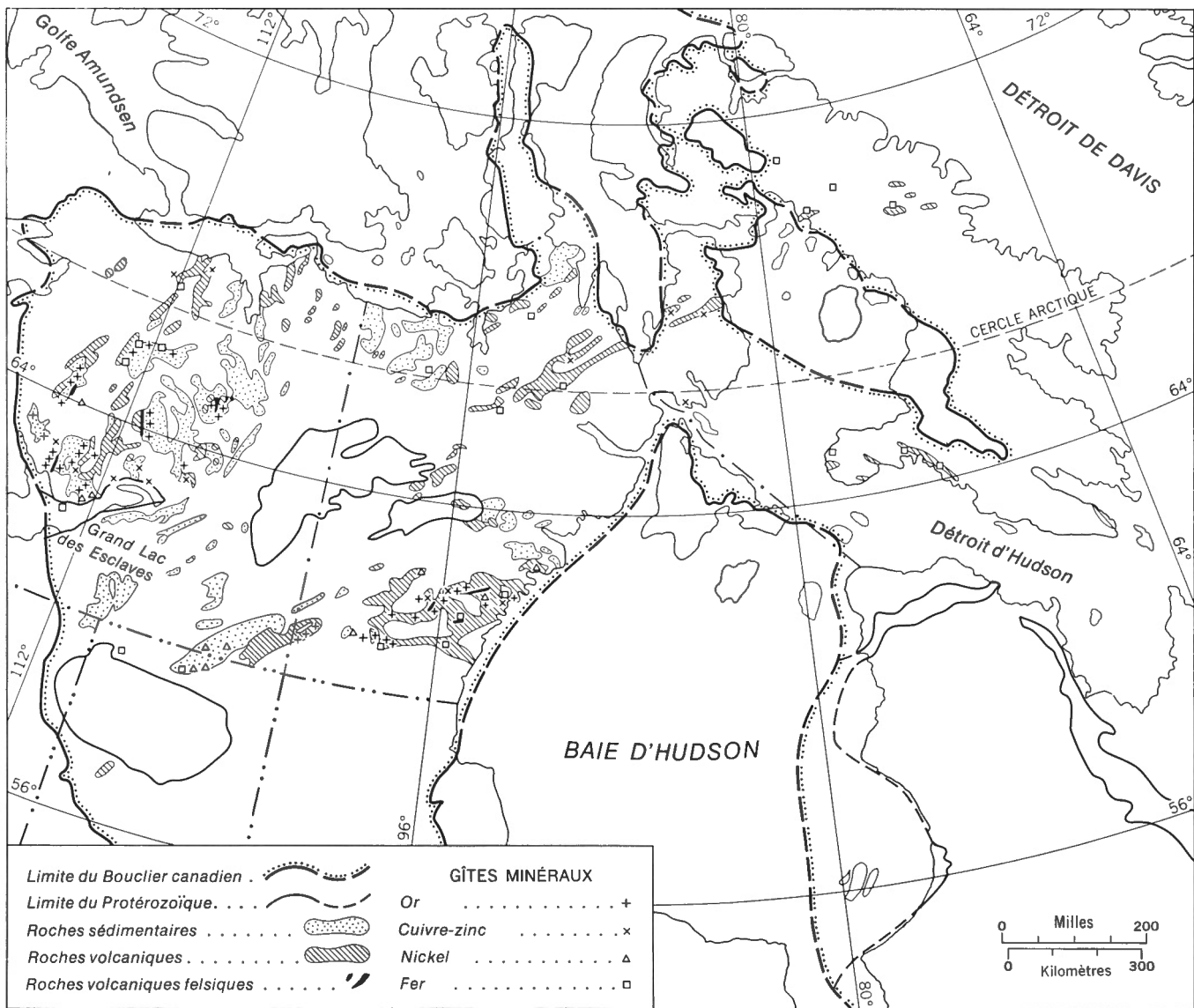
TABLEAU V-4

Pourcentage des gîtes minéraux représentatifs des protocontinents archéens

	Protocontinent du lac Supérieur			Proto-continents d'Hudson et des Esclaves
	Total (%)	Anneau (%)	Noyau (%)	(%)
Or	39	38	49	51
Cuivre-zinc-plomb	40	44	11	15
Fer	14	12	29	22
Nickel	7	6	11	12

dor, dans les îles Belcher et au lac Mistassini; 3) les minerais complexes de nickel-platine associés aux intrusions mafiques à Sudbury; 4) les sulfarséniures complexes d'argent associés aux intrusions mafiques à Cobalt et dans le district de Thunder Bay de la région du lac Supérieur; 5) les gîtes de cuivre dans les roches volcaniques et sédimentaires du Protérozoïque au lac Supérieur et dans la région de la rivière Coppermine dans les Territoires du Nord-Ouest; et 6) de petits indices de sulfure de plomb dans plusieurs régions.

Les indices minéraux ou groupes d'indices apparentés du Protérozoïque sont généralement vastes et de grande étendue; ils empruntent la forme et les propriétés des roches encaissantes du Protérozoïque. Le caractère lithologique et la répartition des roches du Protérozoïque indi-



CGC

FIGURE V-5. Relation entre les gîtes minéraux représentatifs et les roches sédimentaires et volcaniques archéennes du nord du Bouclier (Goodwin).

quent la présence de plates-formes stables, de bassins et de géosynclinaux primitifs. Ces traits impliquent une stabilité prononcée de la croûte terrestre et une continuité des éléments linéaires d'où la présence d'une croûte relativement épaisse et stable. La formation d'une croûte épaisse au Protérozoïque est attribuée principalement à la croissance et à l'assemblage des protocontinents archéens et aux apports au-dessous de la croûte de matériaux nouveaux du type de croûte provenant du manteau (Goodwin, 1968). Grosso modo, l'histoire tectonique du Protérozoïque du Bouclier canadien reflète un épaississement et une stabilisation progressive de la croûte terrestre. Les gîtes minéraux du Protérozoïque, qu'il s'agisse de concentrations d'ura-

nium en placers dans des conglomérats à fragments de quartz, des formations ferrifères grenues, des gîtes de plomb-zinc dans des roches carbonatées récifales ou des sulfarséniures complexes dans des intrusions mafiques, sont les résultats relevant d'une croûte relativement épaisse et stable.

Quant à la lithologie, à la tectonique et à la métallogénie, les roches du Protérozoïque ressemblent davantage aux roches du Phanérozoïque qu'aux roches archéennes. Ceci est interprété comme indiquant que l'évolution de la croûte terrestre est unidirectionnelle et il est à remarquer que les associations métallogéniques constituent une importante phase de cette évolution.

LES ÉLÉMENTS RADIO-ACTIFS

Uranium

Le Canada est l'un des principaux producteurs d'uranium au monde et possède les plus grandes réserves connues de minerai d'uranium (fig. V-6). Toute la production provient du Bouclier canadien (tabl. V-1) et l'extraction a commencé en 1942 à la mine Eldorado sur le Grand lac de l'Ours. On a découvert des gisements plus considérables à Beaverlodge, dans le nord de la Saskatchewan en 1946, et à Blind River, en Ontario, en 1949. La prospection d'uranium s'est faite sur une grande échelle de 1948 à 1955, et des milliers d'indices ont été découverts en différents endroits du Bouclier. Après 1960, l'expiration des contrats a provoqué la fermeture de plusieurs mines; d'autres mines ont dû être fermées après épuisement du minerai. Depuis quelques années, la demande a de nouveau augmenté. L'uranium est un métal assez répandu dans la croûte terrestre; il est plus abondant que l'or ou l'argent, mais il est en quantités moindres que le cuivre, le nickel ou le zinc. L'uranium a une forte tendance à former des oxydes plutôt que des sulfures et d'être dispersé au lieu de former des gisements à haute teneur. Au Canada, d'après les règlements de la Commission de contrôle de l'énergie atomique, une substance est classée substance radio-active lorsqu'elle a une teneur minimale de 0.05 p. 100 d'oxyde d'uranium (U_3O_8) ou son équivalent. Cette teneur a servi à définir les indices d'uranium et de thorium; il existe de nombreux endroits où les teneurs sont plus faibles, mais on ne les considère pas comme des indices d'uranium. La Commission de contrôle de l'énergie atomique réglemente la prospection et l'extraction de l'uranium. Toutes les découvertes doivent être rapportées au directeur de la Commission géologique du Canada, à Ottawa, et, pour l'exploration avancée et l'exploitation, des permis doivent être obtenus du secrétaire de la Commission de contrôle de l'énergie atomique, à Ottawa. L'exportation d'uranium nécessite une licence.

Les réserves canadiennes de minerai d'uranium étaient estimées en 1967 à 490,000 tonnes d' U_3O_8 . Ces réserves se trouvent en majorité à Elliot Lake (Ont.). Les

autres sont surtout dans la région du lac Athabasca. Plusieurs autres régions contiennent des indices, partiellement vérifiés, et les conditions semblent être en général favorables (Roscoe, 1966). Les régions non productives qui ont attiré le plus l'attention en 1966 et au début de 1967, sont la région du lac Agnew entre Blind River et Sudbury (Ont), le district de Havre Saint-Pierre (Québec), le district de Makkovik (Labrador) et la région de Bancroft (Ont.).

Le thorium et le radium sont deux autres éléments radio-actifs assez répandus. La demande de thorium n'est pas forte actuellement, mais il est possible qu'elle vienne suppléer à celle de l'uranium dans l'avenir. Le minerai d'Elliot Lake contient en moyenne environ la moitié autant d'oxyde de thorium que d' U_3O_8 , surtout en raison de la présence de monazite. Le minerai de Bancroft renferme du thorium, surtout sous forme d'uranothorite. Le prix élevé du radium est dû surtout aux longs et délicats procédés nécessaires pour le séparer de l'uranium. Les isotopes radio-actifs artificiels, tel que le cobalt 60, coûtent moins cher et sont plus efficaces que le radium dans bon nombre de cas; il en est résulté une telle baisse de la demande de radium que les installations de traitement dans la plupart des mines d'uranium n'ont pas été conçues pour le récupérer. On ne tient donc pas compte, en évaluant le minerai, de la valeur du radium contenu. De quelques-uns des minerais de la région d'Elliot Lake, on récupère, comme sous-produits, une quantité limitée de thorium et de terres rares.

Types de gisements

Au Canada, on a découvert environ 50 espèces ou variétés de minéraux uranifères. Le nombre de minéraux utilisés comme minerai, dont on extrait l'uranium pour des fins industrielles, est beaucoup moins élevé; il s'agit essentiellement d'uraninite (oxyde d'uranium) et de ses variétés, la pechblende; la «brannérite»; la monazite; l'uranothorite (un silicate d'uranium et de thorium); et

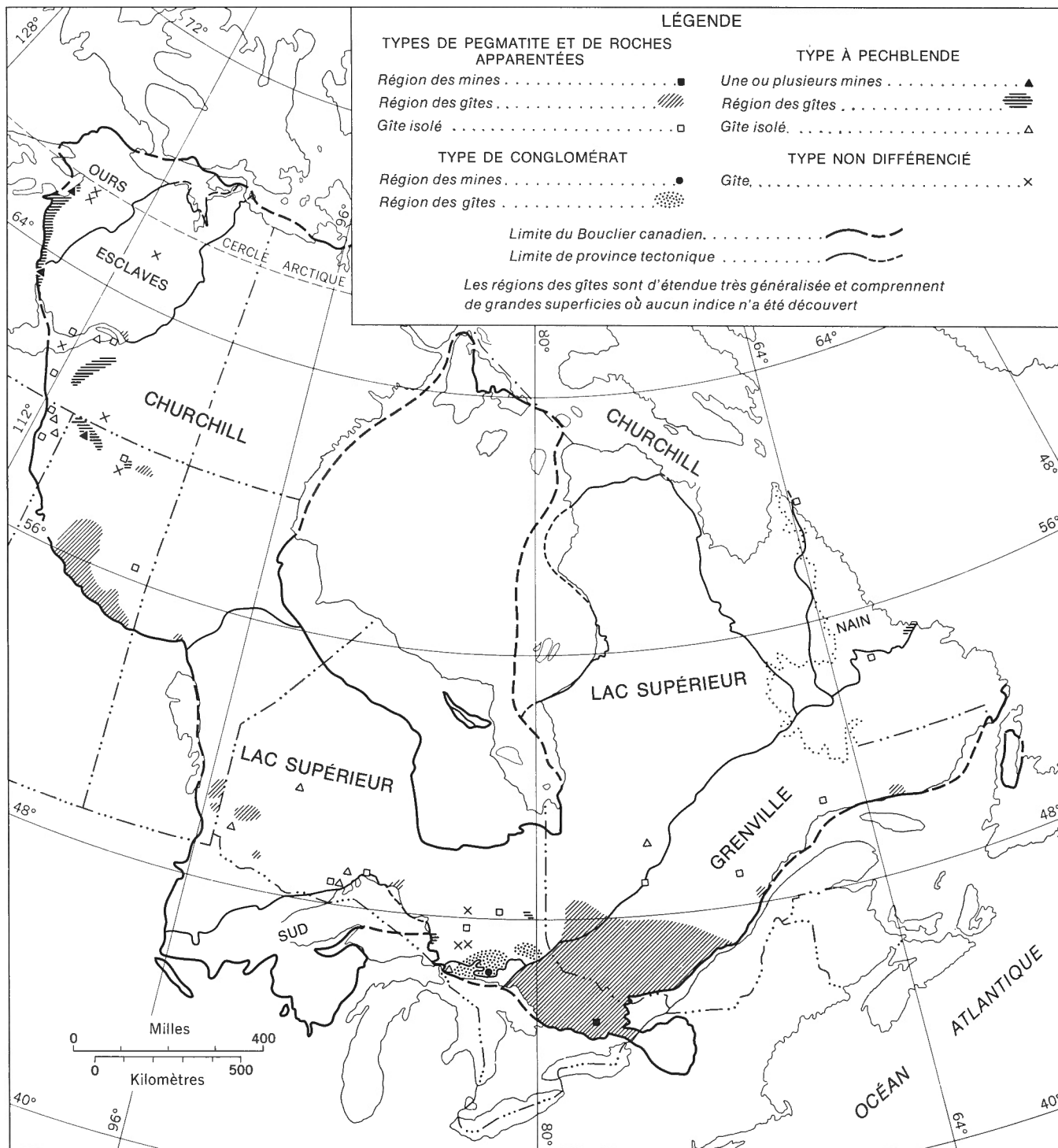


FIGURE V-6. Répartition des mines d'uranium en production et des mines fermées et des indices connus du Bouclier canadien (A. H. Lang). CGC

l'uranophane (un silicate hydraté de calcium et d'uranium). Certains minerais contiennent une petite quantité d'hydrocarbure uranifère appelé «thucholite». La distinction entre l'uraninite et la pechblende s'est révélée utile au Canada, car l'uraninite cristalline et la pechblende crypto-

cristalline ou botryoïdale se rencontrent dans divers types de gisements. Également, l'uraninite cristalline renferme une quantité appréciable de thorium et de terres rares, alors que la pechblende contient moins de 0.1 p. 100 de ces éléments. La moitié environ des minéraux connus

d'uranium sont supergènes, mais de ceux-ci, seule l'uranophane a été trouvée en quantités exploitables au Canada. Presque tous les minéraux supergènes ont une apparence terreuse, sont d'un jaune canari distinctif et se trouvent en petites quantités à la surface ou près de la surface de nombreux indices de minerai primaire. Ces minéraux sont communément appelés «taches d'uranium» et servent de guides à la prospection; ils sont très difficiles à identifier individuellement, sauf par des méthodes de laboratoire.

Les minerais canadiens d'uranium sont, par ordre de productivité: 1) les conglomérats à cailloux de quartz, contenant de la «brannérite», de l'uraninite et de la monazite uranifère; 2) les disséminations, les systèmes de filons et les filons de pechblende; 3) les «dykes» de syénite et de granite avec faciès pegmatitique, et contenant de l'uraninite et de l'uranothorite (fig. V-6). On a commencé à exploiter en 1955 les minerais conglomératiques de la région d'Elliot Lake (Ont.); ils se trouvent près

de la discordance à la base des strates huroniennes. On a évalué à environ 0.1 p. 100 leur teneur en oxyde d'uranium (U_3O_8) et si l'on extrait avec succès ces minerais relativement pauvres en uranium, c'est en raison de l'accessibilité du district et parce qu'ils se présentent en masses étendues, épaisses et uniformes, plus faciles à exploiter que les gîtes filoniens de pechblende.

Les filons de pechblende du Grand lac de l'Ours étaient exploités au début, vers 1933, pour leur teneur en radium. La production comprenait aussi du cuivre, de l'argent, du cobalt et un peu d'uranium. Le gisement était relativement petit, mais d'une teneur exceptionnellement élevée, ce qui était nécessaire dans une région aussi éloignée. Le district du lac Athabasca (Sask.) renferme des gisements plus grands, mais de teneur inférieure; la production a commencé à la mine Ace, en 1953, et à la mine Gunnar, en 1955. Le minerai à la mine Gunnar était pratiquement unique en ce qu'il contenait mélangés

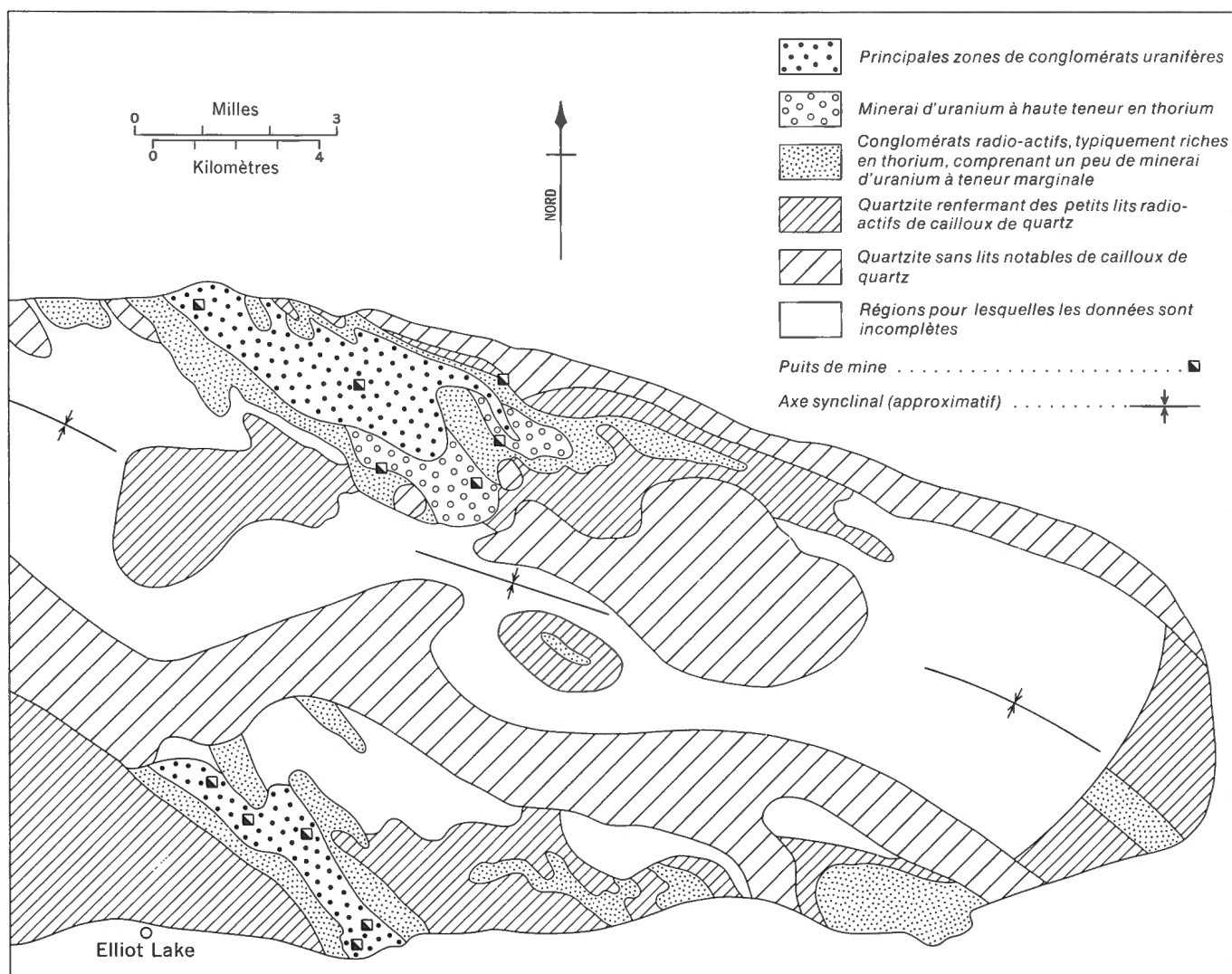


FIGURE V-7. Répartition du minerai d'uranium, des autres conglomérats radio-actifs et des autres couches de la formation de Matinenda, synclinal de Quirke Lake, Elliot Lake (Ont.) (S. M. Roscoe).

CGC

de la pechblende et beaucoup d'uranophane supergène. Les mines Bicroft, Faraday, Dyno et Greyhawk ont, entre 1956 et 1964, exploité des minerais du type granitique près de Bancroft (Ont.). De l'uranium était également récupéré de plusieurs autres sortes de gisements. Des roches pegmatitiques et granitiques contiennent parfois des grains accessoires de minéraux radio-actifs. De l'uranium a aussi été découvert dans des gisements métasomatiques et apparentés, dans des quartzites, des grès et des dolomies.

District d'Elliot Lake, Ontario (72-75)¹. Le district le plus important comme producteur d'uranium au Canada se situe à environ 25 milles au nord-est de Blind River (Ont.). Le conglomérat huronien affleurant près de la rive nord du lac Huron, à 11 milles à l'est de Blind River, a été reconnu comme étant radio-actif en 1949; en 1955, la mine Pronto a été mise en production. Cette découverte a conduit à la localisation de deux grandes zones de gisements du même type général que celui de la mine Pronto dans les environs d'Elliot Lake à environ 15 à 20 milles au nord. Ces gîtes, qui appartiennent au même type que le gîte de la mine Pronto, ont été découverts par sondage au diamant dans des zones structurellement et stratigraphiquement favorables, en se basant sur le mode général d'emplacement du minerai de la mine Pronto. On a ouvert 11 mines sur ces deux grandes zones de gisements dont la plus importante est la mine Denison. Ces deux zones de gisements sont tellement semblables, sauf en superficie, qu'il est inutile de les décrire séparément. La matrice du

conglomérat contient des gains de pyrite, de «brannérite», d'uraninite, de monazite, d'hématite, de magnétite, de zircon et autres minéraux. Une partie de la monazite est exceptionnellement riche en uranium, probablement à cause d'un mélange avec de l'uranothorite. Les grains sont couramment arrondis, mais certains grains de pyrite et d'uraninite le sont très peu. Les grains classifiés sous le nom de brannérite présentent un problème qui n'est pas encore entièrement résolu. Des échantillons prélevés à la main contiennent jusqu'à 41 p. 100 d'U₃O₈ et 6 p. 100 de ThO₂ et sont métamictes; avant d'être chauffés, ces échantillons donnent sous l'effet des rayons X un système de lignes de diffraction comparables à ceux de l'anatase et du rutile, mais après un chauffage prolongé à température élevée, ce système est nettement celui de la brannérite. Au microscope, de nombreux grains semblent être des mélanges probables d'anatase et de rutile uranifères partiellement convertis en brannérite synthétique sous l'effet de la chaleur.

Le conglomérat minéralisé de la formation de Matinenda (Mississagi inférieur) se présente en lits et est formé de galets et cailloux de quartz arrondis, étroitement serrés. La plupart des cailloux sont d'un quart à deux pouces de diamètre. Les lits de conglomérat minéralisé de la région d'Elliot Lake (fig. V-7) s'étendent dans le synclinal de Quirke Lake, de direction est, à pendage ouest et renfermant des sédiments huroniens d'une largeur de près de 10 milles. Le synclinal comprend à peu près 4,000 pieds de strates dont environ 1,000 pieds sont des couches de la formation de Matinenda qui reposent sur le soubassement archéen (fig. V-8). Au sud d'un anticlinal reconnu dans les

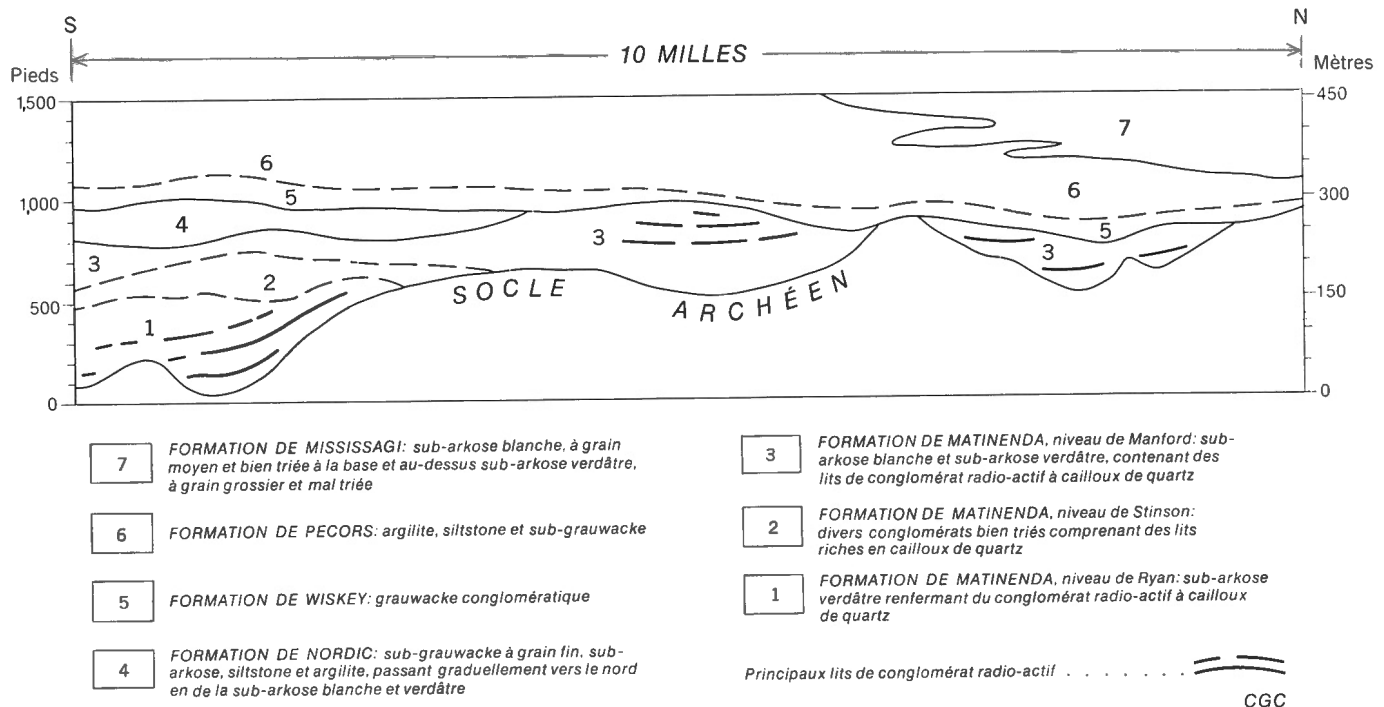


FIGURE V-8. Coupe stratigraphique transversale de la zone principale uranifère du synclinal de Quirke Lake montrant l'état de la région avant le plissement de l'Hudsonien (S. M. Roscoe).

roches du soubassement, reposent des sédiments huroniens à pendage sud qui sont broyés par la faille Murray près de laquelle se trouve la mine *Pronto* (72). La plus grande partie du minerai de la mine *Pronto* et un peu de celui du synclinal de *Quirke Lake* sont au contact des roches huroniennes avec celles du soubassement, mais la plupart du minerai dans le synclinal de *Quirke Lake* se rencontre dans des lits situés jusqu'à 150 pieds au-dessus du soubassement. Ces lits de conglomérat peuvent être un simple lit ordinaire ou un lit de grit et des lentilles assez complexes de conglomérat et de quartzite pauvre.

La teneur moyenne en uranium du minerai de l'ensemble de la région est d'environ 2.4 livres d' U_3O_8 à la tonne. La teneur la plus basse actuellement extraite est d'environ 0.06 p. 100 d' U_3O_8 . Les conglomérats minéralisés d'*Elliot Lake* sont des accumulations dans des vallées peu profondes du soubassement. La production a été limitée aux zones de *Quirke* et de *Nordic*, orientées sud-est. La zone de *Quirke* renferme six mines, fermées ou en activité: les mines *Denison*, *Quirke*, *Spanish American*, *Panel*, *Can-Met* et *Stanrock*. La mine *Denison*, d'une capacité de production quotidienne de 6,000 tonnes de minerai, est la plus grosse de tout le district. La zone de *Nordic* contient cinq mines, fermées ou en activité: les mines *Nordic*, *Stanleigh*, *Milliken Lake*, *Lacnor* et *Buckles*. Les zones prennent fin par suite de l'interdigitation du conglomérat avec d'autres couches, due à la présence d'arêtes sur le soubassement et par suite des relations discordantes avec les couches sus-jacentes. Des études de la stratification entrecroisée et d'autres caractères indiquent que les sédiments viennent du nord-ouest (Pienaar, 1963).

L'origine des gîtes du district d'*Elliot Lake* a été expliquée de diverses façons; les hypothèses vont d'une origine purement alluviale à une origine purement hydrothermale. La plupart des caractères des gîtes suggèrent qu'à l'origine ils étaient des placers; il semble difficile d'assurer qu'ils sont dus à l'intrusion de fluides uranifères et que le dépôt de l'uranium a été contrôlé par la perméabilité ou le remplacement des roches. Selon *Roscoe* et *Stacy* (1958) et autres, les gisements ne se rencontrent que dans une roche favorable particulière, c'est-à-dire le conglomérat à cailloux de quartz. Des variations nettes, verticales et latérales, dans la teneur en uranium et dans la minéralogie, se rencontrent à l'intérieur des zones conglomératiques. Les minéraux du minerai sont d'espèces formées à haute température qui n'ont vraisemblablement pas été formées *in situ* dans les sédiments huroniens très peu altérés. Ils se présentent, en outre, sous forme de grains discrets, couramment arrondis, qui ressemblent à des minéraux généralement reconnus comme détritiques, tels que le zircon, et qui y sont associés invariablement. Toutefois, la teneur élevée en pyrite et en uraninite, la teneur faible en magnétite et le rapport peu élevé du thorium à l'uranium sont des caractères inconnus dans les gîtes de placers. On pourrait en expliquer leur présence en admettant des sources et des conditions de dépôt spéciales

au cours de la sédimentation, ou encore des modifications des minerais, postérieures à leur mise en place. Parmi ces modifications, il y aurait l'introduction d'hydrogène sulfuré d'origine biogène ou autres, pour transformer la magnétite en pyrite. On a toutefois présenté très peu de preuves à l'appui de processus spéciaux de ce genre et certains géologues penchent plutôt vers l'hypothèse selon laquelle l'uranium serait ici d'origine épigénétique. En 1957, *Davidson* suggérait que le minerai avait été déposé à partir de solutions uranifères dérivées d'une source profonde, mais proposait plus tard que des eaux enfouies avec les sédiments contenaient de l'uranium qui venait des sédiments huroniens eux-mêmes et qu'elles seraient la source des gisements. En 1960, *Derry* était d'avis que l'uranium s'était dissout à partir des roches archéennes désagrégées, au cours de la mise en place des sédiments huroniens et qu'il avait été déposé par voie biochimique à partir d'eaux souterraines circulant à travers des graviers non durcis.

District d'Athabasca, Saskatchewan (1-4). Le district d'Athabasca ou de *Beaverlodge* (fig. V-9), sur le côté nord du lac Athabasca, est recouvert de roches sédimentaires et volcaniques hautement métamorphisées, du groupe

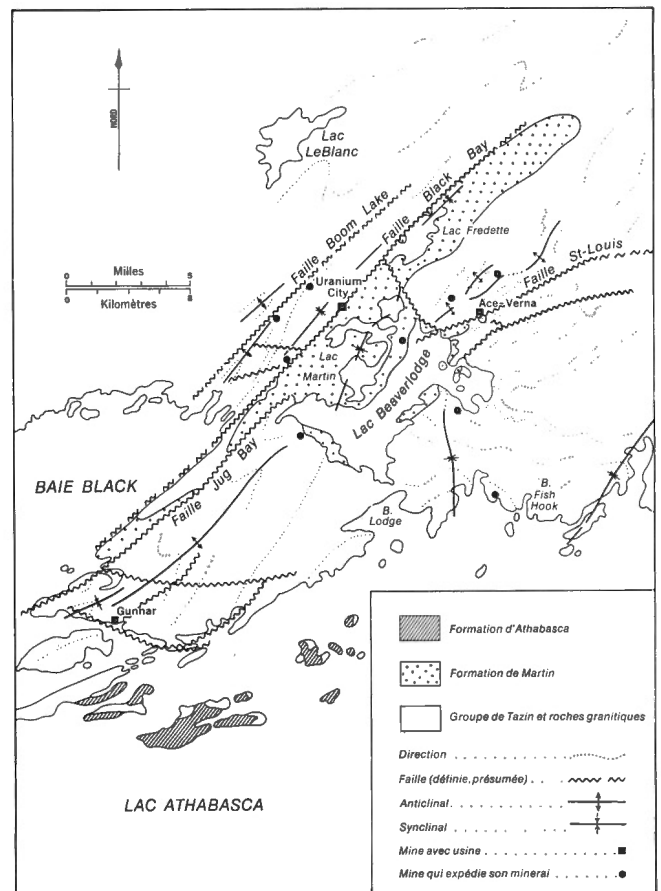


FIGURE V-9. Aperçu général de la géologie et localisation des mines d'uranium, lac Athabasca (Sask.) (L.-P. Tremblay et C. K. Bell).

de Tazin de l'Archéen ou de l'Aphébién, de gneiss granitique et granite, et des formations de Martin et d'Athabasca de l'Hélikien. La répartition des gîtes d'uranium dans la région est déterminée par les structures régionales et locales et par la lithologie. La région minéralisée consiste en une zone de roches plissées, faillées et orientées surtout nord-est. S'y trouvent des failles de deux âges principaux: les failles de l'un des groupes se sont formées immédiatement après la granitisation des roches du groupe de Tazin, l'autre, peu avant et après la mise en place des couches de la formation de Martin. Les failles les plus anciennes sont généralement représentées par des zones où les roches sont fracturées, broyées et mylonitisées.

Les gîtes de pechblende se trouvent le long de failles orientées nord-est, plus particulièrement aux points de rencontre avec les failles orientées sud-est et avec des anticlinaux. Ils plongent vers le sud-ouest, en partie, apparemment, en raison des angles d'intersection entre les systèmes de failles et ceux de fractures. Plusieurs se sont formés dans des roches qui se broyent et se mylonitisent facilement, dans des argilites et des roches mafiques. La minéralogie de la plupart des gîtes est simple; il s'agit de pechblende et d'hématite comme produit d'altération. Quelques filons sur le prospect Nicholson ont une minéralogie plus complexe, du fait que leur minéralogie ressemble à celle des filons de Port-Radium, dans le district de Keewatin. Un minerai de vanadium, la nolanite, est assez commune dans les gisements de la mine Ace et au projet de Fish Hook Bay. La mine Gunnar contient beaucoup d'uranophane qu'on retrouve aussi à Fish Hook Bay. Dans les régions aux alentours des indices de pechblende, se trouvent des masses de migmatite et de pegmatite à teneur d'uraninite et autres minéraux radio-actifs. L'uraninite semble s'être cristallisée durant la période de granitisation des roches du groupe de Tazin et semble avoir été suivie par une première période de minéralisation de pechblende. Il y a des indices de pechblende de plus récente formation; quelques-uns se trouvent dans la formation de Martin, et représentent probablement de l'ancienne pechblende redéposée.

La production à la mine *Ace-Verna* (2) a commencé en 1953 avec l'exploitation des masses de minerai de la mine Ace, après la réalisation d'un programme intensif de prospection et de sondage au diamant de plusieurs des meilleurs indices. Les travaux d'exploitation à la mine Ace ont été reliés sous terre aux travaux sur les masses de minerai de la mine Verna découvertes à proximité; les opérations d'abattage ont été exécutées à différents endroits sur une distance de 14,000 pieds et à une profondeur maximale de 4,000 pieds. L'usine de traitement a une capacité quotidienne de 2,000 tonnes de minerai à teneur moyenne en U_3O_8 de 3 à 4 livres par tonne. On trouve les masses de minerai dans les roches du groupe de Tazin le long de la faille Saint-Louis qui, dans la région de la mine, a un azimut nord 60° - 70° est et un pendage de 50° vers

le sud. Les masses de minerai à la mine Ace sont dans le mur de la faille et celles à la mine Verna dans le toit de la faille. Le minerai à la mine Ace se trouve dans des roches broyées riches en feldspath dont les fragments sont cimentés par de la pechblende, du quartz, de la calcite et de la chlorite, ou dans un groupe de filons qui se trouvent à une distance allant jusqu'à 300 pieds de la faille. Les masses de minerai à la mine Verna sont des groupes de filons et des filonets situés dans une masse d'argilite et se trouvent à 350 pieds de la faille. Une grande partie du minerai à la mine Ace se limite nettement d'un côté à la salbande de la faille, mais de l'autre côté, les limites du minerai sont déterminées par des teneurs arbitraires. En 1966, on a estimé les réserves de minerai à deux millions de tonnes avec une teneur en U_3O_8 de 0.21 p. 100.

La mine *Gunnar* (4) a été exploitée de 1955 à 1964, à raison de 1,650 à 2,000 tonnes de minerai par jour. La forme de la masse de minerai a permis une exploitation à ciel ouvert jusqu'à une profondeur de 380 pieds. Audessous, l'exploitation a été souterraine jusqu'à environ 1,200 pieds, principalement sous les eaux du lac Athabasca. Le minerai était dans de la roche bréchiforme poreuse composée d'albite, de calcite et de chlorite, se trouvait près de l'intersection de la faille Zeemel orientée nord-est et de la faille St. Mary's à direction sud-est, le long de la rive du lac. La masse de minerai plonge en général vers le sud à 45° et se compose d'un groupe de petits amas allongés suivant le plongement du minerai. Chacun de ces petits amas de minerai comporte un mur et un toit clairement marqués, mais dans les autres directions, les limites sont irrégulières. Le minerai était composé de pechblende et d'uranophane disséminés dans une gangue d'albite, d'hématite, de calcite, de chlorite et de quartz. L'uranophane était exceptionnellement abondante jusque dans les profondeurs, sans doute par suite de la circulation des nappes d'eaux souterraines à travers la roche poreuse. La teneur du minerai en U_3O_8 , environ 3.4 livres par tonne, a été assez uniforme.

District de Bancroft, Ontario (107, 108). Les quatre mines du district de Bancroft qui ont été exploitées se trouvent dans la partie sud-ouest de la province de Grenville (fig. V-6). Le district est reconnu depuis longtemps pour ses minéraux rares, surtout ceux des pegmatites et ceux des dépôts apparentés. On y avait trouvé et étudié de nombreux minéraux radio-actifs avant même que l'uranium prenne de l'importance et l'exploitation du radium y a été tentée en 1929. On y a trouvé un plus grand nombre de gisements après 1948, mais ce n'est qu'en 1952 qu'ont été découverts les gîtes *Bicroft* (108a), *Faraday* (107a), et *Canadian Dyno* (108b) dont la teneur en uranium était uniformément plus élevée. De 1957 à 1959, du minerai a été expédié de la mine *Greyhawk* (107b) à l'usine de traitement de la mine *Faraday*. Depuis 1964, ces mines sont

fermées. La région de Bancroft est recouverte par trois massifs presque circulaires, appelés, le granite Cheddar, le complexe de Cardiff et le granite Faraday. Chaque massif a environ 6 milles de diamètre et est composé de granite, de syénite, de gneiss et de roches apparentées. Ces massifs sont séparés par différentes sortes de roches métamorphiques qui ont une répartition concentrique. Ces roches sont surtout du marbre, du paragneiss, de la para-amphibolite et du métagabbro. Les principaux gîtes d'uranium se trouvent dans des masses de granite et de syénite incluant des phases pegmatitiques et métasomatiques qui coupent les roches encaissantes ou les remplacent. Les roches les plus favorables sont des granites ou des syénites pegmatitiques à pyroxène, des leucogranites et des granite-pegmatites cataclastiques riches en quartz. Les roches encaissantes ont généralement une forte teneur en sodium. Plusieurs des amas de minerai étaient associés à des concentrations de minéraux mafiques et de magnétite.

La mine Bicroft se trouve dans du paragneiss et de l'amphibolite sur le flanc est du complexe de Cardiff. Le minerai se trouve dans un système de dykes lenticulaires répartis en échelon dans une zone large d'un demi-mille, et longue de 3 1/2 milles. Le minerai se composait d'uranothorite et d'uraninite dont la teneur en U_3O_8 était de 0.1 p. 100 en moyenne. La mine Faraday est située dans une zone de métagabbro et d'amphibolite sur le flanc sud du granite Faraday. Les amas de minerai étaient des parties d'une zone de dykes irréguliers de granite pegmatitique, et de phases métasomatiques, qui a été reconnue à des intervalles sur une distance de 6,000 pieds environ. Les minéraux qui formaient le minerai étaient de l'uraninite, de l'uranothorite, et un peu d'uranophane; le minerai contenait environ 0.1 p. 100 d' U_3O_8 . La mine Canadian Dyno est située dans une zone de paragneiss et autres roches sur le flanc est du granite Cheddar. La zone minéralisée était composée d'une série de dykes de granite pegmatitique dont quelques-uns seulement étaient de teneur économique. Les minéraux du minerai étaient l'uraninite et l'uranothorite. La mine Greyhawk est située dans du métagabbro sur le flanc sud du granite Faraday. Le minerai se trouvait dans des dykes de granite pegmatitique à uraninite et uranothorite.

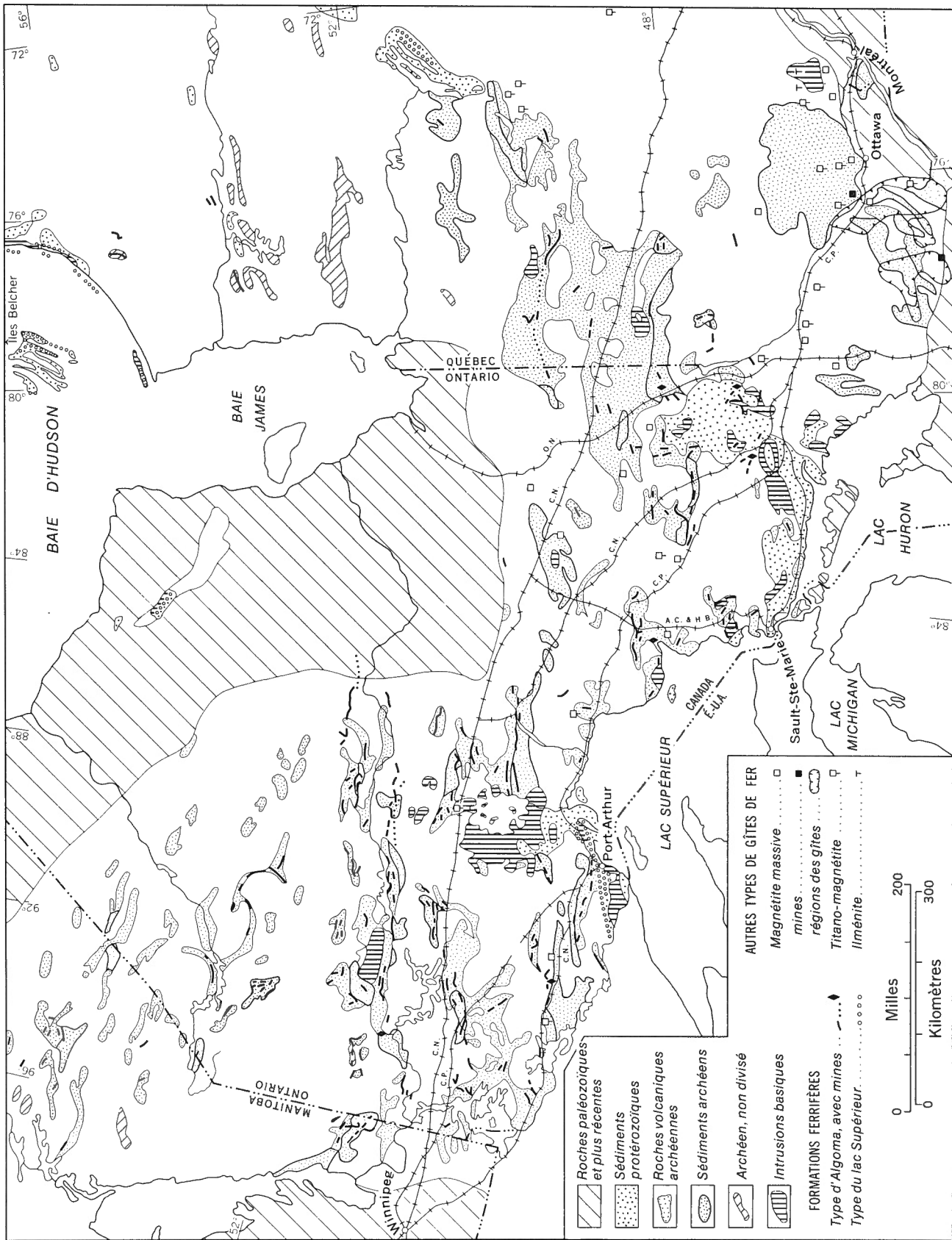
Région du Grand lac de l'Ours, district de Keewatin. De 1933 à 1940 et de 1942 à 1960, on a exploité la mine *Eldorado* (3) à Port-Radium sur la rive est du Grand lac de l'Ours. Bien que presque située sur le Cercle arctique, la richesse de ses filons et le prix élevé du radium en a justifié la mise en valeur et, tout au cours de son exploitation, elle a été reconnue comme la mine à production de métaux la plus septentrionale au Canada. Pendant les premières années, le radium a été le produit important, mais on y extrayait aussi de l'argent, du cuivre et du cobalt. Pendant plusieurs années, la mine a été l'une des deux grandes sources de radium dans le monde et la principale

sur ce continent. Bien que la pechblende contient beaucoup plus d'uranium que de radium, il n'y avait avant 1942 presque pas de demande d'uranium. A cette date, la production a été portée à 300 tonnes de minerai par jour.

Les gisements sont dans la province tectonique de l'Ours. Les roches encaissantes sont des tufs et des matériaux clastiques grossiers métamorphisés et interstratifiés avec des strates sédimentaires cherteuses; le tout fait partie du groupe d'Echo Bay de l'Aphébien (fig. V-35). Des masses de porphyre à feldspath sont intercalées et sont au moins en partie intrusives. Ces roches sont envahies par des granites dans les niveaux inférieurs de la mine. Les dykes de diabase sont plus récents que le granite et sont traversés par des structures reliées au minerai. Les roches les plus récentes sont des nappes horizontales de diabase, dont les apophyses coupent le minerai. Les masses de minerai de la mine Eldorado sont situées dans une région d'environ 2,000 pieds de largeur et un mille de longueur; elles ont été exploitées à certains endroits jusqu'à une profondeur de 1,650 pieds. Les roches sont traversées par une série de failles fortement inclinées et orientées nord-est; certaines fusionnent, d'autres se ramifient. Les masses de minerai sont des filons et des remplissages de brèches dans les failles; les amas de minerai variaient d'une largeur de quelques pouces à 15 pieds et d'une longueur de 50 à 700 pieds. L'un des amas a été exploité jusqu'à une profondeur de 1,100 pieds. Les amas de minerai ont été trouvés presque entièrement dans les roches stratifiées ou dans des endroits où les zones de failles suivent les contacts entre ces roches et la diabase. Elles se prolongent seulement un peu dans les parties des zones de failles qui traversent le porphyre, le granite ou le tuf massif. Les amas de minerai semblent être groupés autour des endroits où le porphyre est en saillie.

On y trouve 40 minéraux métalliques, y compris les arséniures et les sulfarséniures de cobalt ou de nickel. La gangue est de la roche altérée, du quartz et des carbonates. Les minéraux de nickel, l'argent natif, la pechblende botryoïde, des minéraux supergènes et l'altération d'hématite rouge ne se rencontrent que dans les niveaux supérieurs de la mine. La minéralisation s'est faite en quatre étapes: la pechblende a été apparemment la première à se déposer et à des températures et pressions assez basses. Tout indique que la minéralisation est reliée au granite. Quelques veines s'étendent dans le granite, ce qui fait croire que la minéralisation est une étape tardive de l'intrusion elle-même, plutôt qu'une nouvelle répartition par métamorphisme ou granitisation des métaux contenus dans les roches envahies.

Dans le sud de la province de l'Ours, la mine *Rayrock* (5) a été exploitée pendant deux ans à une production journalière de 150 tonnes. La pechblende constitue des amas de minerai dans un large stockwerk de quartz orienté nord-est. On appelle localement ces masses «filons géants de quartz»; elles sont assez abondantes dans le sud de la province de l'Ours.



CGC

FIGURE V-10. Gîtes et mines de fer du sud du Bouclier canadien (G. A. Gross).

LE FER ET LES MÉTAUX APPARENTÉS

Fer

Le Canada a produit 36 millions de tonnes fortes de minerai de fer en 1966, évaluées à 420 millions de dollars; ce qui le plaçait au quatrième rang dans le monde, après la France, les États-Unis et l'URSS. Le minerai de fer excédait en valeur la production de nickel; seule la valeur du cuivre parmi les métaux produits au Canada en 1966 était plus élevée que celle du minerai de fer. Plus de 94 p. 100 du minerai de fer extrait provenaient des roches précambriennes du Bouclier canadien (tabl. V-1). L'ouverture, en 1939, de la mine Helen dans la région de Michipicoten (Ont.) a marqué le début d'une ère nouvelle de développement et de croissance rapide de l'industrie minière du minerai de fer au Canada après une période de stagnation d'environ 20 années. La zone ferrifère de Steep Rock a été exploitée durant la Seconde Guerre mondiale pour répondre à la demande accrue du marché continental. Entre 1950 et 1960, par suite d'une expansion extraordinaire dans les travaux d'exploration et par suite de la croissance marquée de l'industrie, la production du minerai de fer est passée de 3.5 millions à 22 millions de tonnes. Le premier minerai des gisements de fer du Labrador-Québec a été expédié en 1954 et depuis cette date la production de cette région n'a cessé d'augmenter.

Au cours des dix dernières années, il s'est produit un profond changement, particulièrement en Amérique du Nord, dans les spécifications de la teneur en fer du minerai de fer et des propriétés physiques du minerai et par conséquent dans le traitement nécessaire. Le minerai directement utilisable pour l'exportation n'est plus considéré comme un matériau de première valeur; les concentrés agglomérés à forte teneur et les minerais bonifiés et grillés bénéficient d'une plus grande demande. Des recherches sont présentement faites sur les méthodes de réduction directe et de réduction partielle des concentrés de minerai dans le but d'obtenir des charges à fourneaux d'une teneur encore plus élevée. Ces innovations révolutionnaires dans la technique du traitement et dans les spécifications du marché sont d'importance primordiale pour le Canada, car il est devenu économique de bonifier et d'agglomérer les formations ferrifères siliceuses à basse teneur et largement réparties dans le Bouclier canadien; elles comprennent des réserves énormes de minerai de fer probable. On récupère aussi le fer comme sous-produit dans le traitement des minerais de sulfures de nickel et de cuivre. Plus d'un million de tonnes d'agglomérés et d'oxyde de fer grillé a été produit en 1965 dans la région de Sudbury.

Types de formations ferrifères

Il existe de nombreux types de gisements de fer dans les roches précambriennes en plus des formations ferrifères de basse teneur. La classification des gisements présentée au tableau V-5 est basée sur des données empiriques et descriptives (Gross, 1965). La répartition générale des

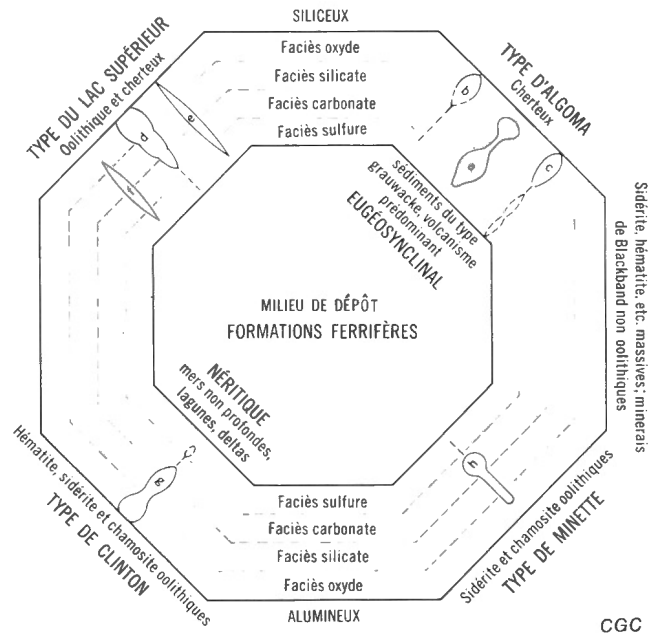


FIGURE V-11. Diagramme montrant les principaux types de formations ferrifères résultant d'une précipitation chimique; on donne aussi le faciès de sédimentation et le milieu de mise en place. Les exemples sont de: a, Michipicoten, Ontario; b, Moose Mountain, Ontario; c, Timagami, Ontario; d, lac Knob, Labrador et Québec; e, rivière Iron, Michigan; f, formations ferrifères de Gunflint et de Biwabik, Ontario et Minnesota; g, Wabana, Terre-Neuve; h, Clear Hills, Alberta (Gross, 1967).

formations ferrifères et des régions productrices de minerai de fer dans la partie sud du Bouclier est représentée à la figure V-10. Quelques-unes des caractéristiques de ces formations de fer siliceuses sont présentées à la figure V-11 et on y compare les caractéristiques de ces formations à celles d'autres types de formations sédimentaires ferrifères qui se rencontrent au Canada dans des roches plus récentes que le Précambrien. On compare au tableau V-6 la composition de quatre types différents de sédiments ferrifères et on note les caractéristiques générales pour les deux types principaux de formations ferrifères que l'on trouve dans le Bouclier canadien. La géologie des formations ferrifères et autres roches sédimentaires ferrugineuses est devenue de plus en plus importante au cours des deux dernières décennies. Elle sert de base à la prospection; elle sert à l'évaluation des gisements de minerai de forte teneur au sein des formations ferrifères et résultant d'enrichissement naturel; elle sert aussi à la sélection, à l'exploration et à la mise en valeur des formations ferrifères de basse teneur en vue de la production de concentrés à haute teneur. Presque toutes les zones de roches volcaniques et sédimentaires dans les provinces tectoniques du lac Supérieur et de Churchill contiennent quelques formations de fer du type «Algoma». Les roches aphébiennes plus récentes comme celles du géosynclinal du Labrador, ou celles que l'on rencontre près du lac Mistassini et à l'ouest du lac Supérieur, contiennent des formations ferri-

fères du type «lac Supérieur». Elles ont été déposées dans les conditions de plateaux continentaux.

La formation ferrifère du type Algoma a été déposée avec des roches volcaniques et sédimentaires caractéristiques du milieu eugéosynclinal (Goodwin, 1965). Des couches typiques de ce type de formation ferrifère sont formées de chert gris ou de chert rouge jaspe interstratifié avec des couches riches en magnétite et en hématite (pl. V-1), mais parfois d'autres faciès minéraux, comme des couches de sidérite massive et de pyrite-pyrrhotine, font partie de la formation. Les formations du type Algoma ont une épaisseur allant de quelques pouces à plus de 100 pieds et sont généralement inférieures en longueur à quelques milles. Elles ont ordinairement été déposées au cours d'un cycle volcanique près de la fin du stade rhyolitique et avant l'épanchement andésitique ou basique. Les schistes carbonés contenant des minéraux sulfures de fer sont étroitement associés aux formations ferrifères cherteuses rencontrées dans ce milieu. Les couches ferrifères du type Algoma sont nombreuses dans les zones de roches volcaniques précambriennes et des couches semblables se trouvent aussi dans les géosynclinaux des Appalaches et de la Cordillère.

Les formations ferrifères du type lac Supérieur sont typiquement des roches cherteuses finement stratifiées à textures de grenues à oolithique et elles contiennent peu ou point de matières clastiques. Les faciès lithologiques suivants: les faciès cherteux à magnétite et à hématite ou les faciès cherteux à silicates de fer et à carbonates de fer, sont les plus importants et sont généralement séparés en unités stratigraphiques bien définies. Les couches portent de nombreuses traces qui indiquent une mise en place dans des eaux peu profondes et plusieurs ont été déformées lorsqu'elles étaient dans un état hydroplastique. Les couches du type lac Supérieur sont ordinairement associées au quartzite, à la dolomie, à l'ardoise ferrugineuse noire, à l'argilite, au chert et à diverses roches volcaniques, y compris des tufs, des coulées volcaniques et des roches sédimentaires qui sont formées de ces tufs et coulées. Elles ont été mises en place sur les plates-formes continentales ou dans les bassins et fosses des miogéosynclinaux. Ces plates-formes et miogéosynclinaux se trouvaient dans des zones étroites de sédiments limitées sur un côté par des aires cratoniques anciennes et sur l'autre côté par des zones de roches volcaniques. Ces formations ferrifères ont une puissance de plusieurs centaines de pieds et peuvent s'étendre sans inter-

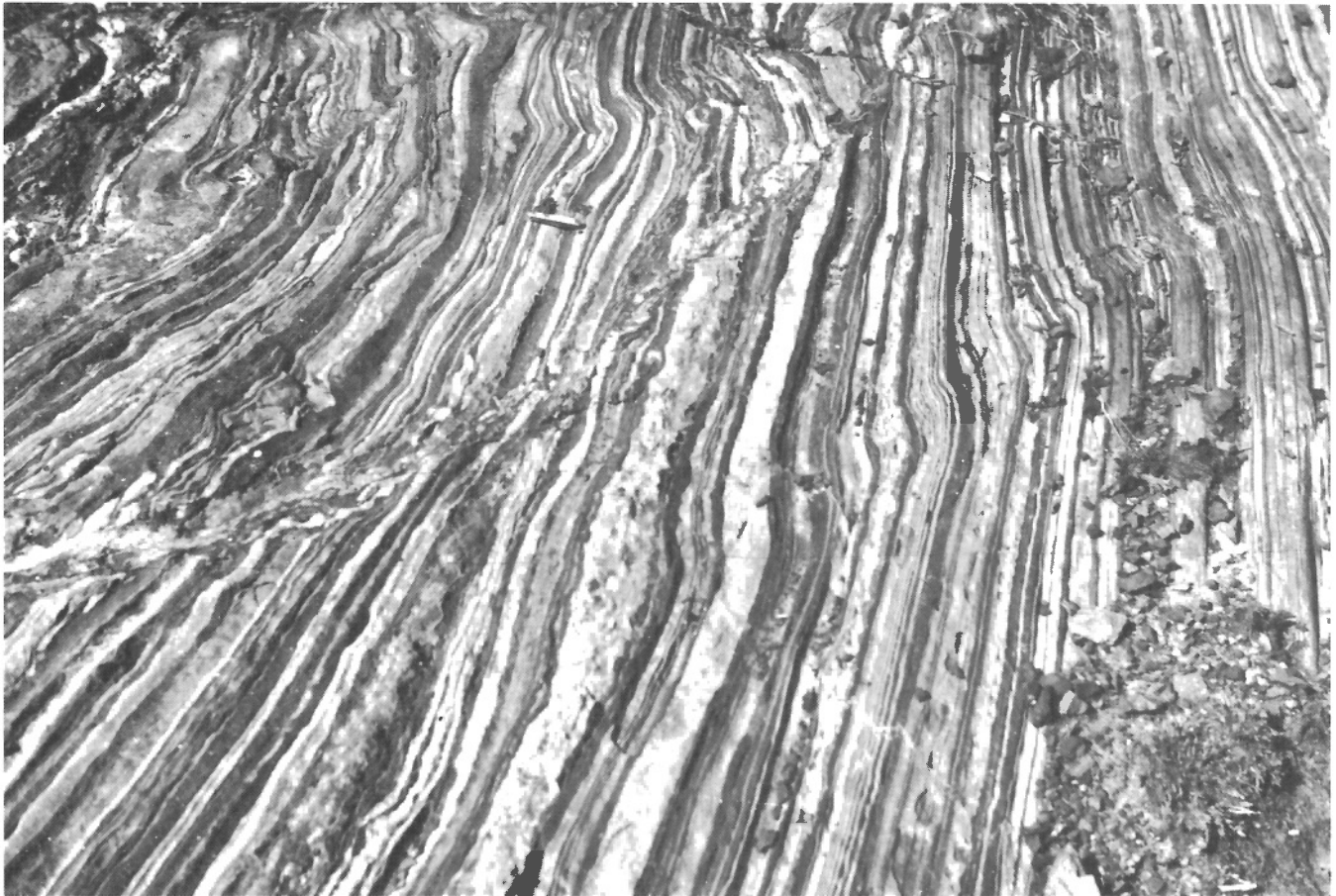


PLANCHE V-1. Formation ferrifère à magnétite, sidérite et chert du type d'Algoma de l'Archéen, mine Helen, district de Michipicoten (Ont.).

Groupe

I GÎTES D'HÉMATITE-GOETHITE DANS FORMATIONS FERRIFÈRES.

Minerais utilisés tels quels et minerais lavés dans formations ferrifères dus au lessivage de la silice et à la concentration du fer par processus naturels.

Type A: i) Type du lac Supérieur au Minnesota et type de Knob Lake au Québec et au Labrador. Concentrations d'hématite, de goethite et autres minéraux ferrifères dans formations ferrifères. Les minerais primaires de ce type sont formés de silicate de fer cherteux, de carbonate ou de formation ferrifère à oxyde de fer cherteux.

ii) Sémitaconites, formations ferrifères en partie lessivées associées au type Ai) qui fournit du minerai lavé. Elles sont considérées comme un sous-type spécial du groupe.

Type B: Mine Old Helen, district de Michipicoten, Ontario. Concentrations d'hématite et de goethite dans lits de sidérite, la qualité du minerai permet de l'utiliser tel quel.

II FORMATIONS FERRIFÈRES. Plusieurs variétés ou types de minerais de formations ferrifères peuvent être utilisés sans concentration ou bonification ou s'ils se prêtent bien à la bonification.

Type A: Formation ferrifère du type de Clinton, gîtes de Wabana, Terre-Neuve. Lits d'hématite-sidérite-chamosite avec texture oolithique caractéristique.

Type B: Formations ferrifères de Minette ou de Lorraine oolithiques à sidérite-chamosite, exploitées dans le district de Northampton en Angleterre.

Type C: Mines Helen et Sir James, district de Michipicoten, Ontario. Formation ferrifère à sidérite composée d'unités stratigraphiques de sidérite massive.

Type D: Formation ferrifère du type taconite, mine Moose Mountain, Ontario, et taconites de Mesabi Range au Minnesota. Sont incluses ici toutes les formations ferrifères dont le minerai doit être réduit au tamis de 100 mailles. Les types communs sont l'oxyde de fer, le silicate de fer, le carbonate de fer et les types complexes silicate de fer-oxyde de fer avec une matrice de chert rubanée.

Type E: Formation ferrifère du type métataconite, Wabush Lake, au Labrador, Terre-Neuve et lac Jeannine au Québec. Également les gîtes d'itabirite de Minas Gerais, Brésil. Sont incluses ici les formations ferrifères métamorphosées qui ont subi une recristallisation extensive et dont le minerai peut être concentré sans être réduit au tamis de 100 mailles.

Type F: Formations ferrifères riches en pyrite à potentiel de minerai.

Type G: Autres types de formations ferrifères de caractéristique distinctive trouvées localement.

III DÉPÔTS RÉSIDUELS ET DÉPÔTS DE SURFACE TRANSPORTÉS CHIMIQUEMENT ET MÉCANIQUEMENT.

Type A: Type de Steep Rock Lake, Steep Rock Range, Ontario. Ce type se présente sous forme d'accumulations résiduelles enfouies de minéraux ferrifères sur régolithes, accompagnées d'altération subséquente des minéraux ferrifères et d'une redistribution du fer. Le minerai est principalement massif et grossièrement rubané et de couleur rouge à brun. Les minerais sont composés d'hématite et de goethite dures en fragments et sont utilisés tels quels.

Type B: Dépôts résiduels, région de Londonderry, Nouvelle-Écosse; Bilbao, Espagne.

Type C: Dépôts de latérite développés par oxydation de surface et enrichissement supergène de roches autres que des formations ferrifères, Conakry, Guinée française.

Type D: Dépôts de fer de marais, St-Maurice, Québec. Le fer est transporté chimiquement et précipité près de ou à la surface.

Type E: Dépôts de placer et dépôts formés par concentration mécanique des minéraux de fer. Les sables ferrifères de la côte nord du Saint-Laurent ou le dépôt de gravier d'hématite de Charleson au sud de Steep Rock Lake.

IV GÎTES DIRECTEMENT ASSOCIÉS AUX ROCHES PLUTONIQUES.

Type A: Gîtes de Saint-Charles, canton de Bourget, Québec; ou la mine Chaffey au lac Newboro, Ontario. De la magnétite litée, disséminée, interstitielle et injectée, avec un peu d'hématite et d'ilménite dans des roches basiques et ultrabasiques.

Type B: Gîtes du lac Allard, Québec; ou le gîte du type de Taberg en Suède. De l'ilménite litée, disséminée, interstitielle et injectée, avec de la magnétite et de l'hématite dans l'anorthosite.

Type C: Stephenville, Terre-Neuve. Gîtes dans roches acides intermédiaires ou dans roches alcalines. Le minerai est massif et disséminé. Une classification plus poussée pourrait être basée sur la nature de la roche encaissante.

V SKARN MÉTASOMATIQUE DE CONTACT, FILON ET EMPLACEMENTS DE MINÉRAUX DE FER CONTRÔLÉS PAR LA STRUCTURE.

Type A: Île Texada, Colombie-Britannique; gîte de Marmora, Ontario. Skarn, gîtes métasomatiques de contact ou gîtes de substitution formés à haute température.

Type B: Gîte de Forsyth, près de Hull, Québec. Filons et un peu de substitution, la mise en place est contrôlée par la structure.

Type C: Dissémination de magnétite, d'oxydes de fer et de minéraux de fer probablement formée par substitution et dont la mise en place est contrôlée structurellement dans des zones de cisaillement et autres structures caractéristiques.

Type D: Gîtes de Noranda, Québec. Gîtes de sulfure massif de fer ou en dissémination peuvent contenir des métaux communs et autres minéraux.

VI AUTRES TYPES DE DÉPÔTS.

ruption le long du bord du géosynclinal sur des centaines de milles. Les formations ferrifères du type lac Supérieur représentent dans le monde la roche originale à partir de laquelle la plupart des grands gisements de minerai d'hématite-goethite se sont enrichis naturellement.

Gisements de fer dans les formations ferrifères du type lac Supérieur

Les formations de fer du type lac Supérieur dans le géosynclinal du Labrador s'étendent sur plus de 700 milles à partir de la région à l'ouest de la baie d'Ungava, vers le

TABLEAU V-6

Compositions des types de formations ferrifères

Type	Algoma	Lac Supérieur		Clinton	Minette
Faciès	Oxyde (1)	Oxyde (2)	Silicate carbonate (3)	(4)	(5)
Fe	33.52	33.97	30.23	51.79	30.97
SiO ₂	47.9	48.35	49.41	11.42	28.06
Al ₂ O ₃	0.9	0.48	0.68	5.07	5.79
Fe ₂ O ₃	31.7	45.98	16.34	61.83	29.81
FeO	14.6	2.33	24.19	11.00	13.08
CaO	1.45	0.1	0.1	3.32	1.92
MgO	1.8	.32	2.95	0.63	1.54
Na ₂ O	0.2	.33	0.03	ND	0.33
K ₂ O	.32	.01	.07	ND	.53
H ₂ O ⁺	.47	2.0	5.2	1.94	13.10
H ₂ O ⁻	.1	0.04	0.38		
TiO ₂	.05	.01	.01	0.015	0.18
P ₂ O ₅	.1	.04	.08	1.96	1.59
MnO	.3	.025	.65	0.17	0.16
CO ₂	ND	.03	.22	2.15	2.89
S	ND	.013	.05	0.023	ND
C	ND	.08	.15	ND	ND
Localisation	Timagami	Knob Lake	Wabana	Peace River	

- (1) Moyenne de quatre analyses d'un échantillonnage systématique d'une section de 50 pieds; type d'Algoma, surtout faciès oxyde, formation ferrifère à magnétite-quartz; région du lac Timagami, Ontario. (Analyses des laboratoires de la Commission géologique du Canada.)
- (2) Moyenne de six analyses d'un échantillonnage systématique d'une section de 335 pieds; type du lac Supérieur, faciès oxyde; formation ferrifère à hématite-magnétite-quartz; dans les zones de fer de Knob Lake, Québec et Labrador. (Analyses des laboratoires de la Commission géologique du Canada.)
- (3) Analyse d'un échantillonnage systématique d'une section de 50 pieds; type du lac Supérieur, faciès silicate-carbonate-chert; zones de fer de Knob Lake, Québec et Labrador. (Analyses des laboratoires de la Commission géologique du Canada.)
- (4) Analyse d'un gros échantillon mixte; formation ferrifère du type de Clinton; Wabana, Terre-Neuve. (Courtoisie de Wabana Mines.)
- (5) Moyenne de 11 analyses d'une section de 15 pieds; type de Minette, formation ferrifère oolithique à sidérite-chamosite-limonite, district de Peace River, Alberta. (Mellon, 1962.)

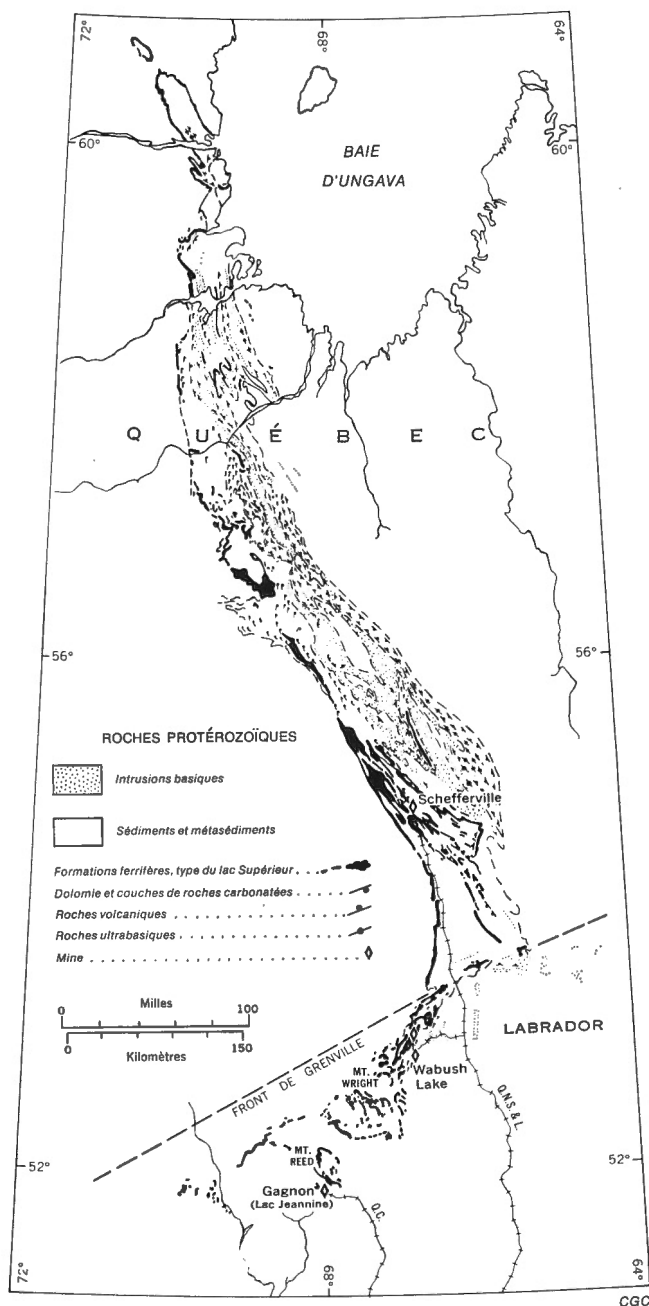


FIGURE V-12. Formations ferrifères du géosynclinal du Labrador (Gross).

sud-est jusqu'au delà de Schefferville (75), au Québec, et du lac Wabush (1), au Labrador; de là, elles s'étendent vers le sud-ouest sur une distance additionnelle de 200 milles dans la province de Grenville (fig. V-12). Dans les parties centrale et septentrionale du géosynclinal du Labrador, ces formations ont été plissées et déformées pendant l'orogénèse de l'Hudsonien. Les roches de la partie sud du géosynclinal dans la province de Grenville ont été déformées de nouveau par l'orogénèse du Grenvillien et peut-être aussi par celle de l'Elsonien. Les gisements de fer de ce géosynclinal ne se ressemblent pas; ceux du nord diffèrent de ceux du centre et ceux du centre de ceux du sud.

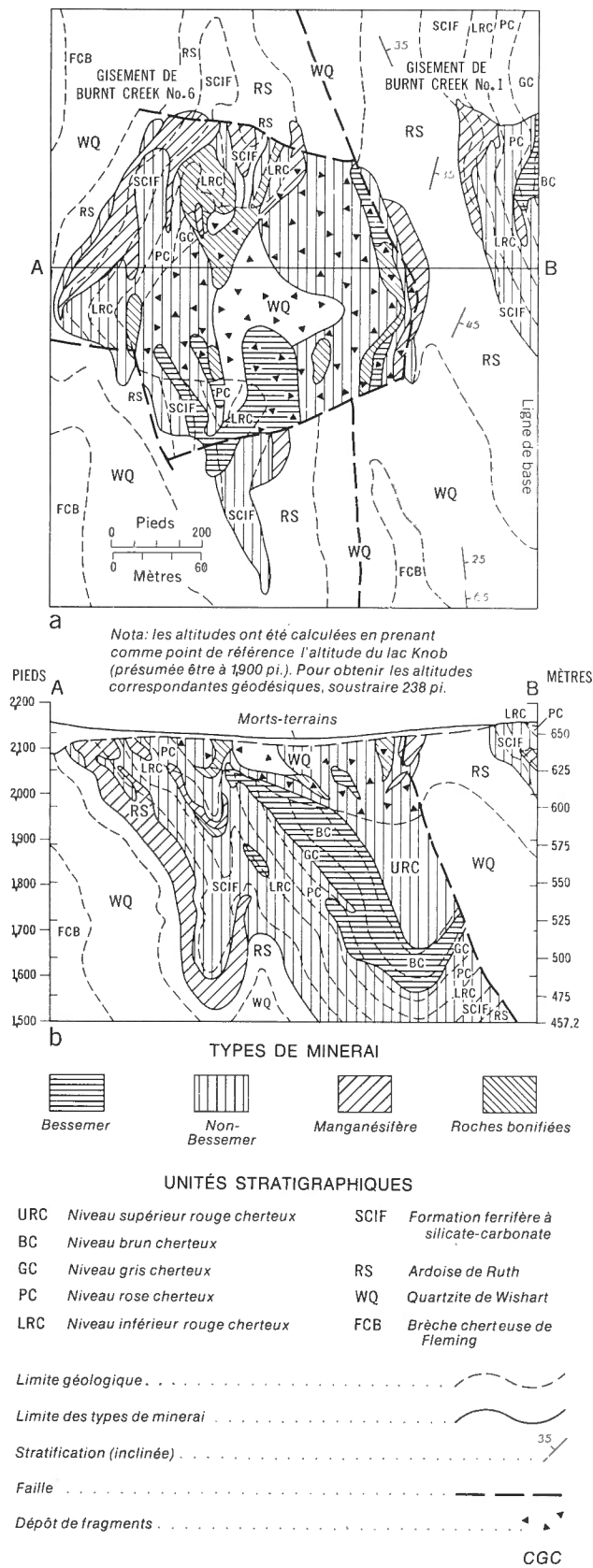


FIGURE V-13. Mine French, région de Schefferville-lac Knob (Québec) (G. A. Gross). a) Vue en plan, coupe 4b du gîte de Burnt Creek. b) Section le long de la ligne A-B.

Dans la partie nord du géosynclinal, à l'ouest de la baie d'Ungava, les roches sont fortement métamorphosées et les formations ferrifères sont recristallisées en grains de moyens à grains grossiers et constituent des gisements très étendus de métataconite (Type IIE) qu'il est possible de bonifier.

Les formations ferrifères dans la partie centrale du géosynclinal du Labrador ne sont pas fortement métamorphosées et constituent la roche encaissante des gîtes d'hématite-goethite (Type IA). Les couches de fer non oxydé forment une vaste réserve de minerai possible de taconite (Type IID). Les formations ferrifères sont formées surtout d'oxyde de fer et de silicate-carbonate et, du fait qu'elles sont cherteuses et à grain fin, elles ont particulièrement bénéficié des processus d'enrichissement naturel qui ont donné naissance à des amas et des masses de minerai d'hématite-goethite du type IA (fig. V-13), prêt à être expédié par suite de la teneur élevée en fer. Au cours du Mésozoïque, il semble que les eaux souterraines auraient pénétré les formations ferrifères en circulant à travers des zones perméables reliées à des surfaces d'érosion profondément altérées. Ces eaux auraient lessivé la silice, oxydé et remanié une partie du fer, donnant ainsi lieu à un enrichissement secondaire et à la formation du minerai. Les gisements de minerai qui existent actuellement constituent les racines de plus gros gîtes qui ont été partiellement érodés lors de l'avancée des glaces du Pléistocène. On compte à Schefferville, près de la frontière entre le Québec et le Labrador (pl. V-2), plus de 45 gisements de ce type, quelques-uns contenant jusqu'à 50 millions de tonnes de minerai. Les conditions sont favorables pour la présence de ce type de minerai, d'un bout à l'autre de presque toute la partie centrale du géosynclinal du Labrador. Le minerai est formé de masses d'hématite et de goethite poreuses, friables et détritiques, rouges, bleu-noir ou jaunes brunâtres. Ce minerai se trouve dans des zones de la formation ferrifère chertouse à oxyde et à silicate-carbonate. Le minerai prêt à être expédié du fait de sa teneur élevée contient généralement du fer dans une proportion de 51.5 à 65 p. 100, de la silice jusqu'à concurrence de 12 p. 100, 0.045 p. 100 de phosphore, 1.5 p. 100 d'alumine et de petites quantités de chaux et de magnésite. La teneur en manganèse varie et est en moyenne de moins de 3 p. 100.

Les formations ferrifères dans la partie méridionale du géosynclinal du Labrador (fig. V-12), à partir de la région du lac Wabush en passant par le mont Wright, et vers le sud-ouest jusqu'au lac Matonipi, constituent des gisements de métataconite du type IIE. Des structures extrêmement complexes se sont formées dans cette région par suite de déformations survenues lors des orogénèses de l'Hudsonien et du Grenvillien. Le grain grossier des formations ferrifères fortement métamorphosées, l'épaississement et la répétition des couches de la formation de fer par plissements et le jeu de failles sont des facteurs déterminants dans la formation de larges masses de minerai de métataconite facile à bonifier.

Les formations ferrifères à hématite et à magnétite-quartz, métamorphosées, et dérivées du faciès d'oxyde sédimentaire donnent un minerai de bonne qualité, mais il est difficile de bonifier les couches riches en silicate de fer et en carbonates de fer. Les formations à oxyde contiennent de 30 à 40 p. 100 de fer et les concentrés en boulettes qu'on en tire contiennent de 64 à 65 p. 100 de fer et de 4 à 5 p. 100 de silice. La formation ferrifère exploitée dans la région du lac Wabush a une teneur d'environ 38 p. 100 en fer sous forme d'hématite spéculaire et de magnétite-quartz. Les gisements des régions du mont Wright et du lac Fire, non encore exploités, et ceux du lac *Jeannine* (74) sont caractéristiques d'un groupe de gîtes composés d'hématite spéculaire et de quartz. Les gîtes tels que celui du lac Jeannine, qui sont situés bien à l'intérieur de la province tectonique de Grenville, sont les plus grossiers. La concentration se fait uniquement dans des spirales de gravité. Les autres formations ferrifères composées de magnétite, d'hématite spéculaire, de quartz et de minéraux de silicate de fer entremêlés, contiennent, comme celle du mont Reed, des milliards de tonnes de minerai possible, mais leur grain est fin et en conséquence il est difficile de les bonifier. Les mines de la région du lac Wabush produisent du minerai sous forme de concentré pour une production annuelle de 15 millions de tonnes de boulettes; chaque année, la mine du lac Jeannine près de Gagnonville produit de 8 à 9 millions de tonnes de concentrés. Selon des évaluations plutôt conservatrices, on croit pouvoir obtenir de 4 à 5 milliards de tonnes de concentrés à partir de 10 milliards de tonnes de minerai de métataconite d'une mine à ciel ouvert dans la partie sud du géosynclinal du Labrador.

On trouve aussi des formations ferrifères du type lac Supérieur dans les roches protérozoïques de la zone de Cape Smith, sur les îles Nastapoka et Belcher, le long de la rive est de la baie d'Hudson, et près du lac Sutton (Ont.). Elles affleurent aussi sur 35 milles le long de la direction de la formation ferrifère près des lacs Mistassini et Albanel dans le centre du Québec. La zone ferrifère de Gunflint s'étend le long de la rive ouest du lac Supérieur et, vers le sud-ouest, s'unit à la zone ferrifère de Mesabi au Minnesota. Ces formations ferrifères ne sont presque pas métamorphosées et renferment d'importantes réserves de minerai de taconite possible. Certaines ont été prospectées pour trouver du minerai directement utilisable, mais on n'a pas trouvé de dépôts exploitables à l'échelle industrielle.

Gisements de fer dans les formations ferrifères du type Algoma

Les formations ferrifères du type Algoma dans la province du lac Supérieur (Ont.) prennent de plus en plus d'importance comme minerai de taconite (Type IID). Des couches de sidérite, renfermant un peu de pyrite et de pyrrhotine (Type IIC), sont exploitées dans le district de Michipicoten. La géologie de la mine *Helen* (37) est caractéristique de plusieurs gîtes de fer dans cette région

(fig. V-14). On considère les zones de minerai de sidérite et de pyrite comme des faciès sédimentaires de la formation ferrifère. Aux mines Helen, George McLeod et Sir James, la succession stratigraphique a, à la base, des roches volcaniques rhyolitiques altérées; ces roches passent graduellement vers le haut de la succession en des couches massives ou grossièrement stratifiées de sidérite de couleur chamois ou noire. Ces couches de sidérite contiennent de la pyrite et de la pyrrhotine dans la partie supérieure de la succession et passent graduellement vers le haut en du chert finement stratifié, en des roches carbonatées et en de la formation ferrifère à magnétite, le tout recouvert par de la lave andésitique en coussins. A la mine Helen, le niveau de roches carbonatées a une puissance de 50 à 250 pieds et, malgré les ruptures causées par de nombreuses failles, ce niveau a été suivi le long de sa direction sur des milles de distance. A l'exploitation, le minerai de sidérite-pyrite contient environ 33 p. 100 de fer; après bonification du minerai par flottation différentielle et grillage, la teneur en fer du minerai est de 50 à 51 p. 100, à laquelle s'ajoute 2.9 p. 100 de manganèse, 11.4 p. 100 de silice, 3.32 p. 100 de chaux, 7.37 p. 100 de magnésie, 1.84 p. 100 d'alumine, 0.01 p. 100 de phosphore, et 0.10 p. 100 de soufre.

Le faciès magnétite-quartz est le plus important dans la plupart des autres formations ferrifères du type Algoma en Ontario. La formation ferrifère à *Moose Mountain* (84), au nord de Capreol (Ont.), a été exploitée tout d'abord entre 1901 et 1920. Le concentré de magnétite était alors transformé en briquettes et grillé afin de fournir un produit raisonnable à haute teneur. L'entreprise n'a pas été une réussite économique, mais elle laissait entrevoir 40 ans d'avance les méthodes modernes de bonification du minerai de fer. Plusieurs mines à ciel ouvert ont été exploitées depuis 1959 sur certains segments faillés de la formation ferrifère dont la teneur en fer était d'environ 33 p. 100. Le concentré en boulettes contient de 63 à 64 p. 100 de fer avec moins de 8.75 p. 100 de silice.

La mine *Adams* (60a), près de Kirkland Lake (Ont.), a produit depuis 1964 un concentré mis en boulettes. Une formation ferrifère à magnétite-quartz et finement laminée contient en moyenne 22 p. 100 de fer et est exploitée au moyen de deux excavations à ciel ouvert qui se trouvent dans une zone structuralement complexe de la formation ferrifère qui s'étend sur une distance de 6 milles. Les boulettes contiennent de 62 à 63 p. 100 de fer. Le trajet ferroviaire de 700 milles entre la mine et Pittsburgh, où le concentré est utilisé, est probablement le plus long qui soit parcouru au monde par du minerai de fer.

La formation ferrifère à la mine *Sherman* (95), dans la région de Timagami (Ont.), est probablement la moins métamorphosée des formations ferrifères du type Algoma. Les couches de magnétite-quartz contiennent en moyenne de 25 à 30 p. 100 de fer. On s'attend à une production annuelle de 1,200,000 tonnes fortes de boulettes à teneur d'environ 65 p. 100 en fer.

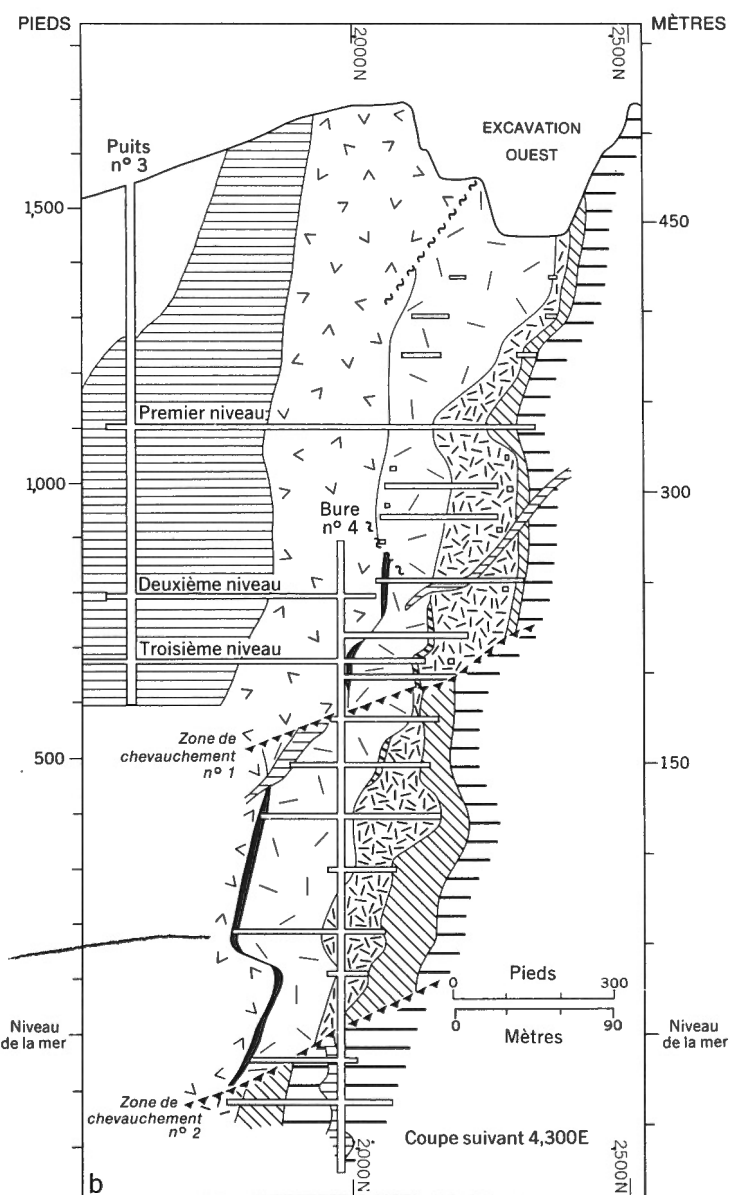
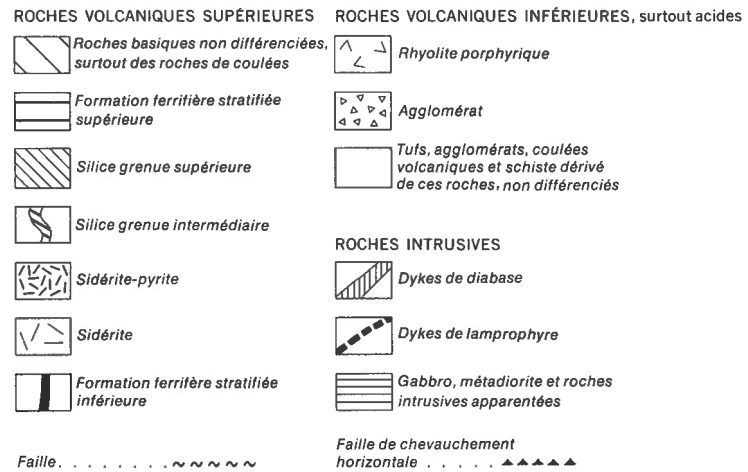
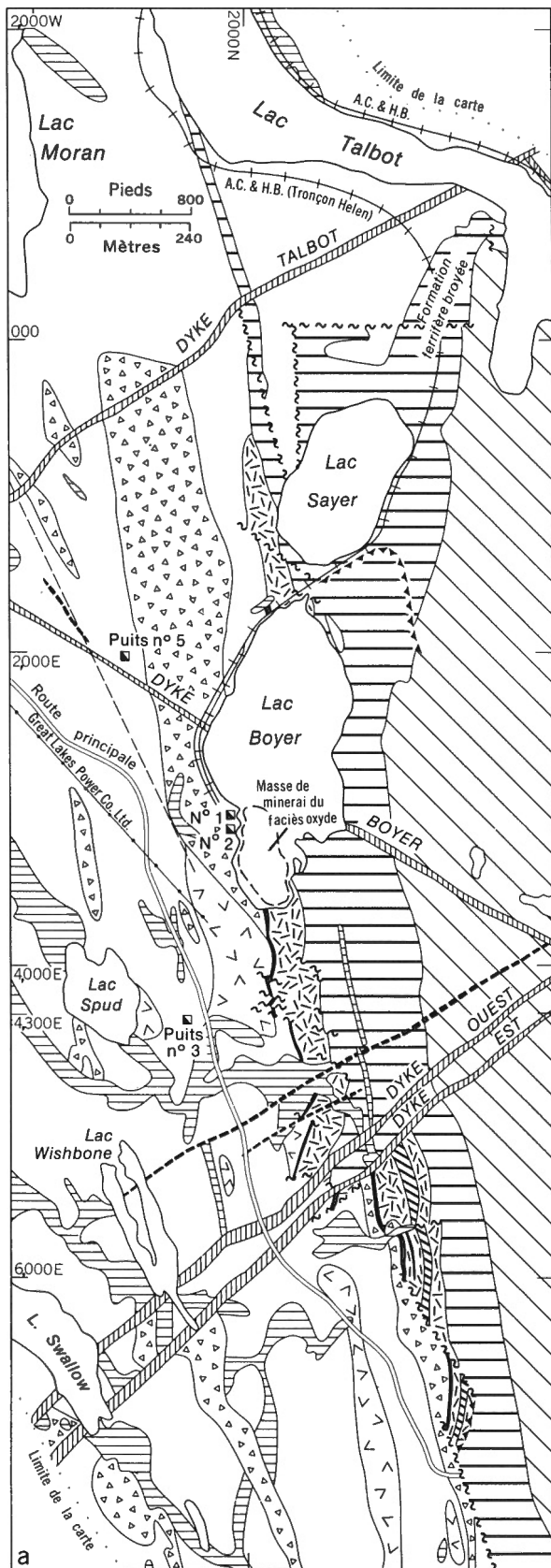


FIGURE V-14. Mine de fer Helen, Algoma (Ont.). a) Vue en plan. b) Vue en section.

On trouve des formations ferrifères très fortement métamorphisées dans la province du lac Supérieur entre le lac des Bois, le lac Nipigon, le lac Red et les roches paléozoïques des basses-terres de la baie d'Hudson (fig. V-10). Les couches de magnétite-quartz se trouvent dans des schistes à grenat-biotite-quartz, qui étaient originellement des roches sédimentaires et volcaniques de l'Archéen. La mine Griffith a été mise en valeur dans une de ces zones ferrifères sur la rive ouest du lac Bruce. L'exploitation a commencé en 1968. On s'attend à ce que 1,500,000 tonnes fortes de boulettes à teneur de 65 p. 100 soient produites annuellement à partir de taconite magnétique à teneur de 30 à 33 p. 100 en fer. Quelques-unes des zones ferrifères importantes dans cette région sont celles du lac Saint-Joseph, du lac Bending, de Kapico et de Kowkash, toutes au nord de Nakina.

Les gisements de minerai d'hématite-goethite situés dans les zones ferrifères de *Steep Rock* (21) sont du type IIIA. Les masses tabulaires de minerai (fig. V-15) sont des segments faillés d'une même zone ferrifère strati-

graphique. D'après Jolliffe (1966), la goethite interstratifiée, les petites lentilles de pyrite contenant du graphite, et le chert finement stratifié ont été mis en place sur une ancienne surface d'érosion où le fer, sous la forme de gels d'oxyde et d'hydroxyde colloïdaux, s'est accumulé de la même façon que le fer actuel dans les marais. La couche riche en fer a ensuite été recouverte par du tuf basique ou des cendres volcaniques. Ultérieurement, la succession a été plissée et déformée au cours de l'orogénèse du Kénoranien. A une étape plus tardive de son histoire, la zone ferrifère de minerai a été ensuite oxydée et altérée, et il en est résulté qu'une partie du tuf et du chert stratifié a été lessivée et transformée en une argile ou roche colorée qui ressemble à beaucoup d'autres formations ferrifères altérées. Ce fait et autres preuves portent à croire que l'hématite et la goethite se sont formées aux dépens d'une formation ferrifère à sidérite-pyrite interstratifiée avec du chert rubané semblable à la formation ferrifère de Michipicoten. Postérieurement, les sédiments ont été transformés en minerai par enrichissement supergène. Aucune des



PLANCHE V-2

Mine Ruth Lake (Labrador, Terre-Neuve); masse de minerai d'hématite-goethite dans les régions des formations ferrifères du lac Knob. Ces gites s'étendent, au fond de la photographie, vers ceux de la mine Burnt Creek (Québec).

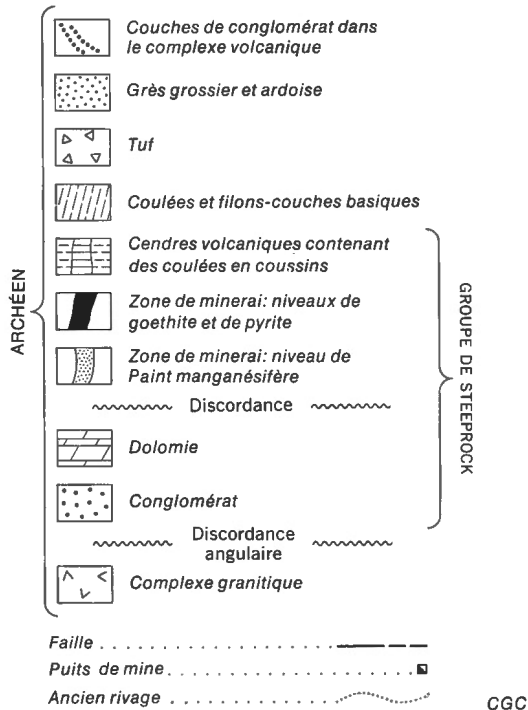
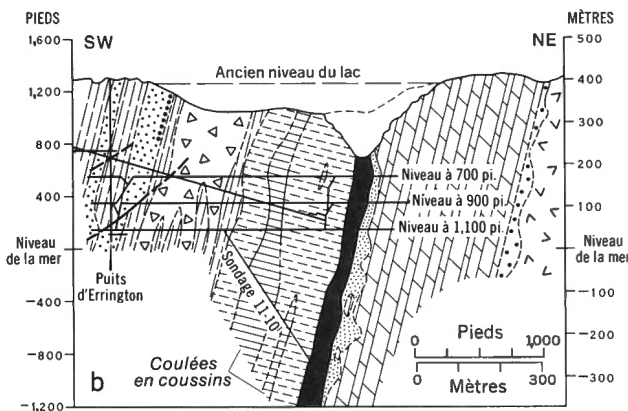
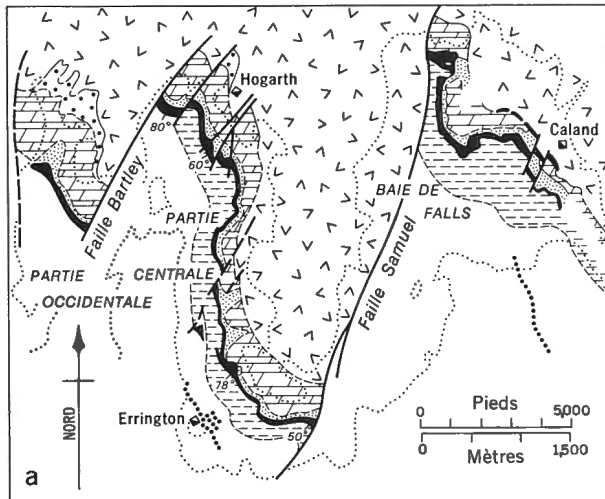


FIGURE V-15. Région de Steep Rock Lake (Ont.) (Jolliffe, 1966). a) Carte géologique. b) Coupe de la mine Errington.

hypothèses n'explique entièrement tous les faits connus, mais l'exploitation minière en plus grande profondeur et sur de plus grande étendue aidera à résoudre ce problème de la genèse du minerai. Avant tout traitement ou transformation en boulettes, le minerai extrait a une teneur d'environ 55 p. 100 en fer, 5 p. 100 en silice, 1.5 p. 100 en alumine et chaux, et 0.027 p. 100 en phosphore. Le minerai séché a une teneur d'environ 60 p. 100 en fer.

Les formations ferrifères de la province de Churchill sont du type Algoma et la plupart sont fortement métamorphosées. Des gîtes de minerai à très haute teneur ont été récemment découverts dans le nord de l'île Baffin près de Milne Inlet. Les gisements sont des zones de formations ferrifères à magnétite et à hématite métamorphosées. Ces gisements sont plus riches en fer qu'ils le sont généralement et ont de plus été altérés par les processus d'enrichissement secondaire et soumis ensuite à un métamorphisme tardif. Il y a deux sortes de minerai: du minerai d'hématite dure de couleur gris foncé à bleu, et des masses stratifiées à haute teneur de magnétite et d'hématite spéculaire massive ou stratifié. S'y trouvent également de grosses réserves de minerai dont la teneur en fer varie entre 67 et 69 p. 100 et celle en silice de moins de 1 p. 100.

Gîtes de fer du sud-ouest de la province de Grenville

La province de Grenville renferme de nombreux gîtes de fer associés à l'anorthosite et au gabbro (types IVA et B). Quelques-uns comme, par exemple, les gros gisements bien connus associés à l'anorthosite du lac Tio (73), au Québec, sont surtout composés d'ilménite et le minerai est traité pour le bioxyde de titane. Plus d'un million de tonnes de fer sont produites chaque année comme sous-produit. Les roches gabbroïques contiennent plusieurs grosses masses de magnétite titanifère à basse teneur, non exploitées du fait qu'aucun procédé métallurgique économique n'est encore au point pour la séparation du titane à partir de ces minéraux de fer.

Le sud de la province de Grenville contient plusieurs gîtes de magnétite de contact métasomatique (Type V). Ces gîtes sont relativement petits et plusieurs d'entre eux ont été exploités au cours du 19^e siècle. Le gisement de *Marmora* (111b), en Ontario, a été découvert sous 125 pieds de calcaire du Paléozoïque, au moyen d'un levé aéromagnétique. La masse de minerai a 2,400 pieds de longueur, 400 pieds de largeur et contient un minerai à teneur moyenne de 40 p. 100 en fer. Ce gisement est exploité depuis 1955 et environ un demi-million de tonnes de boulettes, d'une teneur en fer de 65 p. 100, sont produites chaque année. Un gisement semblable a été exploité à *Hilton* (42) près de Shawville, Québec, depuis 1958. Près d'un million de tonnes de boulettes contenant 66 p. 100 de fer sont produites annuellement à partir de minerai brut d'une teneur de 18 p. 100. Les gîtes de ce type sont en relation spatiale avec les intrusions gabbroïques; il est à remarquer que les roches calcaires et les amphibolites sont les roches encaissantes les plus favorables.

Nickel

Depuis le début de l'exploitation des vastes gisements nickélifères de Sudbury en 1887, le Canada a été le plus important producteur de nickel au monde. En 1966, à l'exception du monde communiste, le Canada a produit plus de 70 p. 100 du nickel mondial, avec une production annuelle évaluée à 400 millions de dollars. Plus de 99 p. 100 de la production canadienne, dont le tonnage atteint 234,061 tonnes, ont été extraits de centres miniers du Bouclier canadien. Depuis 1953, des gisements nickélifères ont été découverts dans d'autres parties du Bouclier, à Thompson, au Manitoba; en Ontario; au Québec; et à Rankin Inlet, dans le district de Keewatin. En 1966, les réserves de minerai excédaient 380 millions de tonnes, dont la teneur moyenne en nickel oscillait autour de 1.5 p. 100. Malgré les gros tonnages présentement extraits, ces réserves s'accroissent annuellement; on espère que cette tendance va continuer quelque temps étant donné de nouvelles découvertes et que l'amélioration de la technologie et l'accroissement du prix des métaux rendent possible l'exploitation de minerai à teneur marginale.

Les amas de minerais du Bouclier canadien sont tous du type de sulfure. Ils peuvent être considérés comme primaires, du fait qu'ils sont très peu altérés par les processus d'altération de surface. Le principal minéral du minerai est la pentlandite, presque toujours associée à de la pyrrhotine. D'autres sulfures de nickel, de cuivre et de fer sont généralement présents; leur nature et leur proportion relative dépendent à la fois de la composition générale de la masse de minerai et des conditions de température et de pression du milieu dans lequel la masse de minerai s'est formée. Tous les gîtes nickélifères importants du Bouclier canadien se trouvent dans ou près de roches magmatiques de composition mafique ou ultramafique, sources du nickel. Le cuivre est généralement présent et le rapport de la teneur du nickel à celle du cuivre est relativement constant à l'intérieur d'un gîte donné. Également, les rapports nickel-cuivre ont montré une corrélation directe avec la teneur en magnésium des roches associées mafiques et ultramafiques. Ainsi, les minéraux sulfures associés à la dunité et à la péridotite ont une plus forte teneur en nickel par rapport au cuivre que ceux associés au gabbro et à la norite. Dans les descriptions suivantes, les gisements nickélifères du Bouclier canadien sont groupés en se basant sur leur affiliation aux roches mafiques ou ultramafiques.

Gîtes affiliés aux roches mafiques

District de Sudbury, Ontario (78 à 90). Les gîtes du district de Sudbury sont typiques des gîtes de minerais nickélifères affiliés aux roches mafiques. Environ 185,000 tonnes, soit plus de 70 p. 100 de la production annuelle de nickel au Canada, proviennent du district de Sudbury. Un tonnage comparable de cuivre extrait de cette région fait également du district de Sudbury le plus gros producteur de cuivre du Canada. Les amas de sulfure de nickel s'étendent aux ou près des limites extérieures de la masse de

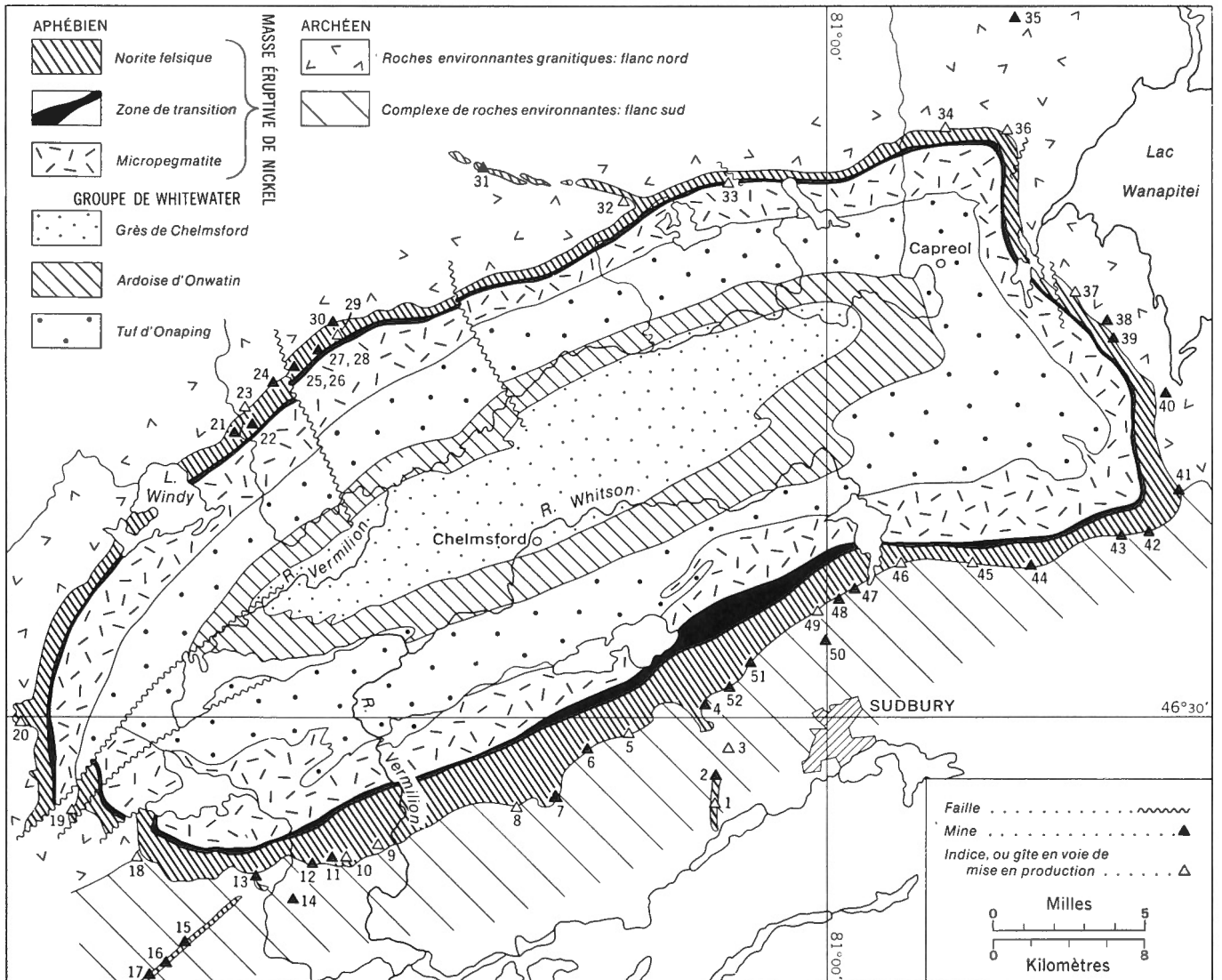
roches ignées, connue sous le nom de masse éruptive de Sudbury. En plan, la masse éruptive a la forme d'un bassin elliptique de 37 milles de long sur 17 milles de large (fig. V-16) et est formée à l'extérieur de norite felsique à grains grossiers et à l'intérieur d'un granophyre. Le contact extérieur du norite est marqué par une zone de cisaillement et de brèches. Le pendage du contact extérieur varie de 35 à 45 degrés vers le sud sur le côté nord du bassin à la verticale sur le flanc sud (fig. V-17). Les roches à l'intérieur de la masse éruptive constituent le groupe de White-water de l'Aphébién et sont des tufs, des ardoises et des grès. Elles se présentent généralement sous forme de synclinal, mais sont traversées par plusieurs failles orientées est-ouest. Les roches plus anciennes, au nord de la masse éruptive, sont surtout des granites de l'Archéen tandis qu'au sud la masse éruptive est en contact avec le groupe de Sudbury, formé d'une succession de roches volcaniques et sédimentaires de l'Aphébién, métamorphisées, localement broyées et injectées de granites et de gabbros d'âges différents. La masse éruptive elle-même est métamorphisée, localement métagénérée, faillée, broyée et coupée de dykes de diabase. L'origine de la masse éruptive de Sudbury et des minerais associés reste encore conjecturale. En étudiant cette masse éruptive, on peut trouver des données en faveur de la théorie qu'elle est un filon-couche en forme de cuillère, un reste d'un lac de lave, une intrusion du type ring-dyke ou en forme d'entonnoir, ou bien une structure produite par l'impact d'une météorite. La présence de nombreuses inclusions de roches ultramafiques dans plusieurs des amas de sulfure massif indique qu'elle s'est formée en profondeur. Ces données et d'autres moins évidentes suggèrent qu'il existe sous la masse éruptive de Sudbury une racine ou un filon source.

Les minerais de Sudbury apparaissent sous forme de sulfure massif, de sulfure bréchiforme et de sulfure disséminé ou en filonet dans les silicates. Les plus abondants sulfures sont la pyrrhotine, la pentlandite, la chalcopyrite et la cubanite. Nombre de sulfures et d'arséniures moins abondants sont la source de sous-produits comme les métaux du groupe platine, l'or, l'argent et le cobalt. Le rapport global du nickel au cuivre est très près de 1:1, mais dans certains amas, le rapport est très différent et est généralement à l'avantage du nickel.

La théorie la plus couramment acceptée sur l'origine des sulfures de Sudbury est que ces minéraux étaient présents dans la masse principale de magma de norite felsique et se sont séparés des silicates sous forme de gouttelettes de sulfure liquide, puis se sont déposés le long du contact inférieur de la masse de norite où ils ont formé des bassins de minerais dans les dépressions du soubassement. En certains endroits, des mouvements tectoniques subséquents ont provoqué la migration de sulfures dans les roches adjacentes, causant la formation d'amas de minerais à l'extérieur de la masse éruptive principale. De nouvelles observations (Souch et Podolsky, 1968; Naldrett et Kullerud, 1967) amènent à penser que cette théorie nécessite une révision. Le long de la base de la masse principale de norite felsique,

s'étend une bande semi-continue d'un groupe complexe d'intrusions et de brèches intrusives; par endroits, ces roches s'étendent sous forme de filons dans les roches du mur de norite. Sous-jacentes, ces roches, dont la composition varie de la diorite quartzique à la norite mafique, con-

tiennent ou sont liées à tous les amas de minerais du district de Sudbury. Elles contiennent d'abondantes inclusions et forment intrusion dans la norite felsique. Des analyses sur les roches elles-mêmes indiquent que les roches sous-jacentes contiennent environ cinq fois plus de nickel et de



LISTE DES CONCESSIONS

(Les numéros entre parenthèses renvoient à la carte 1252A)

- | | | | |
|-----------------------------|----------------------------|------------------------|------------------------|
| 1. Copper Cliff South | 14. Vermilion | 27. (82e) Strathcona | 40. (87e) MacLennan |
| 2. (89b) Copper Cliff No. 1 | 15. Kidd | 28. Coleman | 41. (87f) Norduna |
| 3. (89c) Copper Cliff North | 16. (79c) Worthington | 29. Longvack South | 42. East |
| 4. (89a) Clarabelle | 17. (79b) Totten | 30. (82c) Longvack | 43. (87a) Falconbridge |
| 5. Tam O'Shanter | 18. Chicago | 31. (83) Nickel Offset | 44. (87c) Garson |
| 6. (90b) North Star | 19. Suitana | 32. W.D. 150, 155 | 45. (87d) Kirkwood |
| 7. (90a) Creighton | 20. Trillabelle | 33. North Range Shaft | 46. Sheppard |
| 8. Gertrude | 21. (80a) Hardy | 34. New Dominion | 47. (88a) Blezard |
| 9. McVittie Graham | 22. (80b) Onaping-Boundary | 35. (85) Milnet | 48. (88c) Mount Nickel |
| 10. Lockerby | 23. Levack West | 36. Whistle | 49. Little Stobie |
| 11. (78b) Ellen | 24. (82b) Levack | 37. Capre Lake | 50. (88b) Froid-Stobie |
| 12. (78a) Crean Hill | 25. (82a) Fecunis Lake | 38. Victor | 51. (89g) McKim |
| 13. (78c) Victoria | 26. (82d) North | 39. (86) Nickel Rim | 52. (89h) Murray |

FIGURE V-16. Gîtes nickélifères du district de Sudbury (Ont.) (J. A. Chamberlain).

cuivre que la norite felsique. Cette teneur indique que le minerai s'est mis en place au cours d'une dernière intrusion de magma silicaté fortement sulfuré le long du contact de base de la masse éruptive.

Lynn Lake, Manitoba (1). Les mines à Lynn Lake produisent annuellement environ 13,000 tonnes de nickel, soit près de 5 p. 100 de la production totale de nickel au

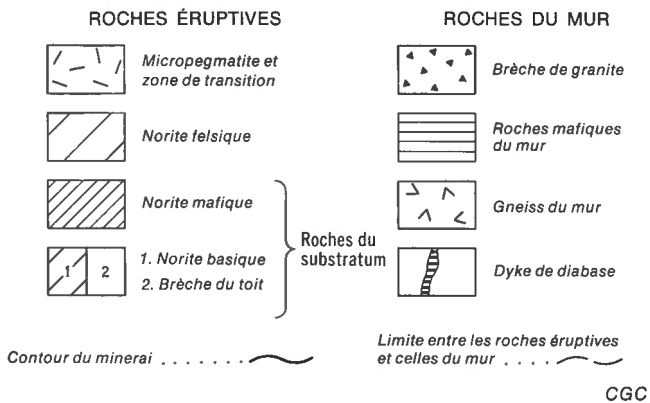
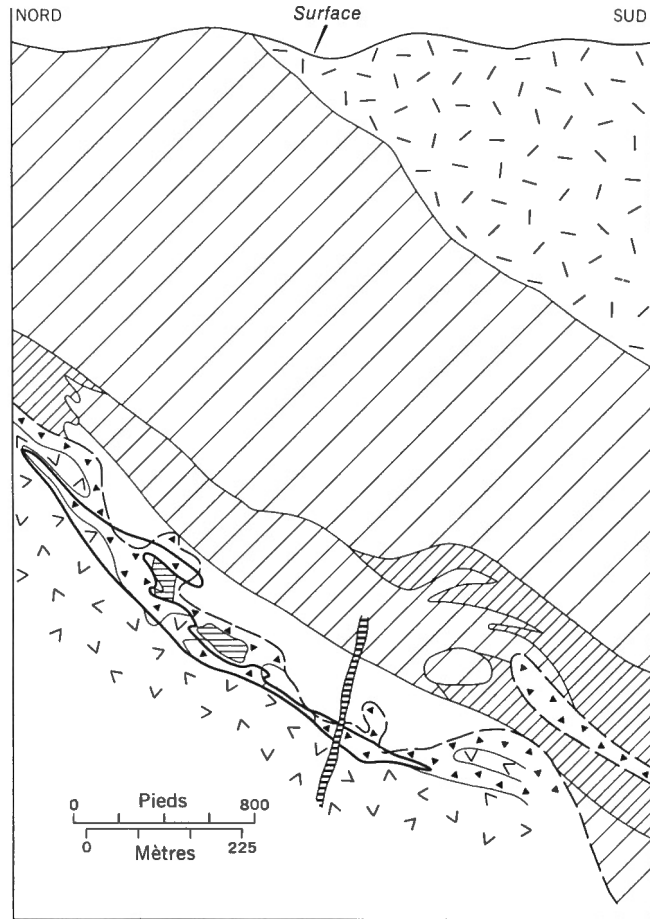


FIGURE V-17. Coupe verticale du gîte de Strathcona, flanc nord du bassin de Sudbury (Ont.) (Naldrett et Kullerud, 1967).

Canada. Les amas de minerai, dix au total (dont trois ont été exploités entièrement), se trouvent surtout dans une variété de roches intrusives de composition gabbroïque, mais l'un des amas se trouve dans une roche plus siliceuse, une diorite quartzique à hornblende, à grain fin, de composition variable. La péridotite est présente dans le voisinage de tous les amas de minerais, parfois très près et, bien qu'à un endroit quelques minéraux soient présents dans la péridotite, aucune masse de minerai n'a été exploitée dans les péridotites. Les minéraux sulfures se présentent en concentration de sulfures massifs ou de sulfures bréchiformes en disséminations ou en stockwerks. Les principaux minéraux du minerai sont la pyrrhotine, la pentlandite et la chalcopryrite; la pyrite est nettement en petite quantité. D'après Ruttan (1955), les rapports nickel-cuivre varient de 1:1 à 3.5:1 dans les diverses masses de minerai, en moyenne autour de 2:1. Aucune variation appréciable dans ces rapports n'a été observée avec la profondeur. Les amas de minerai sont d'irréguliers à lenticulaires en plan et en forme de cheminée vus en section. Ils se trouvent dans des zones où existe un grand nombre de fractures et de failles. Certaines de ces failles sont postérieures au dépôt du minerai. Les minéraux sulfures remplacent le granite, la pegmatite, le porphyre à feldspath, la felsite et les filons de quartz qui coupent les gabbros. Une longue période a dû s'écouler entre la mise en place des roches mafiques et la période de minéralisation. Ceci est toutefois incompatible avec la formation des minéraux sulfures en place par les processus de ségrégation magmatique.

Le Bouclier canadien contient un grand nombre d'autres gîtes nickélifères associés aux roches mafiques, mais peu d'entre eux peuvent être exploités économiquement. En 1965, la mine *Lorraine* (40), dans la région de Belleterre (Québec), a fourni 900 tonnes de nickel et 2,200 tonnes de cuivre. L'amas de minerai est petit, à pendage prononcé et en forme de cheminée; il se trouve dans des roches vertes de l'Archéen près d'une intrusion dioritique. Le rapport nickel-cuivre dans les sulfures se maintient à 0.4:1. Le gîte *Kenbridge*, dans le district de Kenora (Ont.), se trouve dans une lentille de gabbro intrusive dans des roches vertes. Les minéraux sulfures se présentent en un système de feuilletés horizontaux et ont un rapport moyen nickel-cuivre de 2:1. Dans le *canton de Pardee*, au sud de Port-Arthur (Ont.), la pyrrhotine, la chalcopryrite et la pentlandite se présentent le long de la limite inférieure des masses de gabbro en forme de filons-couches qui traversent les sédiments aphébiens. De récents forages ont révélé de gros tonnages de minerai de sulfures à basse teneur répartis en disséminations et en filonets dans une matrice gabbroïque à grains grossiers. Le rapport nickel-cuivre est uniforme et d'environ 0.1:1.

Gîtes affiliés aux roches ultramafiques

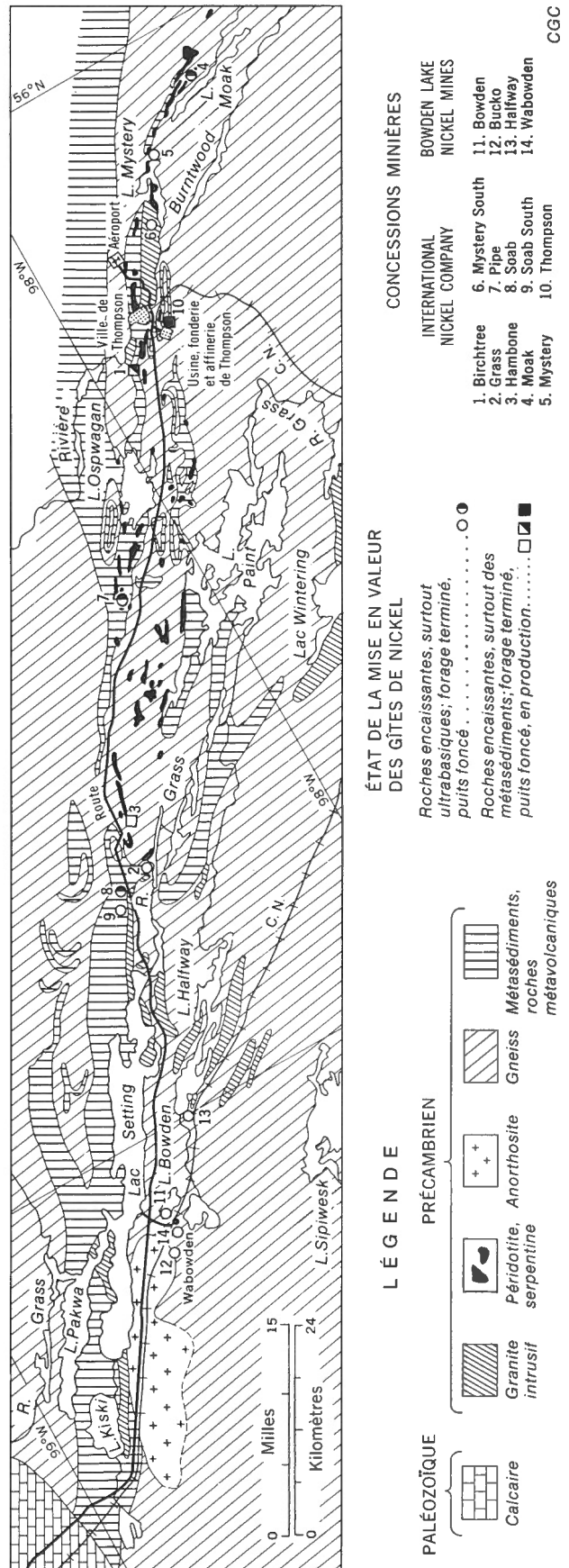
District de Thompson, Manitoba (12, 13). Les gisements de nickel de la zone de Thompson (Man.), découverts en 1956, sont les plus gros gîtes nickélifères associés aux

roches ultramafiques (fig. V-18). La présente production annuelle de nickel à la mine Thompson atteint 50,000 tonnes, soit près d'un cinquième de la production totale de nickel au Canada. Trois autres mines, les mines Pipe, Soab et Birchtree sont actuellement en préparation de mise en valeur. Les amas de minerai de la zone de Thompson s'étendent sur 90 milles le long de la limite entre les provinces du lac Supérieur et de Churchill. Les gisements sont presque colinéaires et se présentent dans ou près de poches lenticulaires de péridotite de type alpin à l'intérieur de métasédiments et de gneiss. Les péridotites sont généralement pénétrées de masses de granite et de pegmatites en forme de dyke, et, par endroits, les minéraux sulfures envahissent ces récentes roches intrusives. Le minerai de nickel se présente sous deux formes principales: 1) sous forme de disséminations uniformes de sulfure ou de filonets de sulfure dans la péridotite, et 2) sous forme de zones bien définies de sulfures bréchiformes dans des roches métasédimentaires. On trouve des amas de minerai du premier type au lac Mystery, au lac Moak, au lac Pipe, au lac Grass, au lac Soab et près de Wabowden. Leur teneur est relativement basse et ces minéraux semblent être indigènes à la péridotite; il s'ensuit que plusieurs géologues considèrent ce minerai comme étant magmatique.

Des amas de minerai du second type gisent au lac Birchtree et au lac Hambone; ceux de Thompson définissent le mieux ce type (fig. V-19). Les gîtes de Thompson forment un feuillet continu qui suit à peu près la forme d'un vaste anticlinal et synclinal dans les métasédiments et les gneiss. Les sulfures sur le flanc est de l'anticlinal s'étendent d'une façon plus ou moins continue sur plus de 15,000 pieds le long de la direction des formations dans une étroite bande de schiste à biotite et à sillimanite. Bien que la bande de schiste s'amincisse et disparaisse à l'apex et sur le flanc ouest de l'anticlinal, les sulfures restent présents le long du contact entre le quartzite et les roches skarns. A l'ouest de l'anticlinal principal, les sulfures ont été suivis jusque dans une lentille de schiste et de péridotite encaissée (Zurbrigg, 1963). Par endroits, la péridotite contient suffisamment de minéraux sulfures disséminés pour être considérée comme minerai.

Les conclusions sur l'origine du minerai de l'exploitation minière de Thompson sont résumées comme suit:

1. La continuité de l'horizon à sulfures suggère que la structure a exercé un contrôle important dans la localisation du minerai.
2. L'étroite relation spatiale de la péridotite riche en nickel, à toutes les masses de minerai de la zone de Thompson, suggère que le nickel provient de ces roches. Ceci est confirmé par le fait que le minerai a un rapport nickel-cuivre élevé, excédant 15:1, sans tenir compte si les masses de minerai se trouvent dans la péridotite ou dans les métasédiments.
3. Du fait que les minéraux sulfures remplacent les pegmatites et comme ces dernières sont intrusives



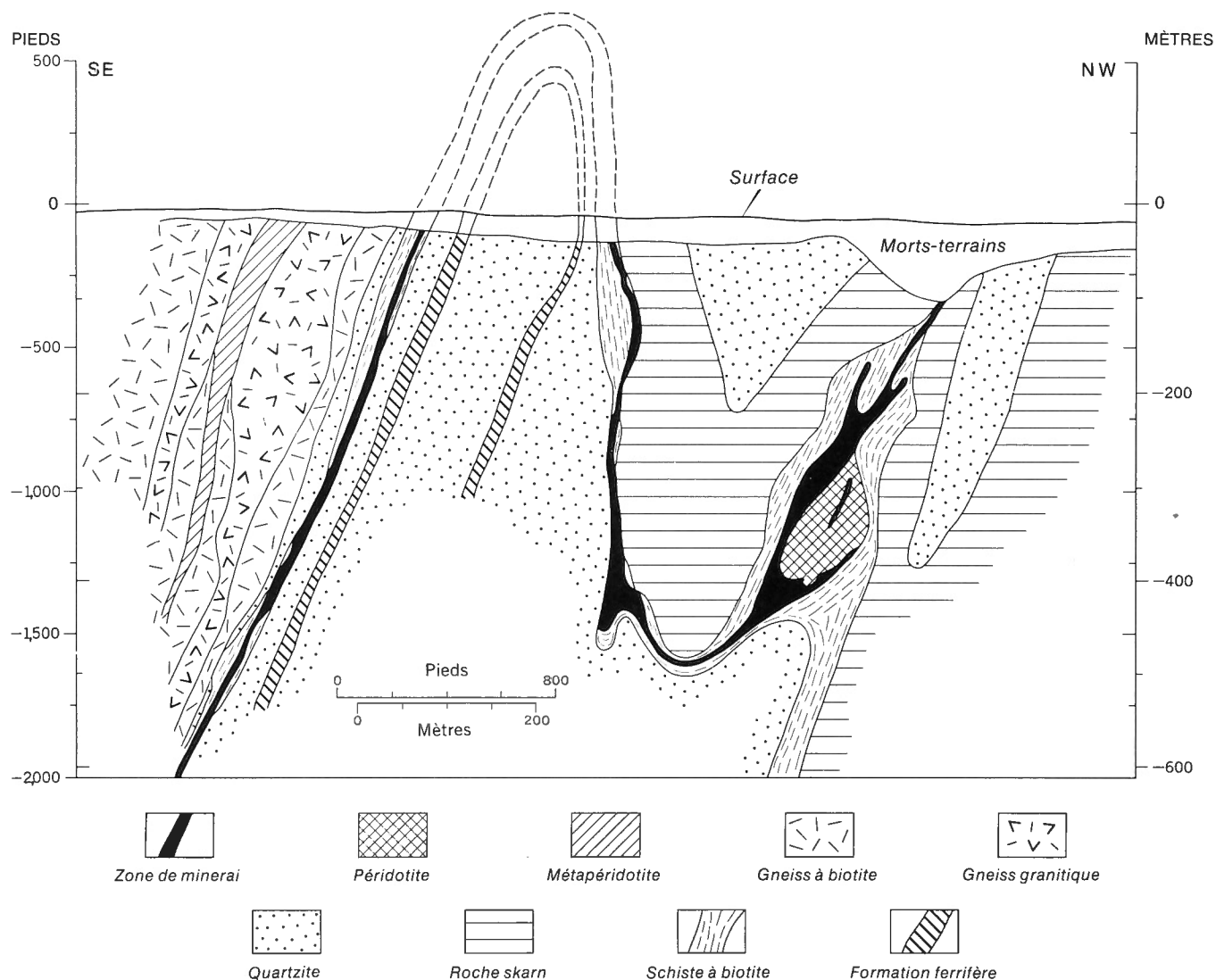
dans la péridotite, la formation des masses de minéral dans les roches encaissantes est considérée avoir pris place après l'emplacement des péridotites.

Le mécanisme de transport du sulfure de nickel en dehors des péridotites et mis en place sous forme d'un feuillet continu de plusieurs milliers de pieds reste conjectural. Du fait qu'il n'existe aucune évidence d'altération des roches encaissantes, il est peu probable que le transport ait eu lieu par voie fluide et hydrothermale. Sur la base des connaissances actuelles, l'explication la plus plausible serait qu'à mesure de l'accroissement de la température et de la pression au cours du plissement et du métamorphisme régional, un fluide composé essentiellement de fer, de nickel et de soufre, s'est formé dans la péridotite. A sa sortie, ce fluide s'est infiltré dans une zone de cisaillement formée dans les schistes relativement non rigides ou au

contact entre le quartzite et les roches skarns où finalement après refroidissement ce liquide a formé les amas de minéral.

A la mine *Marbridge* (27) au Québec, le minéral se trouve dans du tuf acide massif adjacent à une lentille de roche ultramafique altérée. Actuellement, la production atteint environ 2,300 tonnes de nickel annuellement; ce gîte petit, mais à haute teneur, est peut-être le résultat de multiples injections de fluide de sulfure et de silicate provenant de la péridotite (Clark, 1965). Le rapport nickel-cuivre de ces minerais est de l'ordre de 30:1.

Gordon Lake, Ontario (13). La production actuelle à cette mine atteint 2,800 tonnes de nickel annuellement. Les minéraux sulfures sont en disséminations, en filonets ou en masses tabulaires horizontales dans ou adjacentes



CGC

FIGURE V-19. Répartition du minéral à la mine Thompson (Man.) (Zurbrigg, 1963).

à la péridotite dans le mur d'une importante faille. Les intrusions pegmatitiques de forme lenticulaire ou en forme de dyke qui traversent la péridotite sont généralement minéralisées. Les assemblages de sulfures dans la péridotite et la pegmatite se ressemblent, ce qui suggère une origine commune. Le rapport nickel-cuivre dans ces minerais est approximativement de 2:1.

La zone de Cape Smith dans le nord du Québec contient plusieurs petits gîtes à haute teneur de nickel-cuivre. Bien que cette région n'ait pas été développée par suite de son éloignement, on y a découvert un amas de 3.5 millions de tonnes de minerai à teneur de 3 p. 100 de nickel-cuivre combinés, au rapport de 5:1. Ces sulfures s'étendent à la base des masses, en forme de filons-couches, de péridotite altérée où ils se sont mis en place par remplacement (Philpotts, 1961). De 1957 à 1962, un gîte semblable à *Rankin Inlet* (11), dans le district de Keewatin, a donné plus de 10,000 tonnes de nickel et 2,900 tonnes de cuivre. D'autres gîtes nickélifères d'affiliation ultramafique, exploités sur de courtes périodes, comprennent les mines *Alexo* (54) et *Trebor* dans les régions de Timmins et Timagami, respectivement en Ontario. La production de nickel de ces deux exploitations a totalisé moins de 200 tonnes.

Cobalt

Tout le cobalt au Canada est obtenu du Bouclier, la plus grande partie comme sous-produit aux mines de nickel-cuivre de Sudbury (Ont.) et de Lynn Lake (Man.). La pentlandite, principale source de cobalt, contient environ 1 p. 100 de cet élément (Hawley, 1962). De petites quantités de cobalt ont été obtenues au cours du traitement du minerai d'argent des régions de Cobalt et de Gowganda (Ont.). Depuis 1955, la production est demeurée constante à environ 1,500 à 1,800 tonnes annuellement; en 1966, elle était de 1,755 tonnes dont environ 7 p. 100 provenaient des régions de Cobalt et de Gowganda. La production du cobalt au Canada a eu une histoire variée; elle était, jusqu'à récemment, liée à la prospérité des mines d'argent de la région de Cobalt. Les minerais de cobalt étaient extraits de cette région et des opérations de récupération étaient effectuées au cours de périodes inactives. En 1951, le gouvernement fédéral a élevé le prix du cobalt contenu dans les minerais ou dans les concentrés de cobalt afin de stimuler et l'exploration et l'exploitation dans les régions de Cobalt et de Gowganda. Ce prix intéressant a été suspendu en 1956, l'année même où les États-Unis coupaient leur prix de soutien accordé pendant la guerre de Corée. Depuis, aucune production de cobalt à partir de minerai de cobalt n'a eu lieu au Canada; toutefois, sa récupération comme sous-produit des minerais d'argent s'est poursuivie. La production de cobalt comme sous-produit du nickel a commencé à Sudbury en 1954, et à Lynn Lake en 1955.

Chrome et chromite

Il n'existe actuellement aucune exploitation de chromite dans le Bouclier. De 1934 à 1937, quelques milliers de tonnes ont été extraites d'un gisement près du lac Obonga dans le district de Thunder Bay (Ont.). Le gisement est formé d'une masse de serpentinite composée de serpentine, de chlorite et de talc dans des proportions variables; cette masse couvre une surface d'environ 3 milles de long sur 3/4 de mille de large. Près de son extrémité est, s'étendent des amas de chromite, en forme de filons, à teneur moyenne de 27 à 34 p. 100 de Cr_2O_3 . Le meilleur concentré obtenu à partir de ce minerai contenait 42 p. 100 de Cr_2O_3 et le rapport chrome-fer était de 1.3:1. En 1942, un important gisement de chromite à basse teneur était découvert au nord de la rivière aux Oiseaux dans le sud-est du Manitoba. Ces gisements ont été examinés par intermittence, mais n'ont jamais été exploités commercialement. Une vaste masse de gabbro en forme de filon-couche est intrusive dans les roches archéennes. Cette masse a été différenciée, probablement par gravité, en matériaux qui varient d'une augitite à la base du filon-couche, à une diorite quartzique à feldspath au sommet. Un peu au-dessous du centre de ce filon-couche, de petits grains de chromite forment une bande parallèle à la direction et au pendage du filon-couche. Les concentrations de chromite se présentent en étroites bandes qui alternent en teneur de faible à forte. La bande principale a en moyenne sept pieds de large et a été suivie sur plusieurs milles. On rapporte que la teneur moyenne de Cr_2O_3 est de l'ordre de 26 p. 100 et le meilleur rapport chrome-fer est de 1.4:1.

Titane

Le titane est le huitième élément métallique le plus abondant sur terre. On estime que la moyenne oscille autour de 0.4 p. 100 du poids des roches formant la croûte du globe et l'on croit qu'il forme environ 0.5 p. 100 des roches du Bouclier canadien, où il apparaît surtout comme minéraux foncés d'oxyde de fer et de titane. Il est environ 1/10 de fois aussi abondant que le fer et beaucoup plus abondant que les métaux communs les plus courants, tels que le cuivre, le nickel, le plomb et le zinc. L'utilisation du titane s'accroît constamment à travers le monde; il est employé comme pigment sous forme d'oxyde blanc. Depuis 1950, le Canada est un des principaux producteurs d'ilménite; l'ilménite est extraite du gîte du lac Tio près du lac Allard et des scories riches en TiO_2 sont récupérées aux fonderies de Sorel (Québec). En 1957, le Canada est devenu le plus important producteur d'ilménite au monde; en 1966, la production annuelle atteignait plus d'un million de tonnes. Environ 98 p. 100 du minerai de titane extrait au Canada servent à la production de pigment d'oxyde de titane. Une partie de cet oxyde entre comme agrégat lourd dans la fabrication du béton employé à l'installation des pipes-lines de gaz naturel et comme agent protecteur dans

les réacteurs nucléaires. De petites quantités seulement de titane métal ont été produites jusqu'à présent, mais on prévoit un accroissement de production du fait que son utilisation augmente, notamment dans la construction des avions supersoniques.

Dans le Bouclier canadien, le titane apparaît sous forme de mélange d'ilménite-hématite et sous forme de titano-magnétite (pl. V-3). Il est associé aux grandes intrusions anorthositiques et gabbroïques qui vont de l'Archéen, dans la province du lac Supérieur, à l'Hélikien, dans les provinces de Grenville et de Nain. Cette association étroite d'ilménite-hématite avec l'anorthosite, et celle de la titano-magnétite avec le gabbro sont typiques dans le monde. Cependant, aucun développement plus vaste de roches anorthositiques associées à des roches gabbroïques et des gîtes de titane que celui des provinces de Grenville et de Nain n'a été trouvé ailleurs.

Gîtes d'ilménites

Des gîtes d'ilménite-hématite (fer titané) ont été découverts au Canada pour la première fois en 1666 par des colons français à l'ouest de *Saint-Urbain* (70). Les premiers essais d'exploitation ont subi un échec financier, mais d'autres tentatives d'exploitation au cours des Première et Seconde guerres mondiales ont été plus heureuses. Moins d'un million de tonnes d'ilménite ont été extraites des gîtes Furnace, General Electric, Coulombe et Bignell. Ces gîtes renferment autour de 22 millions de tonnes de minerais à teneur d'environ 22 p. 100 en titane et 35 p. 100 en fer. Les gîtes sont des masses en forme de dyke composées presque entièrement d'enchevêtrements bleu-noir, massifs, à cristaux grossiers d'ilménite et d'hématite d'exsolution. Les dykes de minerai ont de 10 à 100 pieds de large, de 100 à 1,000 pieds de long et sont intrusifs dans l'anorthosite sur la colline à l'ouest de Saint-Urbain. Les gîtes ont été forés au diamant jusqu'à plus de 1,000 pieds de profondeur. De petites quantités de rutile, de zéolite, de calcite et de saphirine s'y trouvent épars tout comme des enclaves d'anorthosite altérée. Un peu de biotite s'est formée au contact des dykes d'ilménite avec l'anorthosite. Le rutile est surtout abondant dans le gîte General Electric où il est concentré dans une ségrégation de calcite à l'intérieur du filon d'ilménite-hématite. Nombre de gîtes d'ilménite sis dans l'anorthosite de Morin sont semblables à ceux de Saint-Urbain. Le gîte *Ivry* a donné environ 52,000 tonnes d'ilménite depuis 1910. Le minerai, à forte teneur, contient en moyenne 20 p. 100 de titane et 40 p. 100 de fer. Il est formé surtout d'ilménite et d'hématite d'exsolution, d'un peu de pyrite, de chalcopryrite et de magnétite. La minéralisation est intermittente à l'intérieur d'une zone de 100 pieds de large, de 1,000 pieds de long et probablement de plusieurs centaines de pieds de profondeur.

Un gros gîte d'ilménite-hématite massif a été découvert dans l'anorthosite à l'ouest du lac Allard, au *lac Tio* (73). Ce gîte contient plus de 125 millions de tonnes d'ilménite.

L'amas de minerai a la forme d'une selle et celle d'un filon-couche faiblement incliné, d'une épaisseur de 25 à plus de 200 pieds. Cette masse pénètre l'anorthosite à l'ouest et est recouverte par de l'anorthosite gabbroïque à l'est. Ce gîte a plusieurs langues en forme de dyke et plusieurs gîtes satellites lui sont associés. Le minerai consiste presque entièrement d'ilménite massive en cristaux grossiers et d'hématite d'exsolution (pl. V-3a), à teneur moyenne d'environ 20.4 p. 100 de titane et de 41 p. 100 de fer. Des inclusions d'anorthosite, de cristaux de plagioclase, de pyroxène, de pyrite et de chalcopryrite forment la gangue ou les impuretés de la masse de minerai. Environ 10 millions de tonnes de minerais ont été extraites de mines à ciel ouvert jusqu'en 1967. Ce minerai a fourni environ 5 millions de tonnes de scories de TiO_2 et 3.5 millions de tonnes de fer (Sorel metal).

Gîtes de titano-magnétite

Les gîtes de titano-magnétite représentent un immense potentiel d'approvisionnement en titane et en fer. Plus de 50 gîtes de titano-magnétite sont connus dans la province de Grenville du Québec ainsi que plusieurs autres ailleurs. Les renseignements manquent sur les dimensions et la teneur de ces gîtes, mais ils paraissent s'échelonner en tonnages, de plusieurs centaines de milliers de tonnes à plus d'un milliard, à teneur moyenne conservatrice de 20 p. 100 en fer, 5 p. 100 en titane et 0.25 p. 100 en vanadium. Les gîtes les mieux connus de titano-magnétite sont les gisements Seine Bay-Bad Vermillion Lake dans le nord-ouest de l'Ontario, Saint-Charles et Sept Îles Bay au Québec, et Steel Mountain et Indian Head dans l'ouest de Terre-Neuve. Les gîtes de Terre-Neuve se trouvent dans des enclaves de roches précambriennes dans les roches paléozoïques de la région des Appalaches. Tous sont associés à de l'anorthosite et à des roches gabbroïques. C'est également vrai des gîtes moins bien connus, récemment découverts, tels les gîtes de titano-magnétite aux environs du lac Pin Rouge au nord de Montréal, Magpie Mountain (Awater-Lapointe) au nord de Mingan (Québec), et Pipestone Lake près de Cross Lake (Man.). Ces gîtes contiennent de gros tonnages à basse teneur et plusieurs autres seront sans doute découverts.

Les principaux minéraux des minerais, la titano-magnétite, la ferro-ilménite et la titano-hématite, présentent tous des textures d'exsolution, caractéristiques d'une formation à des températures magmatiques (pl. V-3b). A cause de ces textures et par suite du mélange intime de ces minéraux, il est difficile, voire impossible, de les séparer d'une façon satisfaisante par des moyens mécaniques. La plupart des gîtes, même ceux à basse teneur, peuvent être facilement concentrés par des méthodes magnétiques, spécialement là où l'ilménite et la titano-magnétite se présentent sous forme de grains séparés. La plupart des gîtes de titano-magnétite renferment des traces de vana-

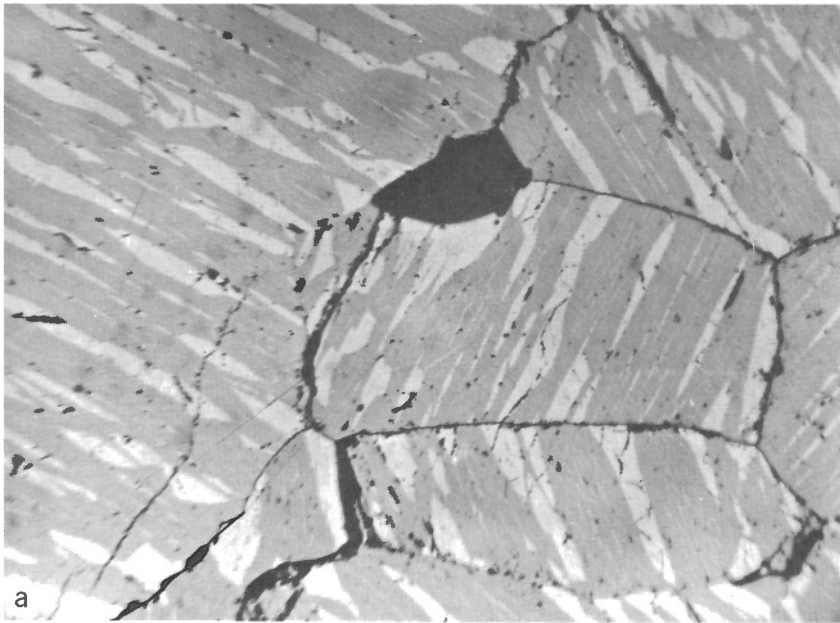
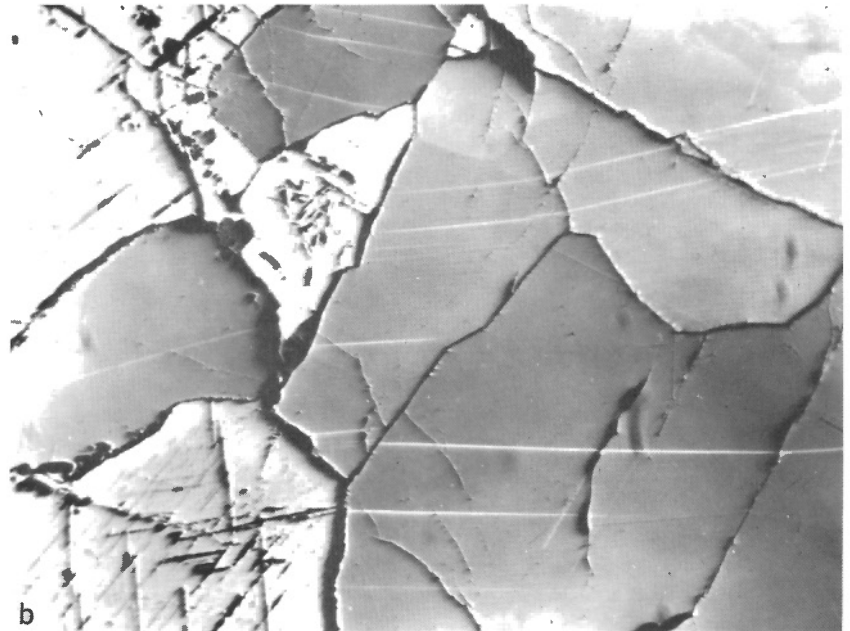


PLANCHE V-3
MICROPHOTOGRAPHIES DE SURFACES
POLIES DE MINÉRAIS DE TITANE.

a) Gîte d'ilménite-hématite du lac Tio, région du lac Allard (Québec), lamelles d'hématite d'exsolution (partie claire), dans l'ilménite (partie foncée). Nicols parallèles, faible agrandissement.

b) Titanomagnétite, au sud de Mattawa (Ont.), grains d'ilménite (polis, gris) contenant des lames d'hématite exsolvées (blancs) et des grains de titanomagnétite (gros, gris pâle) contenant de l'ilménite exsolvée (foncé). Nicols croisés, faible agrandissement.



dium, de chrome, de manganèse, de cobalt et de nickel. Plus de 1 p. 100 de vanadium a été détecté dans les gîtes Pipestone Lake (Man.), Millbridge et Mattawa (Ont.), et Indian Head (T.-N.).

D'autres minerais de titane en puissance dans le Bouclier canadien consistent en indices de rutile, de titanite (sphène) et de pérovskite, mais aucun de ces minéraux n'a été encore trouvé en quantité économiquement importante. Il est possible que tous soient présents dans des concentrations de minéraux lourds de couleur foncée dans les sables du Récent, et que ces concentrations

soient des minerais en puissance de fer, de titane ou autres minéraux rares comme en Australie, en Inde, aux États-Unis et au Brésil. Des concentrations notables de sable noir à magnétique ont été trouvées en divers endroits le long de la côte nord du Saint-Laurent.

Localisation des gîtes

Les levés aéromagnétiques se sont révélés très utiles pour la localisation des concentrations de minéraux magnétiques et pour délimiter les régions de roches gabbroïques des massifs d'anorthosite. Généralement, les

phases gabbroïques présentent une plus grande intensité magnétique que l'anorthosite et les concentrations de titano-magnétite dans ces phases sont généralement représentées par des anomalies magnétiques positives très fortes. D'autre part, les gîtes d'ilménite-hématite, couramment associés aux phases anorthositiques, sont généralement représentés par des anomalies négatives comme au lac Tio où la polarité du gîte est renversée, le pôle attiré vers le nord est orienté vers le haut. Cependant, les intensités magnétiques typiques peuvent être annulées par des mé-

langes des deux types de minéraux et, de plus, les gîtes d'ilménite-hématite sont normalement (positivement) polarisés et représentés par des anomalies magnétiques positives, comme celle de Saint-Urbain, et, à certains endroits, la titano-magnétite présente une polarisation renversée négative, comme à Magpie Mountain. Sur le terrain, on utilise le magnétomètre, le gravimètre et la boussole d'inclinaison pour délimiter d'une façon plus précise les gîtes de fer titané après leur localisation ou leur présence suspectée.

LES MÉTAUX COMMUNS

Cuivre et zinc

Le cuivre et le zinc extraits du Bouclier canadien en 1966 avaient une valeur de 464 millions et de 285 millions de dollars respectivement, soit 73 p. 100 de la production totale du cuivre au Canada et 45 p. 100 de celle du zinc (tabl. V-7). Environ la moitié du cuivre a été extrait de mines de nickel-cuivre; ceci a été décrit dans la section sur le nickel. La majorité du reste du cuivre et presque tout le zinc (tabl. V-8 et 9) ont été extraits de gîtes stratiformes, lenticulaires, de sulfures massifs à disséminés, sis dans des formations métavolcaniques et métasédimentaires. Ces gîtes contiennent des mélanges, en proportions variables, de pyrite, de pyrrhotine, de blende, de chalcopryrite et, dans certains cas, de galène. Ils renferment également des quantités importantes d'or et d'argent. Dans certains gîtes, on n'extrait pas le zinc, dans d'autres, le cuivre, même si tous les gisements sont exactement du même

type. La majeure partie de la production a été extraite de la zone d'Abitibi de la province du lac Supérieur, qui s'étend de Timmins (Ont.) à Matagami et Chibougamau (Québec) (fig. V-20). Une importante production provient des gîtes stratiformes de Manitouwadge (Ont.) et de la partie sud de la province de Churchill à Flin Flon (Man.) et des environs. Plusieurs gîtes de cuivre-or de la région de Chibougamau (Québec), région sise dans la province du lac Supérieur, mais à l'est de Matagami, s'étendent dans des roches plutoniques basiques. Un gîte de cuivre, antérieurement exploité dans la partie nord de la région de Chibougamau, se trouve dans de la dolomie de l'Aphébién.

De plus petites quantités de cuivre ou de zinc, ou les deux à la fois, sont extraites de gîtes de divers types, y compris des gîtes stratiformes, sis dans la province du lac Supérieur et en d'autres provinces du Bouclier. Ces dépôts

TABLEAU V-7

Estimation de la répartition de la production du cuivre et du zinc en 1966 (basée sur des chiffres préliminaires de 1966, incluant quelques ajustements par suite de données provenant de sources différentes)

	CUIVRE			ZINC		
	Livres (millions)	Pourcentage de la production canadienne	Pourcentage de la production du Bouclier	Livres (millions)	Pourcentage de la production canadienne	Pourcentage de la production du Bouclier
Production canadienne totale.....	1,033			1,889		
Production du Bouclier canadien.....	751	73		862	45.5	
Production des mines de nickel-cuivre.....	337	33	45			
Production des mines sans nickel.....	414	40	55			
Province du lac Supérieur.....	322.5			709		
Timmins-Noranda-Matagami (par diff.).....	129.5	12	17	571	31	66.5
Manitouwadge.....	60	6	8	125	6.5	14.5
Chibougamau.....	102	10	13.5			
Autres mines.....	31	3	4	13	0.5	1.5
Province de Churchill.....	90	9	12	140	7	16
Province de Grenville.....				13	0.5	1.5
Province des Esclaves.....	1.5	< 0.5	< 0.5			

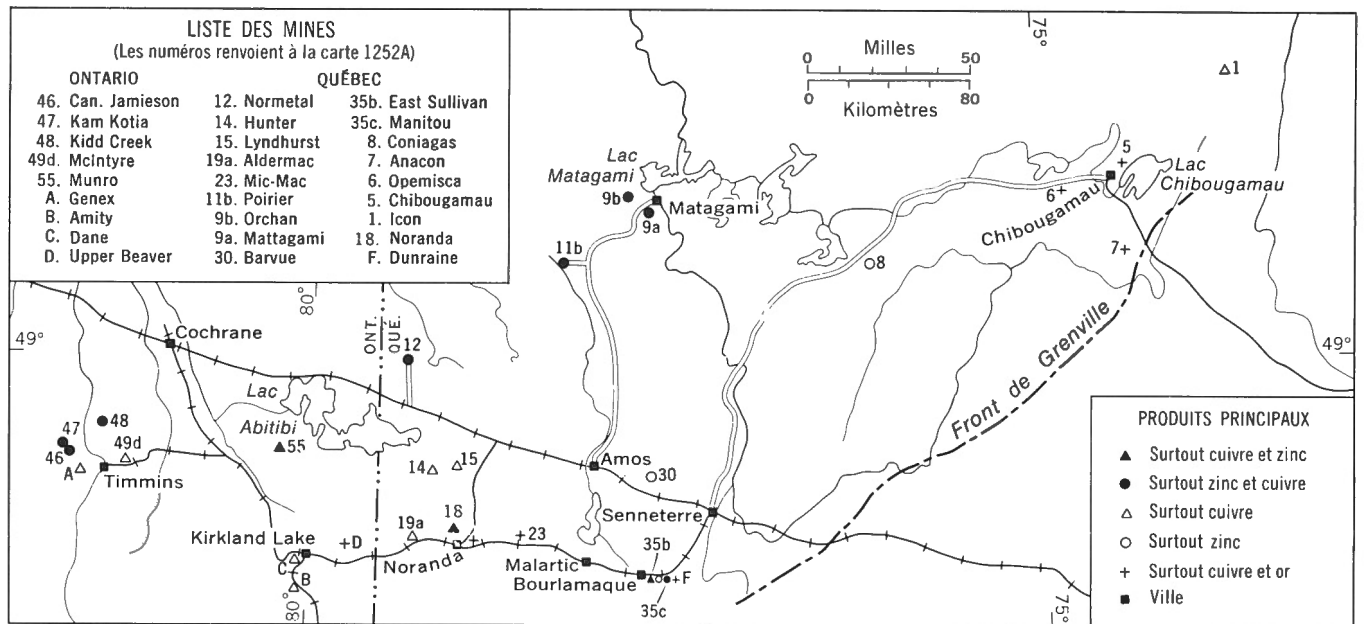


FIGURE V-20. Mines de cuivre et de zinc de la zone d'Abitibi (Ontario et Québec) (A. H. Lang).

CGC

TABLEAU V-8

Mines de cuivre et de zinc de la province du lac Supérieur

Carte n°1	Nom	Production		Taux ² t.p.j.	Teneur principale ³			Type	Roche environnante ⁴	Remarques
		Début	Fin		% Cu	% Zn	Autres			
ONTARIO										
RÉGION DE TIMMINS										
48	Kidd Creek	1966		9,000	1.33	7.08	Ag	concordant et massif	rhyolite	expédié à l'usine de la Kam-Kotia en 1965-1966
47	Kam-Kotia	1943 1961		1,700	1.73	2.94		zone de cisaillement	contact entre roches volcaniques basiques et roches volcaniques acides	
46	Can. Jamieson	1966		400	2.95	4.46			rhyolite	
49d	McIntyre (cuivre)	1963		1,800	0.88			porphyre de cuivre	porphyre à quartz-feldspath	contient de la molybdénite
	Genex ^a	1966	1967	200	1.95					
55	Munro	1967		700	2.09	1.69			roche verte près de péridotite	
59b	Upper Beaver ^a	1965		150	1.19		Au	filons de quartz	roche verte et porphyre syénitique	expédié à l'usine de l'Upper Canada

TABLEAU V-8

Mines de cuivre et de zinc de la province du lac Supérieur (suite)

Carte n°1	Nom	Production		Taux ² t.p.j.	Teneur principale ³			Type	Roche environnante ⁴	Remarques
		Début	Fin		% Cu	% Zn	Autres			
	Dane ^s	1911	1914	peu				filons de quartz	roche verte	Kirkland Lake
	Amity ^s	1928	1932	peu					tuf, formation ferrifère	sud de Kirkland Lake
QUÉBEC										
RÉGION DE NORANDA										
PROPREMENT DITE										
18e	Horne	1927		3,500	2.2		Au	masses ellipsoïdales	rhyolite, etc.	
18f	Joliet				0.95		Au			exploitée par la Noranda
19a	Aldermac	1932	1943	1,000	1.65			disséminations, en masses	tuf acide et agglomérat	
18a	Amulet 'A' 'C' 'F' 'NW'	1930	1962	1,000	5.12 2.2 3.4 1.5	5.47 8.5 8.6		masses domicales masses domicales masses domicales masses domicales	rhyolite rhyolite rhyolite rhyolite	
18c	D'Eldona		1952			7.7	Au	zone pyritique	volcanique	
18j	Quemont	1949			1.5		Au			
18k	West Macdonald ^s	1955	1959			3				expédie concentré de zinc-pyrite
18c	Waite, 'Old'	1928 1937	1961	700	4.7	2.98		lentilles	rhyolite	
	Waite, 'East'	1952	1961		4.13	3.26				
17e	Vauze	1961	1965		5.2	3.7		masse tabulaire dans cheminée	rhyolite	au-dessous de diorite
18g	Lake Dufault	1964			3.3	6.6	Au			
PÉRIPHÉRIE DE LA RÉGION DE NORANDA										
40	Lorraine	1965		400	Cu		Ni			région de Belletierre
23	Mic-Mac	1942	1944	600	Cu		Au	filons de quartz feuilleté		canton de Bousquet
35b	East Sullivan	1949	1966	2,800	0.51	0.51	Au	zones massives et disséminations en zones	tuf	canton de Bourlamaque
35c	Manitou	1942	1962	1,000	0.82	2.93		masses et disséminations	tuf	deux zones distinctes de Cu et Zn
	Dunraine (Rainville)	1956	1958	500	1.22			au contact de filon-couche de diabase	tuf	deux zones distinctes de Cu et Zn

TABLEAU V-8

Mines de cuivre et de zinc de la province du lac Supérieur (suite)

Carte n°1	Nom	Production		Taux ² t.p.j.	Teneur principale ³			Type	Roche environnante ⁴	Remarques
		Début	Fin		% Cu	% Zn	Autres			
14	Hunter ^s	1955	1957		1			disséminations en lentilles	rhyolite	canton de Duparquet
15	Lyndhurst ^s	1956	1957		1.93					canton de Destor
30	Barvue	1952	1957	5,300	0.82	2.93			tuf et agglomérat	région de Barraute
12	Normetal	1937		900	1.07	7.1			roches volcaniques fragmentaires	région de LaSarre
RÉGION DE MATAGAMI										
9a	Matagami Lake	1963		3,800	0.69	10.4		lentilles concordantes	rhyolitique	
9b	Orchan	1963		1,900	1.23	11.1		lentilles concordantes	rhyolitique	
10	New Hosco	1963		900	1.1	3.5		lentilles concordantes	rhyolitique	expédié à l'Orchan
11b	Poirier	1966		2,500	1.74	3.63		lentilles concordantes	rhyolitique	
11a	Joutel ^s	1967		2,358	2.35	9.5				expédié à la mine Poirier du minerai de Zn à 0.25 p. 100 de Cu
8	Coniagas	1961	1967	350		4-7	Pb, Ag	lentilles	agglomérat et tuf	contient beaucoup de Pb au lac Bachelor
RÉGION DE CHIBOUGAMAU										
	Campbell-Chibougamau									concentrateur d'une capacité de 3,000 t.p.j.
5b	Mine principale	1955		35% du total	2.06	0.03		zone de cisaillement	méta-anorthosite	comprend les terrains piquetés de la Merrill Id.
5e	Kokko Creek ^s	1959	1966		2.24	0.01		zone de cisaillement	méta-anorthosite	
5c	Cedar Bay ^s	1958		24% du total	2.50	0.07		zone de cisaillement	méta-anorthosite	
2a	Henderson ^s	1960		39% du total	2.45	0.06		zone de cisaillement	méta-anorthosite	
	Grandroy ^s	1967		500	1.2	0.03		stockwerk	granite	15 milles au nord-ouest
3b	Copper Rand Mine principale	1960		46% du total	2.34	0.025		stockwerk	méta-anorthosite	concentrateur d'une capacité de 1,800 t.p.j.

TABLEAU V-8

Mines de cuivre et de zinc de la province du lac Supérieur (suite)

Carte n ^o 1	Nom	Production		Taux ² t.p.j.	Teneur principale ³			Type	Roche environnante ⁴	Remarques
		Début	Fin		% Cu	% Zn	Autres			
3c	Jaculet ^s	1960		24% du total	2.05	0.025		stockwerk	méta-anorthosite	
2b	Portage ^s	1960		21% du total	2.20	0.16		stockwerk	méta-anorthosite	
5h	Que. Chib. ^s	1963	1967	3% du total	2.01	0.08		stockwerk	méta-anorthosite	5 milles à l'ouest de la mine principale
3a	Bouzan ^s	1962		5% du total	3.22	0.25		stockwerk	méta-anorthosite	extension orientale du gîte principal
5a	Bruneau ^s	1966		135	1.60	0.02		stockwerk	gabbro et roches volcaniques pyroclastiques	6 milles au nord-ouest de Chibougamau
5g	Un. Obalski ^s	1964	1966	200				filons	granophyre	
6	Opemiska	1953		2,099	3.00	0.02		filons	gabbro	concentrateur d'une capacité de 2,000 t.p.j. à 20 milles au s.-o. de Chibougamau
1	Icon	1967		600	5.94 82.4				roche dolomitique	38 milles au n.-e. de Chibougamau; teneurs pour exploitations à ciel ouvert et souterraines
7	Anacon	1956	1960	500	0.39	0.21		zone de cisaillement et filons de quartz	roches métavolcaniques	30 milles au sud de Chibougamau; concentrateur de 500-750 t.p.j.
ONTARIO										
RÉGION DE MANITOUWADGE										
36	Geco	1957		3,300	1.95	4.15		concordant	métasédiments	métamorphisme de degré assez élevé
35	Willroy	1957		1,700	1.49	2.38		concordant	métasédiments	métamorphisme de degré assez élevé
34	Willecho ^s	1965		1,000	0.48	4.29		concordant	métasédiments	métamorphisme de degré assez élevé
AUTRES MINES										
	Wendigo	1936	1943					filon de quartz dans une zone de cisaillement	basalte	lac des Bois

TABLEAU V-8

Mines de cuivre et de zinc de la province du lac Supérieur (fin)

Carte n°1	Nom	Production		Taux ² t.p.j.	Teneur principale ³			Type	Roche environnante ⁴	Remarques
		Début	Fin		% Cu	% Zn	Autres			
	Andowan	1903	1903					zone de brèche	contact entre granite et pegmatite	région de Port-Arthur (Pb, Zn)
25	North Coldstream	1957	1967	1,000	1.95		Au, Ag	lentilles	roches volcaniques basiques	région de Port-Arthur (prod. int. 1903-1917)
	Zenmac	1966		100		23.3		lentilles	métagabbro	région de Schreiber
71	Bruce	1846	1876					filons de quartz	filons-couches de diabase	région de Sault-Sainte-Marie (prod. int. 1908-1921)
69	Jardun	1954	1957	300		3.52	Pb, Ag	filons	schiste et dykes basiques cisailés	région de Sault-Sainte-Marie (prod. int. 1878-1904)
70	Rock Lake	1899	1903		Cu			calcite et quartz	sédiments	région de Sault-Sainte-Marie
68	Coppercorp	1965		500	2.1			filons	basalte et conglomérat	région de Sault-Sainte-Marie ⁵
67	Tribag	1967		400	2.2			stockwerk		
	Cheney	1916	1916		4.65			filon		
76	Pater	1961		700	1.97			zone de sulfure	métasédiments et roches volcaniques	région de Blind River
	Parkway	1906	1906		Cu			filons	métasédiments	région de Blind River
81	Lake Geneva	1941	1944			9 à 13	Pb	concordant	métasédiments et brèche	nord de Sudbury
	Pax Intern'l	1950	1965	150	1.25		Mo	zones de cisaillement	péridotite	région de Matachewan
63b	New Ryan	1948	1953		Cu		Au, Ag			région de Matachewan
	Matarrow	1952	1953			1.59	Pb, Ag	lentilles	formation ferrifère	région de Matachewan
94	Temagami	1959		150	6.17		Au, Ag	zones près des contacts	rhyolite et diorite	région de Timagami
	Trebor	1936	1936		0.84		Ni			région de Timagami

¹ Ce numéro est celui assigné à chacune des mines, par province, sur la Carte des gîtes minéraux du Canada (1252A) en pochette. Les mines sans numéro ne sont pas représentées sur cette carte.

² Les taux de production quotidiens sont généralement ceux de la plus récente année d'opération.

³ Les teneurs proviennent des réserves de 1966 ou de la plus récente année d'opération et sont une indication d'ordre général seulement.

⁴ Les roches environnantes sont les types principaux des roches renfermant les gîtes les plus importants.

⁵ Dans la province du Sud.

⁶ Mine qui expédie son minerai.

comprennent un gîte porphyrique de cuivre à Timmins (Ont.), et quelques filons de quartz à chalcopryrite près de Kirkland Lake (Ont.), les lentilles de blende de Zenmac dans du gabbro au nord du lac Supérieur, les gîtes de cuivre North Coldstream dans des roches volcaniques basiques près de Port-Arthur, les gîtes Copperfields près

du contact de rhyolite-diorite au lac Timagami, et des filons de chalcocite dans les couches du Keweenawan près de Sault-Sainte-Marie (tabl. V-8 et 9). Non encore exploité, un grand gîte de cuivre disséminé, à basse teneur, s'étend près de Marathon (Ont.) dans une phase basique d'un complexe de syénite alcaline. Du zinc est extrait d'un

TABLEAU V-9 Mines de cuivre et de zinc de la province de Churchill

Carte n ^o 1	Nom	Production		Taux ² t.p.j.	Principale teneur approximative ³			Type	Roche environnante ⁴	Remarques
		Début	Fin		% Cu	% Zn	Autres			
MANITOBA										
2	Sherridon	1931	1951	3,000	2.2	0.88		massif et disséminations	contact entre quartzite et gneiss	
4b	Schist Lake ^a	1954		300	4.76	9			andésite	
4a	Mandy ^a	1917	1920		7.3	12.9			schiste et brèche	
5	Cuprus	1948	1954	300	3.25	6.4			andésite et tuf	
6b	North Star ^a	1955	1958						andésite et rhyolite	
6a	Don Jon ^a	1955	1958						andésite et rhyolite	
8	Chisel Lake ^a	1960		1,000	0.59	10.3	Pb		schiste et gneiss	
10	Stall Lake ^a	1964			4.5	1.6				
	Waden Bay	1966		900	2.4			lentilles	contact entre arkose et grauwacke	Anglo-Rouyn Mines Ltd.
	Rottenstone Lake	1965		150	2	2			roche ultrabasique	
	Hanson Lake	1967		350	0.4	7.35	Pb	lentilles	tuf	
SASKATCHEWAN										
8	Flin Flon	1930		6,300 (capacité)	2.23	4.57		massif et disséminations	andésite et tuf	a opéré à 4,630 t.p.j. en 1966
9	Birch Lake ^a	1957	1960		6.2				coulées de lave intermédiaire	
10	Coronation ^a	1960	1965		4.25	0.2			coulées basiques et tuf	

¹ Ce numéro est celui assigné à chacune des mines, par province, sur la Carte des gîtes minéraux du Canada (1252A) en pochette. Les mines sans numéro ne sont pas représentées sur cette carte.

² Les taux de production quotidiens sont généralement ceux de la plus récente année d'opération.

³ Les teneurs proviennent des réserves de 1966 ou de la plus récente année d'opération et sont une indication d'ordre général seulement.

⁴ Les roches environnantes sont les types principaux des roches renfermant les gîtes les plus importants.

^a Mine qui expédie son minerai.

gîte de blende dans du calcaire impur métamorphisé, dans la province de Grenville au nord-ouest d'Ottawa. Du cuivre et de l'argent sont extraits de filons au Grand lac de l'Ours, dans la province de l'Ours, et, actuellement, de nombreuses études et analyses sont faites sur les indices de cuivre dans le basalte de la région de la rivière Coppermine.

A l'exclusion des mines de nickel, l'année 1966 comptait 45 mines dont la production principale était du cuivre ou du zinc ou les deux. Au cours de cette année, il existait 41 mines classées comme anciens producteurs. Quelques mines sont entrées en production en 1967, mais environ le même nombre ont été fermées. La mine Horne a été en production pendant 40 ans, la Flin Flon durant 37 ans et la Normetal durant 30 ans. Par contre, quelques petites exploitations qui expédiaient la totalité de leur minerai sont restées en production une année ou moins, mais la majorité des mines demeurent en opération de 10 à 20 ans. Les mines comprennent généralement plusieurs amas de minerai et s'échelonnent en grandeur du gîte Kidd Creek, où le taux d'extraction quotidien atteint 9,000 tonnes, à la plupart où le taux quotidien varie entre 500 et 3,000 tonnes. Les profondeurs varient de 1,000 à 4,000 pieds; la mine Normetal atteint une profondeur de 8,000 pieds. La direction des axes les plus longs de plusieurs gîtes ou groupes de gîtes plongent fortement, ainsi les profondeurs de quelques mines ont deux à trois fois les dimensions latérales les plus longues des gîtes. Les teneurs du minerai des gîtes stratiformes varient entre 0.5 et 5 p. 100 de cuivre et entre 0.5 et 11 p. 100 de zinc, mais plusieurs mines ont des sections ou des amas séparés à teneurs différentes.

Plusieurs des mines sont centrées autour des grandes usines de concentration et des fonderies de Noranda (Québec), de Flin Flon (Man.) et de Sudbury (Ont.). Outre de traiter le minerai de la mine de la société, ces usines traitent également le minerai ou les concentrés de mines plus petites dans leurs régions respectives. Certains concentrateurs traitent aussi le minerai, minéralogiquement similaire, expédié de mines plus petites des environs. Par exemple, trois concentrateurs à Chibougamau traitent ou ont traité le minerai provenant de 14 mines et les concentrateurs à Matagami et Poirier traitent le minerai des mines avoisinantes. Ce système permet l'exploitation de certains gîtes qui, autrement, n'auraient pu être exploités économiquement ou ne pourraient l'être qu'à coût élevé. Les principaux gisements sont décrits succinctement dans les sections suivantes. Ils ont été groupés par régions géologiquement semblables et suivant les provinces géologiques du Bouclier.

Gîtes de cuivre-zinc de la province du lac Supérieur

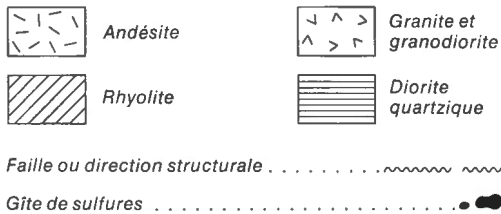
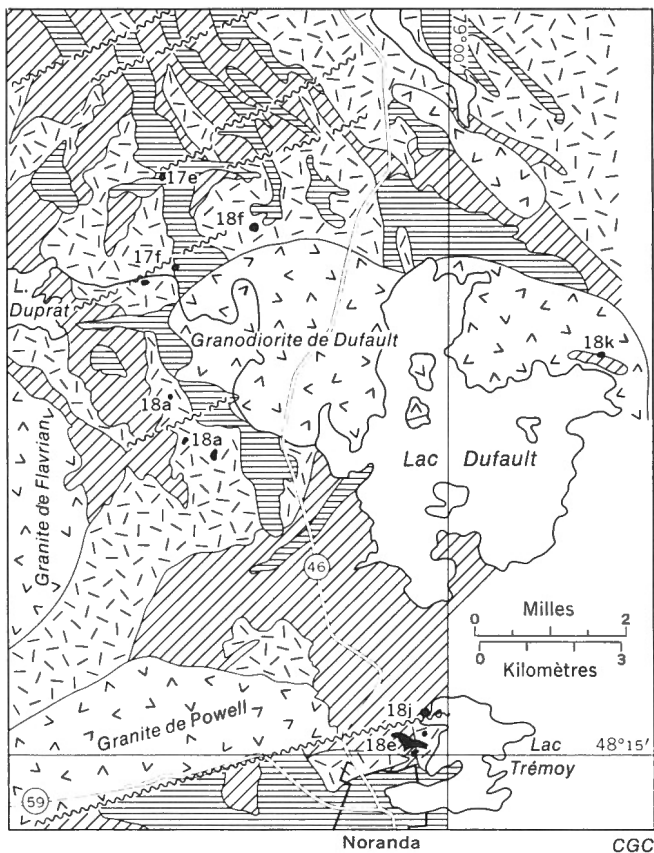
Zone d'Abitibi, Ontario et Québec

Cette région renferme d'épaisses successions eugéosynclinales de strates métavolcaniques et métasédimentaires

injectées de grandes et petites masses de roches plutoniques acides, intermédiaires et basiques. Les zones de roches stratifiées ont une orientation générale vers l'est, mais, à l'intérieur des zones, la direction est modifiée par des plis locaux. La partie sud de la zone s'étend de Timmins (Ont.) vers l'est jusqu'à Bourlamaque (Québec) en passant par Noranda et Val-d'Or. Cette partie de la zone renferme la plupart des mines. A 100 milles au nord, les mines récemment mises en valeur des régions de Poirier et de Matagami sont alignées en direction avec les mines Munro et Normetal.

Timmins, Ontario. Dans la région de Timmins, à environ 15 milles au nord-ouest des principales mines d'or, s'étendent les gisements de cuivre *Kam-Kotia* (47), *Jamieson* (46) et *Genex*, à teneur d'un peu de zinc et d'or. Les gisements se trouvent dans les roches volcaniques de l'Archéen sur le flanc d'une grande masse de diorite et de gabbro. A 12 milles au nord-est, s'étend le gîte Kidd Creek, découvert par prospection géophysique en 1964, dans une région couverte en majorité de morts-terrains. Le gîte est formé de sulfures massifs et se trouve en concordance dans une brèche rhyolitique fortement inclinée et recouverte par de l'andésite; une évaluation préliminaire du minerai, qui peut être extrait à ciel ouvert, indique une masse de minerai d'au moins 400 pieds de large et 2,000 pieds de long avec une teneur exceptionnellement élevée en zinc et en argent et 1.33 p. 100 en cuivre. A la mine d'or *McIntyre* (49d), a été découvert un important gîte de cuivre d'un type peu commun dans le Bouclier canadien; il est une dissémination de chalcopyrite accompagnée d'un peu de tennantite et de molybdénite dans le porphyre à quartz et feldspath de Pearl Lake.

Noranda, Québec. Les gîtes de sulfures dans la partie principale de la région de Noranda s'étendent dans une épaisse succession de roches volcaniques contenant beaucoup de rhyolite, de dacite et de tufs et brèches apparentés, ainsi que de l'andésite. Les sédiments interstratifiés sont rares en comparaison aux quantités qui se trouvent à l'est et à l'ouest de Noranda. La plupart des gisements se trouvent dans des roches volcaniques acides recouvrant une succession plus étendue de roches volcaniques basiques; ceci porte à croire que la région a été une région d'activité volcanique dans une zone eugéosynclinale de l'Archéen et que les roches volcaniques encaissantes des gîtes ont été mises en place à la fin de la formation de la principale succession des couches géosynclinales ou peu après. Plusieurs des gîtes se trouvent à la périphérie de la masse de granodiorite du lac Dufault; ceux sur le côté ouest de la masse se trouvent dans un reste de roches volcaniques bornées à l'ouest par le granite du lac Flavrian (fig. V-21). La plupart des gîtes ont une forme lenticulaire, hémisphérique ou elliptique (fig. V-22). Tous se trouvent dans des roches volcaniques acides et la plupart s'étendent le long des zones de contact entre les rhyolites et l'andésite sus-



LISTE DES GISEMENTS
(Les numéros renvoient à la carte 1252A)

17e. Vauze	18f. Lake Dufault
17f. Waite	18j. Quemont
18a. Amulet	18k. West Macdonald
18e. Horne	

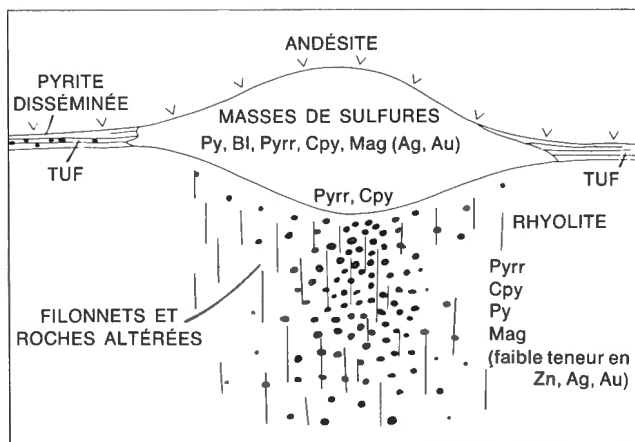
FIGURE V-21. Partie de la région de Noranda (Québec) la plus productive en cuivre et en zinc. Quelques gîtes profonds se trouvent dans des roches autres que celles représentées sur cette carte.

jacente. Plusieurs sont dans de la brèche rhyolitique sous de la rhyolite massive. Les amas de minerais de *Waite* (17f), de l'*East Waite* et de *Dufault Lake* (18g) ont la même direction et tous, même celui de l'*Amulet* (18a), semblent reposer le long d'alignements orientés nord-est et nord-ouest formant un ensemble rectiligne. Plusieurs gîtes au nord de la mine Horne sont au sommet de zones d'altération en forme de cheminée caractérisées par la chlorite, la séricite et la silice. Les déterminations

d'âge, le comportement géologique et le fait que les roches encaissantes près des gîtes sont déficientes en métaux contenus dans les gîtes, et divers autres facteurs, ont permis aux plus récents étudiants de l'origine des gîtes de conclure (Gilmour, 1965; Roscoe, 1965) qu'ils sont reliés génétiquement au volcanisme, que les gîtes et leurs roches encaissantes ne sont que légèrement plus récents et que, postérieurement à l'orogénèse du Kénoranien, les gîtes et les roches encaissantes ont été plissés et inclinés dans leurs positions actuelles.

Les gîtes se classent minéralogiquement en deux types principaux: pyrrhotine-chalcopryrite-magnétite et pyrite-blende. Les deux types renferment de petites quantités d'or et autres métaux. Ils se présentent généralement ensemble soit comme parties d'un seul amas de minerai soit comme des amas séparés dans la même mine. Dans ce dernier cas, les amas de pyrite-blende reposent au-dessus des amas de pyrrhotine-chalcopryrite. Cette disposition suggère qu'il est possible de découvrir des gîtes de cuivre au-dessous des gîtes connus de zinc en d'autres régions.

La mine *Horne* (18e), la plus vieille et la plus grosse de la région de Noranda, a fourni plus de 50 millions de tonnes de minerai, duquel on a extrait plus d'un million de tonnes de cuivre, huit millions d'onces d'or et de grandes quantités d'argent et de pyrite. Les réserves des principaux amas de minerai étaient évaluées, à la fin de 1966, à 3,831,600 tonnes à teneur de 2.47 p. 100 en cuivre et 0.19 once d'or par tonne. Les amas de minerai ont des formes irrégulières et de longs axes verticaux



Pyrite	Py	Magnétite	Mag
Pyrrhotine	Pyrr	Zinc	Zn
Chalcopryrite	Cpy	Argent	Ag
Blende	Bl	Or	Au

CGC

FIGURE V-22. Traits communs de plusieurs gîtes de sulfure de la région de Noranda (Québec) (S. M. Roscoe).

ou ont un pendage prononcé (fig. V-23). Ces amas se trouvent dans des blocs faillés contenant de la rhyolite, du tuf et des agglomérats apparentés et des masses de «métadiabase» ou «vieux gabbro» qui peuvent être aussi liées au volcanisme. La plupart du minerai se trouve dans les amas dénommés «H» et «H» inférieur. Quelques autres gîtes sont formés de minerai siliceux qui sert de flux. Aucune cheminée d'altération n'a été trouvée au-dessous du groupe de gîtes de la mine Horne. Certains géologues suggèrent que les zones d'altération de certains endroits le long des bords des gîtes sont peut-être des restes d'une cheminée faillée. Le n° 5, l'amas le plus gros, contient de la pyrite, de la blende, de la chalcopryrite, de l'or et de l'argent, mais il est de faible teneur. Il s'étend au nord, au-delà du groupe de gîtes représenté sur la figure V-23

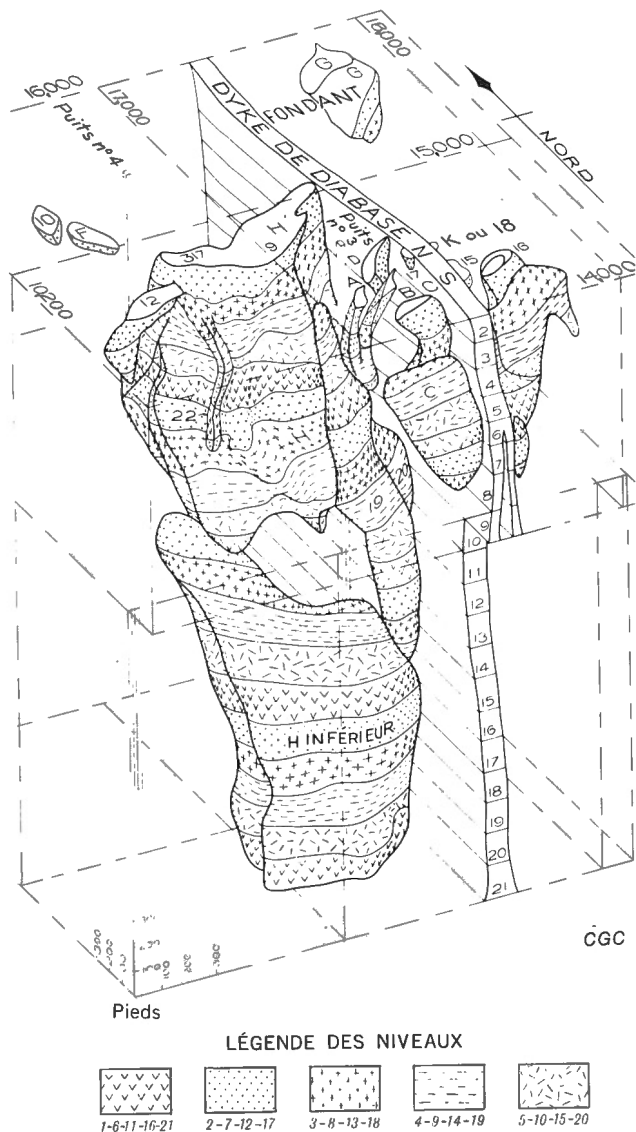


FIGURE V-23. Projection isométrique des masses de minerai à la mine Horne, Noranda Mines Limited (Peter Price).

et a été exploré jusqu'à 8,000 pieds de profondeur. La possibilité d'en exploiter certaines parties est à l'étude. Gilmour (1965) suggère que ce gîte est en concordance avec les couches et sus-jacent aux amas cuprifères.

La mine *Poirier* (11b), à 60 milles au nord d'Amos et à 35 milles au sud-ouest de Matagami, se trouve dans une zone de roches volcaniques à un mille d'une masse de granite. Une zone de 300 pieds de large sur 1,500 pieds de long s'étend le long d'un contact fortement incliné entre rhyolite et tuf rhyolitique. Cette zone renferme des masses lenticulaires de minerai qui se trouvent dans des roches fortement altérées en chlorite et en talc. Les lentilles sont de trois sortes: à prédominance de pyrrhotine avec de la blende; de chalcopryrite avec un peu de pyrrhotine; de chalcopryrite-blende. Le gîte *Joutel* (11a) des environs possède une section de cuivre et de zinc-cuivre.

Région de Matagami, Québec. La région de Matagami repose sous des roches volcaniques mafiques et rhyolitiques et, dans la partie nord-ouest du complexe de Bell River, sous de l'anorthosite, du gabbro et autres roches (fig. V-24). Autour de la protubérance de la partie principale du complexe, s'étendent des masses de roches en forme de filons-couches si intimement associées aux roches volcaniques qu'une origine commune a été suggérée. Dans la région se trouvent trois mines de zinc-cuivre, la *Matagami Lake* (9a), l'*Orchan* (9b) et la *New Hosco* (10). Ces mines et plusieurs autres indices sont dans une succession de roches à prédominance rhyolitique et à proximité de quelques-unes des plus petites masses du complexe de Bell River. Ces trois mines et neuf autres indices ont en commun la plupart des caractéristiques suivantes (Latulippe, 1966): ils sont le long de la zone de contact des roches rhyolitiques du groupe de Watson Lake avec la dacite, l'andésite et le basalte du groupe de Wabasse; la plupart des roches encaissantes sont peu métamorphosées; les masses de sulfure ont la forme de lentilles, dont quelques-unes sont déformées; le sommet des masses de sulfures est en contacts bien définis avec les roches de couverture, mais leur contact inférieur est gradationnel avec les roches encaissantes; les gîtes contiennent, massives et disséminées, de la pyrite, de la pyrrhotine, de la blende, de la chalcopryrite et de la magnétite. La plus grosse mine, la *Mattagami*, se trouve sur la charnière d'un pli mineur d'entraînement sur le flanc de l'anticlinal principal de la région. Cette mine et la mine voisine, l'*Orchan*, contiennent cinq amas de minerai, épais jusqu'à 400 pieds et d'une longueur totale de 6,700 pieds. Un amas à la mine *Orchan* s'étend jusqu'à 1,200 pieds de profondeur.

Région de Manitowadge, Ontario. La mine *Geco* (36) dans la région de Manitowadge, située au nord du lac Supérieur, a été découverte en 1953 par des prospecteurs à la recherche d'un indice de sulfures indiqué sur une carte du Département des mines de l'Ontario publiée en 1932. L'exploitation a commencé en 1957. De nouvelles prospec-

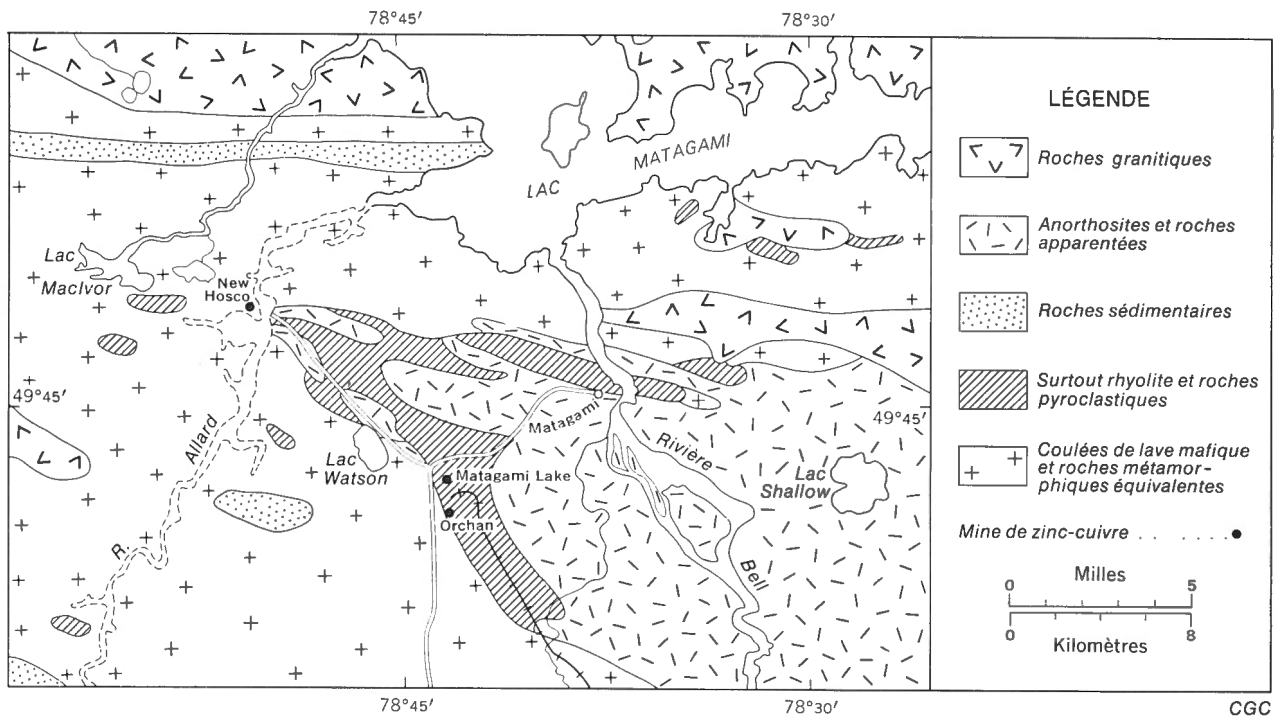


FIGURE V-24. Mines et mines probables, région de Matagami (Québec) (Latulippe, 1966).

tions et des analyses ont conduit à la découverte des amas de minerai des mines voisines *Willroy* (35) et *Willecho* (34) situés plus au nord-ouest. En 1966, la mine *Geco* a fourni 46,120 tonnes de zinc, 26,770 tonnes de cuivre, 840 tonnes de plomb, 2,203,500 onces d'argent et un peu d'or. La production combinée des mines *Willroy* et *Willecho* a atteint 10,696,766 livres de zinc, 2,250,136 livres de cuivre, 852,574 livres de plomb, 311,003 onces d'argent et 429 onces d'or.

La région est recouverte par un pendentif composé de couches de roches métavolcaniques et métasédimentaires du type Keewatin ayant la forme d'un synclinal et entouré de gneiss granodioritiques à biotite et de migmatite très communs dans cette région. Le développement minier de la région est important du fait que de telles petites zones de roches vertes, fortement métamorphosées, étaient généralement considérées comme non favorables à la présence des métaux communs. Le synclinal plonge vers le nord-est et sa charnière est entourée de roche granitique sur le sud-ouest; il accuse la forme d'un croissant vers le nord-est, dont les extrémités, à l'endroit où elles disparaissent dans les roches granitiques, sont distantes de 6 milles. Les roches les plus anciennes qui affleurent dans les parties ouest et sud de la région sont des amphibolites et des schistes à hornblende massifs et laminés. Elles sont recouvertes par des gneiss, des schistes et des formations ferri-fères. Une étroite zone de roches métavolcaniques recouvre les roches sédimentaires. Des masses de métagabbro intrusives pénètrent les roches volcaniques, mais elles ne

semblent pas traverser les roches sédimentaires. Des dykes et des filons-couches de microgranodiorite et des dykes de pegmatite coupent les strates; les roches les plus récentes de la région sont des dykes de diabase. La région est traversée par des failles de plusieurs directions; trois failles orientées nord s'étendent près des amas de minerai, mais ni la position ni la teneur de ce minerai ne semblent reliées à ces failles.

Les amas de minerai se trouvent dans des roches feuilletées et sont en conformité avec elles. Tous, sauf un, se trouvent dans des métasédiments, à majorité de formation ferrifère et les schistes associés à grenat et à amphibole. Les amas de minerai sont du type de haute température et de trois sortes: disséminations, filons le long de fissures contenant des noyaux de sulfures massifs entourés par des disséminations et un gîte de sulfure massif. Les minéraux les plus courants sont la pyrite, la pyrrhotine, le quartz, la chalcopryrite, la blende et la galène. Les quantités relatives de sulfures et de métaux précieux varient. Ainsi, certains amas de minerai sont classifiés comme gîtes de cuivre-zinc-argent, quelques-uns comme gîtes de cuivre-zinc-argent-plomb, d'autres comme gîtes de zinc-argent-plomb et un comme gîte de cuivre-argent. La minéralisation est plus récente que les pegmatites et les roches intrusives basiques, mais probablement plus ancienne que les dykes de diabase; il semble qu'elle s'est mise en place durant la dernière phase de l'activité granitique. De récents travaux ont démontré que les amas de minerai sont formés de séries de lentilles généralement

coalescentes dont les positions sont déterminées par des plis d'entraînement plus récents que le plissement régional. Certains croient que quelques rapports des isotopes du plomb indiquent que l'âge approximatif des gîtes est d'environ 2,600 m.a. D'autres croient que du plomb d'âge plus ancien, de l'ordre de 3,250 m.a., s'est mélangé à du plomb d'âge plus récent, d'environ 2,250 m.a. et qu'il en est résulté l'âge intermédiaire donné ici.

Le principal amas de minerai de la mine Geco est divisé en parties par une faille orientée nord et par un dyke de diabase localisé à 850 pieds à l'est de la faille. La partie ouest a jusqu'à 970 pieds de long et 50 pieds de large et s'étend jusqu'à une profondeur d'au moins 1,000 pieds. La partie centrale est déplacée de 200 pieds vers le nord et la partie est s'étend au-delà du dyke sur une distance inconnue. L'amas de minerai plonge à 35 degrés vers l'est. La partie ouest représente donc la partie la plus basse et la partie est, la plus élevée. Cet amas de minerai est composé de phases massives et de dissémination. Le minerai massif est généralement riche en zinc, mais le cuivre et l'argent, tout comme le zinc, sont courants dans les parties basses du gîte. Le minerai de dissémination est surtout bon en cuivre et en argent. Un des amas de minerai de la Willroy s'étend dans du schiste à biotite-sillimanite-muscovite-quartz et les trois autres, tout comme les trois amas de minerai de la Willecho, sont dans de la formation ferrifère.

Région de Chibougamau, Québec

La découverte et l'analyse des gîtes de cuivre et d'or de la région de Chibougamau remontent à un certain temps, car ces gîtes se trouvaient sur l'itinéraire en canot entre le lac St-Jean et la baie d'Hudson. D'autres gîtes ont été découverts ultérieurement dont quelques-uns par les méthodes de prospection géophysique sous les lacs gelés au cours de l'hiver. Après la construction d'une route et par la suite d'un chemin de fer, l'exploitation à la mine Opemisca a commencé en 1953. La plupart des mines de la région de Chibougamau fig. (V-25) sont actuellement exploitées par les sociétés *Campbell Chibougamau* et *Copper Rand*. Chaque société a installé un concentrateur à sa mine principale vers lequel est expédié ou était expédié le minerai des mines voisines. Également, la société *Merrill Island* a construit un concentrateur pour traiter le minerai provenant de la partie de sa mine hors du contrôle de la *Campbell Chibougamau*; ce concentrateur a récemment été utilisé au traitement du minerai des mines Bruneau et Icon. Bien qu'une grande partie de la région soit recouverte par des roches volcaniques et granitiques, le trait principal de la géologie est un complexe de diorite, de gabbro et autres roches en filon-couche différencié. Le complexe comporte une grande masse d'anorthosite altérée dans laquelle s'étendent les principaux gîtes de la zone principale de Chibougamau. Cette masse est traversée par la faille du lac Doré, zone de cisaillement orientée nord-est

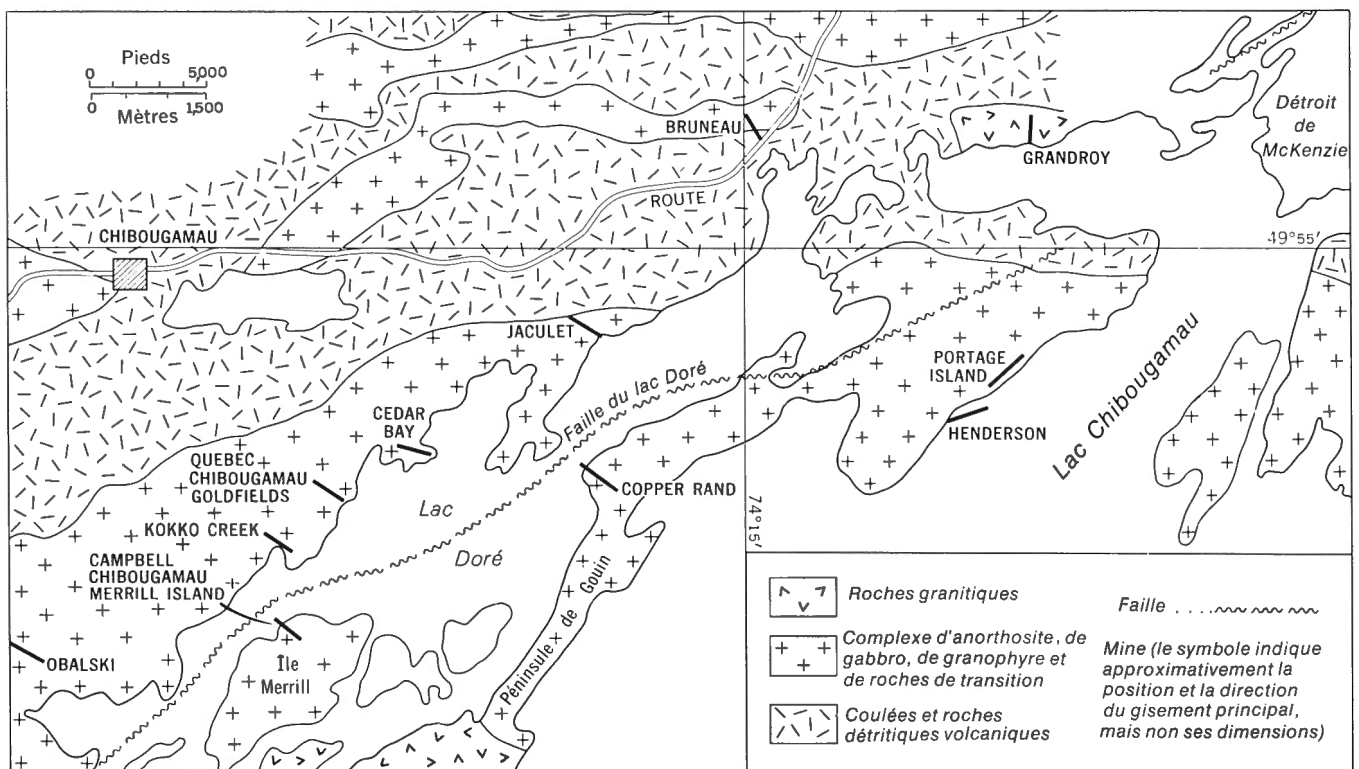


FIGURE V-25. Aperçu de la géologie et des mines de cuivre-or de la région de Chibougamau (Québec) (A. H. Lang).

CGC

et à teneur de chlorite, de séricite, de quartz et de sidérite. D'après Duquette (1966), neuf des mines se trouvent à moins de 4,000 pieds de cette faille et s'étendent surtout dans des zones de cisaillement à direction ouest-nord-ouest. Ces mines contiennent de la chlorite, de la séricite, du carbonate, de la silice, des sulfures et de l'or. La sidérite est très répandue et le principal minéral de valeur économique est la chalcoppyrite. Les amas de minerai Portage et Henderson sont situés dans des zones cisailées parallèles au prolongement apparent de la faille du lac Doré.

Les principaux terrains de la société *Campbell Chibougamau* (5b) comprennent une zone cisailée sur les anciennes concessions de la *Merrill Island* et sur le prolongement de la faille du lac Doré sous les eaux du lac (fig. V-26). La zone renferme des dykes porphyriques parallèles à la direction du cisaillement. La zone a 800 pieds de large et 4,000 pieds de long et contient des amas de sulfures faillés, d'une moyenne de 40 pieds de large et d'environ 2,500 pieds de long. La zone principale décroît au-dessous du niveau de 1,450 pieds et se termine au niveau de 2,000 pieds. Un autre amas de minerai a été trouvé au-dessous du niveau de 2,700 pieds. Les amas de minerai ont une teneur d'environ 33 p. 100 de pyrrhotine, 10 p. 100 de chalcoppyrite, 5 p. 100 de pyrite, 2 p. 100 de blende, 2 livres de cobalt par tonne, et de l'or natif. Le niveau le plus bas de la mine atteint 3,750 pieds.

La mine principale de la société *Copper Rand* (3b) s'étend dans une zone de cisaillement orientée nord-ouest

à travers la péninsule de Gouin. La découverte originale à Machin Point se trouve à 1,000 pieds de la position présumée de la faille du lac Doré. La zone se prolonge vers l'est jusqu'aux terrains de la mine *Bouzan* (3a). La zone de cisaillement et d'altération a plus de 2,000 pieds de large et renferme une zone de dykes de diorite et de porphyre à quartz d'une largeur de 400 pieds et parallèle à la direction du cisaillement. Au centre de la zone, les amas de minerai sont lenticulaires et se trouvent sur les côtés des dykes. Les lentilles ont de 3 à 60 pieds de large et généralement moins de 500 pieds de long. La plupart s'échelonne sur une distance totale de 2,500 pieds. La mine a atteint une profondeur de 2,130 pieds.

La mine *Icon* (1), à l'extrémité sud du lac Mistassini, est une récente découverte dans des strates dolomitiques du groupe de Mistassini de l'Aphébien. Des forages au diamant ont décelé la présence de trois amas horizontaux de minerai dans le même niveau de stratification. Les amas sont dans une zone de quartz et carbonate qui s'est peut-être mise en place le long d'une faille parallèle à la stratification. Ils reposent sous 40 à 60 pieds de morts-terrains ou d'un peu de roche. Les amas ont de 13 à 22 pieds d'épaisseur, contiennent de la chalcoppyrite sous forme disséminée et massive, un peu d'argent récupérable, un peu de pyrite, du quartz et des carbonates. En 1967, cette mine était estimée contenir 252,030 tonnes de minerai exploitables à ciel ouvert, à teneur moyenne de 5.94 p. 100 en cuivre et 504,370 tonnes à 2.4 p. 100 en cuivre exploitables à partir d'une galerie à flanc de coteau. En 1967, le minerai était transporté par camion au concentrateur de la *Merrill Island* à raison de 600 tonnes par jour.

Les gîtes de la mine *Opemiska* (6) diffèrent des gisements de Chibougamau, du fait qu'ils sont surtout sous forme de filons, qu'ils se trouvent dans un filon-couche de gabbro plutôt que dans l'anorthosite et que leur gangue est composée de quartz-calcite-chlorite sans mentionner la présence de sidérite ou de séricite. Les principaux filons sont dans des zones de cisaillement dans des failles traversant la charnière d'un anticlinal dans le filon-couche. Des parties de quelques gîtes semblent être des stockwerks et quelques roches encaissantes contiennent des disséminations. Les principaux amas sont constitués de chalcoppyrite, de pyrite et de magnétite avec un peu de pyrrhotine, de galène, de blende, de molybdénite et de scheelite. Le minerai contient 5 p. 100 de cuivre, environ 0.05 once d'or et 0.5 once d'argent par tonne. Le plus important filon a une largeur de quelques pouces à 25 pieds. Il a été exploité sur une longueur de 2,500 pieds à une profondeur de 2,400 pieds, et est en cours d'approfondissement de 1,000 pieds.

Autres gisements de la province du lac Supérieur. La mine *Zenmac* (*Zenith*) (33), à 10 milles au nord-ouest de Schreiber (Ont.), a été exploitée sur une petite échelle entre 1895 et 1901. Une production, basée sur une usine

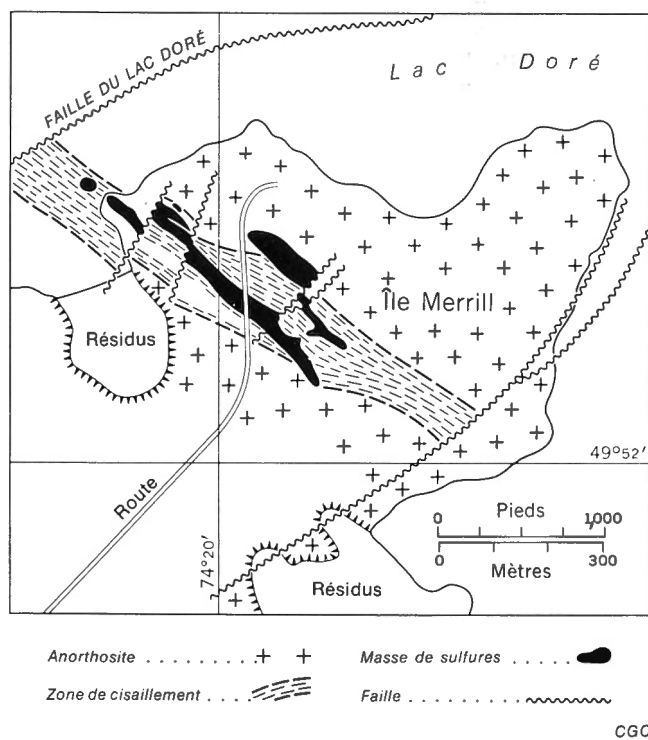


FIGURE V-26. Gîte principal de cuivre-or de la *Campbell Chibougamau* et de la *Merrill Island* (Québec) (R. B. Graham).

de traitement quotidien de 100 tonnes, a commencé en 1966. Le gîte principal se trouve le long d'une zone de fracture dans du gabbro renfermant des lentilles irrégulières de deux à dix pieds de large contenant de la blende massive avec un peu de chalcopryrite et de pyrrhotine. La zone se prolonge sur 600 pieds. En 1966, plus de 13 millions de livres de zinc, 126,000 livres de cuivre et 38,000 livres de cadmium ont été produites. Ce gîte a une telle constitution qu'il est impossible apparemment d'en déterminer les réserves exactes de minerai.

La mine *Temagami* (94) est située dans une île du lac Timagami; l'île est recouverte de roches volcaniques basiques et acides du type Keewatin de l'Archéen pénétrées d'un filon-couche de métadiorite. Des indices de blende, de chalcopryrite et de pyrite étaient connus depuis un certain temps sur cette île et, à la suite de forages au diamant et de levés géophysiques, on a décelé deux amas de sulfures massifs à haute teneur. L'exploitation à ciel ouvert a commencé en 1955 et le minerai était expédié par barges jusqu'au chemin de fer de Timagami. Un puits a été creusé en 1956 et, en 1958, une usine de concentration d'une capacité de 150 tonnes était construite. La mine renferme trois types de minerai: un minerai de pyrite à basse teneur renfermant du cuivre, du nickel et du cobalt; un minerai de chalcopryrite massive à haute teneur exploitable à ciel ouvert et un minerai de chalcopryrite en filon et de substitution. Les amas de minerai se trouvent dans des métadiorites, dans des brèches et tufs rhyolitiques et sont concentrés près du contact sud du filon-couche. Ils sont entourés par des zones de roches chloritisées ou par des zones de roches à séricite, à carbonate et à tourmaline. En 1966, les réserves de minerai étaient estimées à 97,884 tonnes à teneur moyenne en cuivre de 6.73 p. 100 et à 16,600 tonnes à teneur moyenne aussi en cuivre de 3.74 p. 100. La production en 1966 a totalisé 6.8 millions de livres de cuivre, 1,007 onces d'or et 17,438 onces d'argent.

D'autre part, les gîtes de *Mamainse Point*, à 60 milles au nord de Sault-Sainte-Marie (Ont.), bien que non rangés dans les principales exploitations cuprifères minières du Bouclier canadien, présentent un certain intérêt du fait qu'ils renferment de la chalcopryrite et du cuivre natif, possèdent quelques caractéristiques des gîtes du type Keweenawien du Michigan et qu'ils ont fait l'objet antérieurement d'essais d'exploitation minière. En 1770, des missionnaires et un explorateur ont tenté l'exploitation de gisements de cuivre près de Sault-Sainte-Marie; il s'agissait probablement de ces gisements ou de gîtes proches. Les amas de minerai sont des filons de calcite et quartz contenant de la chalcocite et un peu de bornite, de chalcopryrite et de cuivre natif. Les filons s'étendent dans des zones de failles dans des basaltes et conglomérats interstratifiés du Keweenawien. En 1936, un bloc de 147 livres, composé presque entièrement de cuivre natif, était découvert dans ces gîtes, mais en général ils renferment relativement peu de cuivre natif. A la mine *Coppercorp*

(68), entre 1949 et 1952, quatre principales zones cuprifères étaient localisées et une cinquième ultérieurement. La production a commencé en 1965 et la mise en valeur de la mine a atteint une profondeur de 500 pieds. La zone productrice de la majorité du minerai a en moyenne 8 pieds de large et 5,400 pieds de long. En 1965, les réserves étaient estimées à 1,540,000 tonnes, à teneur moyenne de 2.1 p. 100 en cuivre.

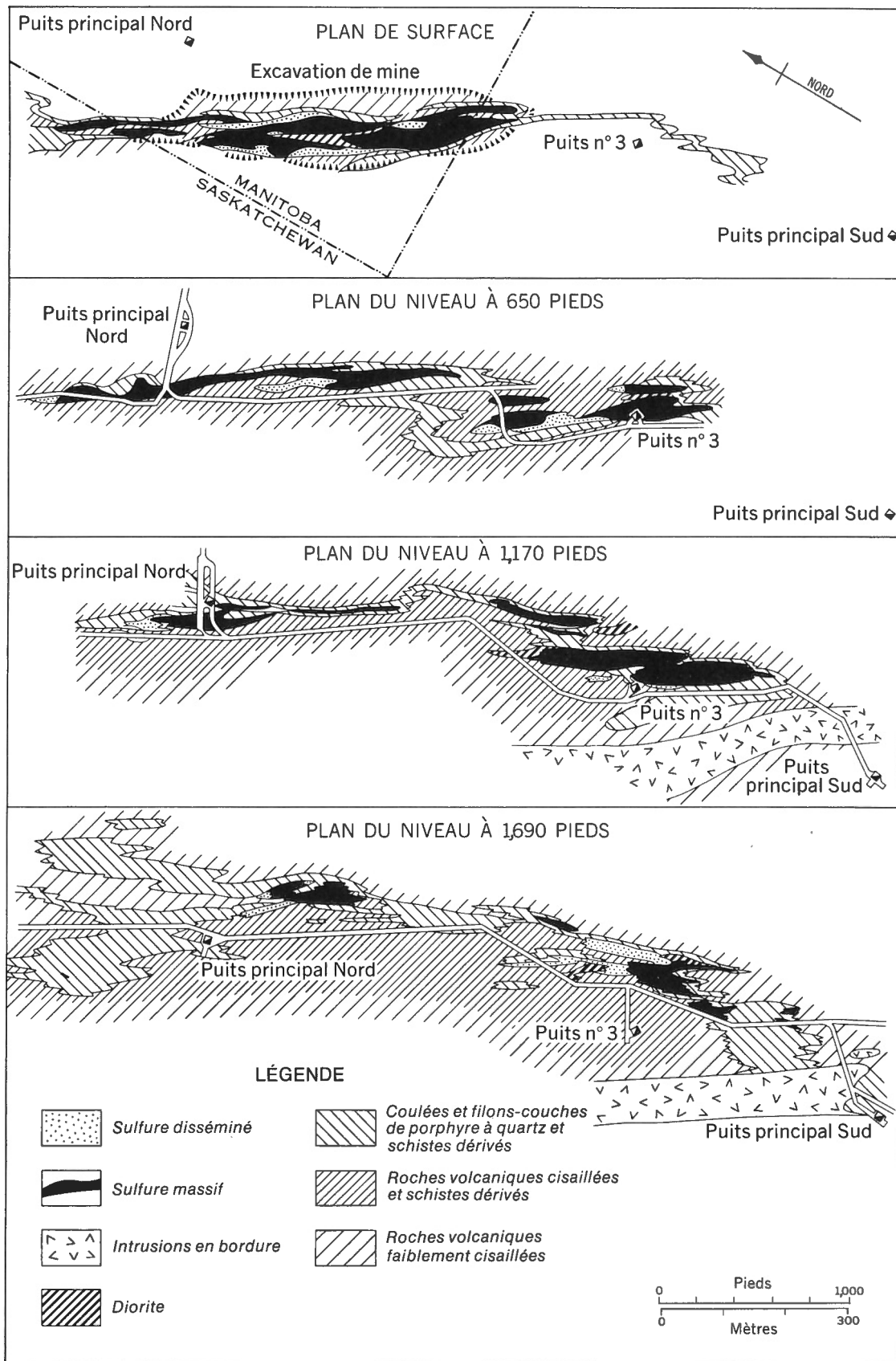
La mine *North Coldstream* (25), à 65 milles à l'ouest de Port-Arthur (Ont.), a été exploitée de 1903 à 1917 et de 1957 à 1967. Les amas de minerai de sulfures reposent dans une masse lenticulaire de roches ressemblant à du chert dans des schistes basiques et acides. On ne peut préciser si le chert est un sédiment d'origine ou des schistes silicifiés; il est cassant et ses fractures semblent avoir été favorables à l'introduction de pyrite, de chalcopryrite et de pyrrhotine. Ces minéraux se présentent comme matériaux de remplissage le long de fractures ou en masses lenticulaires de minerai de sulfures massifs et disséminés à teneur moyenne de 1.95 p. 100 en cuivre.

Gîtes de cuivre de la province du Sud

La mine Bruce (71), sur la côte nord du lac Huron, a été la première mine de cuivre dans le Bouclier canadien et une des premières mines productrices en Amérique du Nord. L'exploitation a été intermittente de 1846 à 1921; le minerai était expédié aux fonderies de Wales, aux États-Unis et ultérieurement à Sudbury. Les filons de quartz-chalcopryrite se trouvent dans des filons-couches de diabase dans les sédiments huroniens de l'Aphébién et varient de filonets à filons dont les dimensions atteignent 50 pieds. Le filon principal, d'une largeur moyenne de 5 pieds, a été suivi sur au moins 2,000 pieds et a été exploité jusqu'à une profondeur de 450 pieds. Le registre des teneurs du début de la production est disparu, mais le maximum semble avoir été autour de 3.5 p. 100 en cuivre.

Gîtes de cuivre-zinc de la province de Churchill

Les régions de Flin Flon et de Snow Lake, au Manitoba et en Saskatchewan, contiennent plusieurs gisements de zinc-cuivre; dans quelques-uns, le cuivre prédomine. Dans la production de cuivre et de zinc au cours de ces dernières années, cette partie de la province de Churchill était au second rang après la région de Timmins-Chibougamau de la province du lac Supérieur. L'exploitation a commencé en Saskatchewan à la mine Mandy en 1917. Le minerai était transporté par traîneau sur une distance de 40 milles, ensuite par barge sur 130 milles jusqu'au chemin de fer de Le Pas (Man.) et enfin expédié à la fonderie de Trail (C.-B.). A quelques milles de là, à Flin Flon, un gîte plus important avait été découvert en 1915. Le gîte, en exploitation continue depuis la construction d'une fonderie en 1930, est toujours la mine la plus importante du district. Le minerai et les concentrés des mines du district de Snow Lake, situé à 80 milles à l'est



CGC

FIGURE V-27. Mine Flin Flon (Man.) (personnel de l'Hudson Bay Mining and Smelting Company, Ltd.).

de Flin Flon, sont expédiés à la fonderie de Flin Flon. Quatre des mines sont épuisées, quatre se trouvent encore en production et quatre autres sont en cours de mise en valeur. L'important gîte de cuivre-zinc de Sherritt-Gordon à Sherridon (Man.), à 40 milles au nord-est de Flin Flon, a été découvert en 1922. Les concentrés ont été expédiés à la fonderie de Flin Flon en 1931 et 1932 et de 1937 à 1951 jusqu'à épuisement du minerai. La société a acquis le gîte de nickel-cuivre de Lynn Lake et a déplacé la majeure partie des opérations de Sherridon à Lynn Lake où la production a commencé en 1953.

*Région de Flin Flon-Snow Lake,
Manitoba et Saskatchewan*

La région est recouverte en majeure partie par les strates sédimentaires et volcaniques du groupe d'Amisk de l'Archéen, par le groupe sédimentaire de Missi en discordance sur le groupe d'Amisk et par les gneiss granitiques de Kisseynew, dérivés des groupes d'Amisk et de Missi et largement répandus au nord du district minier. Ces strates sont pénétrées de roches granitiques, en majorité contemporaines à la période de plissement et de métamorphisme de l'Hudsonien. Certains géologues croient que les roches de cette partie sud de la province de Churchill ont été aussi affectées par la déformation plus ancienne du Kéroranien reliée à celle de la province du lac Supérieur. Les amas de minerai s'étendent surtout dans les roches volcaniques de composition intermédiaire et basique ou dans leurs équivalents métamorphiques. La plupart des amas de minerai se présentent en zones de sulfure massif et en zones de disséminations; les zones de sulfure massif prédominent. Fréquemment, une zonalité existe dans les gîtes de sulfures massifs. La pyrite est le minéral sulfure prédominant, mais la blende et la chalcopryrite constituent les minéraux principaux du minerai. Leur rapport varie, de telle sorte que quelques gîtes ou parties de gîtes sont classés comme gîtes de zinc-cuivre et d'autres comme gîtes de cuivre-zinc. D'autres minéraux sulfures sont également présents et l'argent, l'or, le plomb, le cadmium, le sélénium et le tellure sont obtenus comme sous-produits. Les amas de minerai présentent une étroite auréole de roches altérées. Chloritisation et carbonatation sont les altérations caractéristiques des roches les plus basiques tandis que silicification, séricitisation et carbonatation sont les altérations caractéristiques des roches les plus acides. Les gîtes de Flin Flon ont été trouvés uniquement dans les roches du groupe d'Amisk. Ces roches sont pénétrées de dykes et de filons-couches de porphyre à feldspath qui semble être du même âge que les intrusions Boundary. Les isotopes du plomb provenant de la galène des masses de minerai indiquent un âge de $1,735 \pm 160$ m.a.

Le gîte de *Flin Flon* (3) comprend six amas de forme lenticulaire, situé dans une zone de cisaillement au toit constitué de porphyre à quartz (fig. V-27). Le porphyre s'étend le long du contact entre des coulées

résistantes de lave sus-jacente et des roches pyroclastiques et des brèches de coulées moins résistantes sous-jacentes. La zone principale de 1,100 pieds de long sur 200 pieds de large est en cours d'exploitation jusqu'à une profondeur de 3,700 pieds. Les chiffres exacts de production de cette mine n'ont pas été publiés, mais entre 1930 et 1963, un volume d'environ 53,200,000 tonnes de minerai a été extrait. La teneur moyenne était de 4.57 p. 100 en zinc, 2.23 p. 100 en cuivre, 1.30 once d'argent et 0.074 once d'or par tonne.

Le gîte de *Coronation* (10) en Saskatchewan, proche de Flin Flon, a été exploité de 1960 à 1965. Au cours de l'exploitation, la mine a fourni 1,412,861 tonnes de minerai à teneur moyenne de 4.25 p. 100 en cuivre, 0.20 p. 100 en zinc, 0.150 once d'argent et 0.060 once d'or par tonne. Le gîte, de 900 pieds de long et de 120 pieds de large, a été exploité jusqu'à une profondeur de 950 pieds. Il s'étend le long d'une faille où elle traverse des coulées de lave basique et des tufs recristallisés et altérés en des roches du degré de métamorphisme caractérisé par l'assemblage staurotide-almandin. Bien que ce gîte soit beaucoup plus petit que celui de Flin Flon, il est d'un intérêt spécial et a fait l'objet de nombreux travaux de recherches sur la genèse des minerais.

Les autres gîtes de la région de Flin Flon diffèrent seulement dans les détails des deux gîtes décrits ci-dessus. Les gisements de *Birch Lake* (9), de *Cuprus* (5), et de *North Star* (6b) sont épuisés. Le gisement de zinc-cuivre de *Schist Lake* (4b) est en production et le gîte de cuivre de *Flexar* est en cours de mise en valeur. Dans la région de Snow Lake, le gîte de zinc-plomb-cuivre de *Chisel Lake* (8) et les gîtes de cuivre-zinc de *Stall Lake* (10) sont en exploitation. Les gîtes de cuivre d'*Osborne Lake* et d'*Anderson Lake* et le gîte de cuivre-zinc de *Dickstone* sont en cours de préparation à la production. Tous ces gîtes se trouvent dans les formations volcaniques et sédimentaires d'Amisk sauf celui de la mine Osborne sis dans les gneiss de Kisseynew.

La mine *Sherritt-Gordon* (2) à Sherridon (Man.) était en exploitation en 1931, en 1932 et de 1937 à 1951. Les concentrés étaient expédiés à la fonderie de Flin Flon. Au cours de ces années, la production a atteint 133,122 tonnes de cuivre, environ 74,500 tonnes de zinc, 101,026 onces d'or et 3,218,324 onces d'argent. Le minerai se trouvait le long du contact entre des quartzites gneissoïdes et des gneiss à hornblende du complexe de Kisseynew et sur le flanc sud-ouest d'un synclinal renversé. Il semblerait qu'un filon-couche de pegmatite, sis le long du contact, ait été remplacé par le minerai de pyrrhotine-chalcopryrite-blende et que se soient formées deux longues lentilles séparées par un espace de 3,600 pieds. L'espace entre ces lentilles coïncide avec un anticlinal secondaire transversal; on présume que ces deux lentilles ne formaient à l'origine qu'une seule masse et que le minerai de l'espace aurait été enlevé par érosion. La lentille au nord-ouest a un prolongement vertical de 500 à 800 pieds et celle du sud-est, un

prolongement de 250 pieds. Leur longueur totale en incluant l'espace de séparation atteint près de 16,000 pieds.

Autres gîtes. Dans la partie sud de la province de Churchill, à l'ouest de Flin Flon et à 25 milles au nord de LaRonge (Sask.), se trouve le gisement de cuivre des mines Anglo-Rouyn (6), découvert en 1915. Le gîte a été mis en production en 1966 à la suite de la construction d'une route. Trois zones de minerai réparties en échelon s'étendent dans une zone de cisaillement prononcé le long du contact de l'arkose et de la grauwacke. Les lentilles de chalcopryrite renferment 2 millions de tonnes de minerai à teneur moyenne en cuivre de 2.4 p. 100. Les concentrés obtenus d'une usine d'une capacité quotidienne de 900 tonnes sont expédiés à Flin Flon. A *Rottenstone Lake*, à 90 milles au nord de LaRonge, la production a commencé en 1965 à raison de 125 tonnes par jour. Le minerai, estimé d'une teneur d'environ 2 p. 100 en cuivre et 2 p. 100 en nickel, consiste en minéraux sulfures dans une petite masse de roche ultrabasique se trouvant où il y a un petit pli dans les gneiss du type Kisseynew.

A la mine *Hanson Lake* (7) en Saskatchewan, à 60 milles à l'ouest de Flin Flon, la production a commencé en 1967. Une usine, d'une capacité quotidienne de 350 tonnes, produit un concentré de zinc et un concentré de plomb-cuivre-argent. Les teneurs moyennes indiquées sont de l'ordre de 7.35 p. 100 en zinc, 4.15 p. 100 en plomb, 0.40 p. 100 en cuivre et 4 onces d'argent par tonne. Le minerai se présente en lentilles dans une zone de cisaillement traversant du tuf recristallisé entre des coulées de dacite près d'un filon-couche de porphyre à quartz.

Plusieurs indices de cuivre ont été décelés en d'autres parties de la province de Churchill, notamment en Saskatchewan et au Manitoba, dans la région du bras est du Grand lac des Esclaves et dans des parties de l'Ungava et du Labrador. Il est possible que certains de ces indices soient exploitables après de nouvelles analyses du minerai ou si les conditions de transport s'améliorent. Ces régions comprennent plusieurs zones de roches dont la nature et les structures sont favorables à la prospection, car ces zones présentent des ressemblances avec d'autres régions riches en minerai. Les roches de l'Aphébién du géosynclinal du Labrador et de la zone de Cape Smith-Wakeham Bay contiennent plusieurs gîtes de cuivre, de zinc et autres minéraux, outre ceux décrits à la section du nickel. Par exemple, un des gîtes près du lac Attikamagen est indiqué avoir 660 pieds de long et 13 pieds de large et une teneur moyenne de l'ordre de 6.75 p. 100 en zinc, 1.4 p. 100 en cuivre et de petites quantités de plomb, d'or et d'argent.

Gîtes de cuivre des provinces de l'Ours et des Esclaves

Ces provinces n'ont pas produit de zinc et relativement peu de cuivre. Le cuivre a été obtenu comme sous-produit à la mine d'uranium de l'Eldorado. En 1965, à la mine *Echo Bay* (5), à l'est de la mine d'uranium de l'Eldorado, l'exploitation de l'argent et du cuivre a com-

mencé à raison de 140 tonnes de minerai extrait par jour et traité au concentrateur de la mine d'uranium de l'Eldorado. Le minerai avait une teneur moyenne de 2.09 p. 100 en cuivre et la production en 1966 a atteint 1,617,882 livres de cuivre. Ce gîte est décrit avec les gîtes d'argent. Le cuivre natif de la région de Coppermine était utilisé depuis longtemps par les habitants de la région, à la fabrication d'outils, d'armes et comme monnaie d'échange et a été l'objet du fameux voyage de Hearne à partir de Churchill en 1771; ultérieurement, ces gîtes ont été examinés à diverses reprises. L'accroissement du prix du cuivre, l'amélioration générale du transport, les développements nordiques et les résultats encourageants des forages ont contribué à promouvoir la récente activité dans cette région. Des indices de cuivre natif présentant quelques-unes des caractéristiques de celles de la région de Coppermine ont été découverts il y a plusieurs années à Bathurst Inlet. Ces indices se trouvent dans les strates du groupe de Goulburn de l'Aphébién qui recouvrent les roches cristallines de la province des Esclaves. Un gîte assez important de cuivre-zinc a été trouvé dans les formations volcaniques du type de Yellowknife à High Lake dans la partie septentrionale de la province des Esclaves; par ailleurs, un gîte de zinc-cuivre a été trouvé au lac Indian Mountain dans la partie sud.

Les indices de la région de Coppermine se trouvent disséminés dans une zone s'étendant sur environ 70 milles, de l'extrémité nord des lacs Dismal à la rivière Coppermine. Les roches sont des coulées de basalte inclinées à 12 degrés vers le nord et constituent la partie inférieure du groupe de Coppermine River de l'Hélikien. Les coulées sont coupées de nombreuses fractures et failles; le système le plus important de failles et de fractures a une direction nord-nord-est tandis que le système le moins important a une orientation nord-nord-ouest. Les indices consistent d'une part en des amygdales de cuivre natif et de chalcocite, généralement associés aux sommets de coulées individuelles, et, d'autre part, en des filons de quartz-carbonate et en des zones de brèche dans les fractures et les failles. D'après les résultats des recherches effectuées à ce jour, il semble que quelques-uns des indices associés aux filons et aux zones de brèche sont plus importants que ceux associés aux amygdales, mais on connaît beaucoup moins les indices associés aux amygdales. La chalcocite constitue le principal minéral dans la plupart des filons et les zones de brèche, mais dans certains, la bornite ou la chalcopryrite prédomine. Une coulée en particulier contient un haut pourcentage de cuivre partout où les indices de cuivre ont été forés. Des zones minéralisées de plus de 175 pieds de large et de plus de 1,000 pieds de long ont été décelées. Une zone est estimée contenir 62,000 tonnes de minerai à teneur de 8.78 p. 100 en cuivre. En 1967, plus de 10,000 concessions ont été piquetées. Le forage au diamant de certains indices a atteint de plus grandes profondeurs et un rapport indique qu'une section de 55 pieds avait une teneur en cuivre de 6.4 p. 100. Une estimation préliminaire d'une zone de

800 pieds de long a donné 10,000 tonnes par pied vertical, d'une teneur de 3 p. 100 en cuivre. La genèse des gîtes de la région de Coppermine reste à être établie. La plupart des indices de chalcocite et de cuivre natif à travers le monde sont considérés comme supergènes. Les gîtes de la région de Coppermine revêtent quelques intéressantes analogies avec les gisements de cuivre natif du Michigan dans les strates du Keweenawien, mais ces derniers sont essentiellement des gîtes de cuivre et semblent contenir très peu de chalcocite.

Gîtes de zinc-plomb-cuivre de la province de Grenville

Les mines New Calumet et Tétreault, dans la partie sud de la province de Grenville, ont été exploitées surtout pour le zinc. Ces mines ont fourni de petites quantités d'autres métaux y compris le cuivre, mais aucune n'a été exploitée spécialement pour le cuivre. Des indices de chalcopyrite ont été découverts en divers endroits, notamment dans la région de Bancroft (Ont.) et près de Portneuf (Québec), mais ceci peut être dû uniquement à une prospection et des études géologiques plus étendues dans ces endroits que partout ailleurs dans la province. Des indices de zinc existent en divers endroits, notamment dans la vallée de l'Outaouais et près de Portneuf. L'apparente concentration de zinc et de plomb dans la partie sud de la province de Grenville peut avoir une raison géologique importante parce que dans cette partie de la province les roches calcaires et apparentées abondent. En outre, les gîtes de la province de Grenville sont proches des couches de roches carbonatées de l'Ordovicien de la plate-forme du Saint-Laurent, dans lesquelles quelques petits filons de blende et de galène ont été trouvés. Cette disposition suggère que certains gîtes de zinc-plomb dans la province de Grenville sont peut-être postordoviciens; toutefois, aucune détermination d'âge isotopique de ces gîtes appuie cette hypothèse.

La mine *New Calumet* (41), au Québec, est actuellement le seul producteur de zinc dans la province de Grenville. La masse de minerai s'étend dans une masse de gneiss à biotite-hornblende, en forme de feuillet, orientée nord et inclinée de 35 à 40 degrés vers l'est. La masse de gneiss a une épaisseur de quelques dizaines de pieds à environ 300 pieds et représente peut-être un lit de calcaire impur altéré. La présence de gahnite suggère que la roche contenait du zinc avant d'être métamorphisée. Les minéraux principaux du minerai sont la blende avec un peu de galène, accompagnés de petites quantités de chalcopyrite, d'or natif et de minéraux d'argent. Une partie du minerai se présente sous forme de sulfure massif ou presque massif; d'autres parties consistent en sulfures disséminés à travers une gangue de minéraux des roches, surtout de feldspaths et de pyroxènes altérés. Un minerai d'un type moins commun est une roche foncée à calcite-trémolite contenant des cristaux de galène aurifère et veinée de filonets de calcite renfermant de la galène aurifère grossière. Ce gîte

a été découvert en 1893, mais la production n'a commencé qu'en 1943. A la fin de septembre 1966, la production avait atteint plus de 417 millions de livres de zinc, 117 millions de livres de plomb, 5 millions de livres de cuivre, 9 millions d'onces d'argent et 52,000 onces d'or. Les réserves de minerai avaient alors une teneur moyenne de 8.64 p. 100 en zinc, 2.58 p. 100 en plomb et 4.88 onces d'argent par tonne.

Des quantités considérables de zinc et de plomb ont été obtenues de la mine Tétreault (69) près de Portneuf. Des masses de blende et de galène ont été trouvées le long du mur d'une bande de calcaires altérés du Grenville. Ces masses variaient de moins d'un pied à plus de 50 pieds en largeur et étaient composées de blende et de petites quantités d'autres sulfures, ou bien elles étaient un mélange à grain fin de blende, de galène, de pyrrhotine, de pyrite, et de petites quantités de chalcopyrite. La moyenne du minerai était d'environ 9 p. 100 en zinc, 3 p. 100 en plomb, 0.1 p. 100 en cuivre, 0.09 once d'or et 8.3 onces d'argent par tonne. La mine a été en exploitation de 1912 à 1929, de 1934 à 1937 et de 1948 à 1955. A la fin de 1954, la production avait atteint environ 83,000 tonnes de zinc, 61,000 tonnes de plomb, plusieurs millions d'onces d'argent et plusieurs milliers d'onces d'or.

Plomb

Il est surprenant de constater que le Bouclier canadien a fourni peu de plomb comparativement à d'autres minéraux. Une question importante se pose et, pour y répondre, de nombreuses analyses devront être effectuées afin de déterminer si les roches du Bouclier ont une teneur anormalement faible en plomb ou si elles en contiennent une quantité normale, mais rarement concentrée en gîtes. En 1966, 1.6 p. 100 seulement de la production totale canadienne était originaire du Bouclier et provenait en majorité des mines *New Calumet* (41) et *Coniagas* (8) au Québec, exploitées surtout pour le zinc; le reste était un sous-produit de diverses mines. La mine *New Calumet* a été décrite dans la section précédente. L'exploitation du minerai de zinc-plomb a commencé en 1967 à *Hanson Lake* (7) en Saskatchewan. Quelques concentrés de plomb ont été obtenus du minerai de la mine de zinc *Chisel Lake* (8) au Manitoba, lequel contenait 0.4 p. 100 de plomb, et de la mine de zinc-cuivre *Geco* (36) en Ontario qui en a fourni 840 tonnes en 1966. Des quantités de petites à moyennes ont été obtenues, il y a plusieurs années, de quelques mines où le plomb était le métal prédominant. Ces mines sont décrites brièvement ci-dessous avec les gîtes de type différent, non encore en production, de la baie d'Hudson.

La mine *Kingdom* (100), près de Galetta (Ont.), a donné environ 25,000 tonnes de plomb de 1914 à 1932. Une faille orientée à 65° vers le nord-ouest coupe des roches calcaires et autres roches du groupe de Grenville. Le filon le long de la fissure est formé de galène, de

calcite et de petites quantités d'autres minéraux. D'une moyenne de 5 pieds de large, il a été exploité sur plus de 2,700 pieds et jusqu'à une profondeur de plus de 1.300 pieds.

La mine *Jardun* (69), près de Sault-Sainte-Marie (Ont.), a été exploitée par intermittence de 1878 à 1904. L'exploitation a repris en 1954 et, au cours de cette année, la production a atteint 1,300 tonnes de plomb, 550 tonnes de zinc et 23,000 tonnes d'argent. La masse de minerai consistait en blende, en galène, en pyrite et en chalcopirite dans une bande de schiste de roches vertes de l'Archéen bornée par du granite. En 1956, les réserves de minerai atteignaient 304,000 tonnes à teneur moyenne de 3.14 p. 100 en plomb, 3.52 p. 100 en zinc et 1.65 once d'argent par tonne. La mine a été fermée en 1957.

La mine *Frontenac*, au nord de Kingston (Ont.), a fourni de 1875 à 1880 au moins 2,000 tonnes de minerai. La galène contient peu d'argent et gît dans un filon de calcite dans du gneiss sédimentaire. Un gîte semblable à la mine *Hollandia*, au nord de Madoc, a donné, de 1903 à 1916, plus de 2.6 millions de livres de plomb et on suppose que de petits tonnages de minerai ont été extraits d'autres filons de ces régions de la province de Grenville.

LES MÉTAUX PRÉCIEUX

Or

De l'or gît un peu partout dans le Bouclier; ce métal a été exploité dans toutes les provinces ou territoires du Canada où le Bouclier constitue une partie importante. Bien qu'une importante quantité d'or soit récupérée sous forme de sous-produit dans l'extraction du cuivre, du zinc et du nickel, par exemple de la mine de cuivre Horne, un des plus gros producteurs d'or au Québec, la plus grande partie de la production d'or provient de six principaux districts miniers: Porcupine, Kirkland Lake-Larder Lake, nord-ouest du Québec, Red Lake, Yellowknife et Little Long Lac. Les trois premiers districts fournissent environ les trois quarts de la production. Ils sont groupés dans une région relativement petite qui s'étend de 100 milles à l'est jusqu'à 100 milles à l'ouest de la frontière de l'Ontario et du Québec. Les autres districts s'étendent dans le nord-ouest de l'Ontario et dans les Territoires du Nord-Ouest. Tous les principaux districts, sauf un, et virtuellement toutes les mines isolées, sont dans la province du lac Supérieur. L'exception, le district de Yellowknife, est dans la province des Esclaves. Les gîtes d'or dans les provinces de Churchill et de Grenville sont peu nombreux et ont été peu productifs. La répartition des indices d'or est moins affectée, quant à leur rentabilité par l'économie de la région ou par autres facteurs non géologiques, que la répartition des indices des autres métaux. Une production économique de l'or était réalisable à un moment donné dans toutes les parties du Bouclier et, par suite, la prospection en était plus étendue et plus complète.

La mine *Wright*, sur le lac Témiscamingue près de Ville-Marie (Québec), présente un intérêt historique du fait qu'en 1686 des Indiens ont montré ces indices à un groupe d'explorateurs français et qu'ils sont indiqués sur une carte publiée en France en 1744. En 1890-1891, de la galène argentifère a été extraite d'une zone de brèche. En 1947, des forages au diamant y ont indiqué 25,000 tonnes à teneur de 5.9 p. 100 en plomb et 1.3 p. 100 en zinc.

Les gîtes de minéraux sulfures le long de la côte est de la baie d'Hudson près du golfe de Richmond et de la Grande rivière de la Baleine ont été excavés par tranchées et forés en 1947-1948. Ces gîtes étaient surtout des disséminations de pyrite se présentant sous forme de lentilles massives et de filons dans du calcaire à concrétions de chert et de la dolomie du groupe de Manitounuk de l'Aphébien. S'y trouve un peu de galène et de blende, un peu de chalcopirite et des analyses ont indiqué un peu d'or et d'argent. Un de ces endroits, à 6 milles au sud de la Petite rivière de la Baleine, contient une zone importante minéralisée de 8 à 20 pieds d'épaisseur et une autre de 5 à 10 pieds. Des filons de quartz et de pegmatite à galène ont été découverts à Bathurst Inlet dans le district de Mackenzie.

Les premières découvertes d'or dans le Bouclier ont été faites aux environs de 1866 dans la province de Grenville à proximité des premières régions de colonisation dans le sud-est de l'Ontario. Les filons étaient erratiques et petits. Les découvertes d'or dans la région du lac des Bois, dans le nord-ouest de l'Ontario dans la province du lac Supérieur, datent de la fin de la construction du chemin de fer du Pacifique-Canadien en 1886. Elles ont donné de grands espoirs et ont stimulé considérablement l'activité au tournant du siècle. Plus de 100,000 onces d'or ont été produites entre 1897 et 1903, dont plus de la moitié proviendrait de la mine *Wendigo* (16).

La ruée vers l'argent à Cobalt a été le point de départ des découvertes des principaux districts miniers du Bouclier et l'établissement d'exploitations d'or comme industrie permanente. La prospection s'est étendue de la région de Cobalt à la région de Larder Lake où, en 1906, de l'or était découvert. D'autres découvertes étaient faites vers cette époque, mais 30 ans ont été nécessaires avant que s'amorce une production importante. Dans le district de Porcupine, les premières découvertes datent de 1909. La production a commencé l'année suivante et s'est poursuivie jusqu'à présent. Dans le district minier de Kirkland Lake, de l'or était découvert en 1911. L'expédition de minerai à haute teneur a débuté en 1913, mais ce n'est qu'en 1917, après bien des difficultés et des revers, que la mise en valeur des mines était achevée. La récession économique de 1930 à 1940 a donné un double stimulant à l'exploitation et à la prospection de l'or en favorisant une

augmentation du prix de l'or et simultanément une diminution du coût de la main-d'œuvre et des fournitures. Ces deux facteurs principaux ont contribué à la mise en valeur des autres camps miniers, bien que dans tous ces camps, à l'exception de Yellowknife, de l'or avait été découvert antérieurement.

Au cours des premières prospections dans le nord-ouest de l'Ontario, de l'or était découvert à Red Lake en 1897. D'autres découvertes ont eu lieu entre 1922 et 1925, mais ce n'est qu'en 1930 avec la mine Howey que la production a commencé. Dans la région de Little Long Lac, les premiers prospecteurs recherchaient du fer et, en 1917, des filons de quartz aurifères étaient découverts dans des formations ferrifères. A la suite de nouvelles découvertes en 1931, un regain d'activité s'est produit et la production a atteint un maximum en 1938. Bien que des indices d'or aient été découverts en 1923 dans le nord-ouest du Québec, ce n'est que plusieurs années plus tard que les gîtes typiques et vastes à basse teneur de ce district minier ont été mis en valeur. La production a commencé en 1935. De l'or était découvert pour la première fois dans des sédiments, dans la région de Yellowknife, mais les gîtes étaient tous petits. La découverte d'or dans les roches volcaniques, au cours de levés en 1935 par la Commission géologique du Canada, a conduit à la mise en valeur des principaux gîtes. La production a commencé en 1938.

Durant la dépression, parmi les substances minérales produites au Canada en 1931, l'or a pris la première place en valeur et a supplanté le charbon; cette position s'est maintenue durant plus de 20 ans jusqu'à l'arrivée du pétrole en 1952. Au cours de la Seconde Guerre mondiale, notamment après l'entrée en guerre des États-Unis en 1941, l'exploitation et l'exploration de l'or ont diminué. La reprise au cours de l'après-guerre a été de courte durée et, avec l'inflation et le prix fixe de l'or, l'exploitation est devenue moins profitable et, par suite, l'exploration moins intéressante.

Les gîtes aurifères du Bouclier canadien sont en relation étroite avec les zones de roches volcaniques de l'Archéen. La plupart des gîtes se trouvent dans des laves basiques, des tufs et des sédiments étroitement associés aux laves et tufs ou dérivés d'eux, ou encore, aux petites masses intrusives, surtout du type acide, qui les pénètrent. L'association avec les roches volcaniques est encore plus marquée lorsqu'on considère la quantité totale d'or produite plutôt que le nombre de gîtes. Les trois principaux districts miniers de Porcupine, de Kirkland Lake—Larder Lake et du nord-ouest du Québec s'étendent dans un vaste complexe de roches volcaniques de la zone d'Abitibi. La région volcanique renfermant le district minier de Red Lake forme une partie d'une zone ininterrompue de régions similaires s'étendant vers l'est à partir du lac Rice (Man.) sur 250 milles jusqu'au lac Pickle (Ont.), et constitue la zone d'Uchi. Chaque région contient un ou plusieurs gîtes et renferment ensemble un total de 22

mines. Les districts miniers de Little Long Lac et de Yellowknife sont similaires, mais sont situés dans des zones de roches volcaniques plus petites. Outre les principaux districts miniers, la répartition éparsée des mines reflète la rareté et la superficie limitée des régions volcaniques. La plupart de ces régions volcaniques se trouvent dans la province du lac Supérieur. Les roches de toutes ces régions semblent être de l'Archéen (antérieur à l'orogénèse du Kénonanien). Ceci semble vrai même dans les régions de la partie sud-est de la province de Churchill.

Dans quelques districts miniers, la répartition des mines semble être partiellement dépendante de la stratigraphie. Par exemple, les parties les plus productives du district minier de Porcupine se trouvent dans ou près de la coulée n° 95 ou de ses équivalents. Ferguson (1966) a noté une similarité entre la succession stratigraphique des roches volcaniques et sédimentaires du district minier de Red Lake et celle du district de Porcupine. Toutefois, la mise en place des masses de minerai et la répartition des amas dans ces roches sont nettement contrôlées par des failles ou par d'autres traits structuraux locaux. Dans certains districts miniers, comme à Kirkland Lake-Larder Lake, les failles ont une influence majeure sur l'ensemble du district. Des deux facteurs d'influences, celui de la structure a eu le plus d'importance au cours de la période la plus active d'exploitation des mines. La reconnaissance des contrôles structuraux dans un district minier était un moyen très efficace pour prédire et localiser les amas de minerai. C'est tout récemment que les contrôles stratigraphiques dans la répartition du minerai d'or ont été largement reconnus et ses implications considérées.

Province du lac Supérieur

District minier de Porcupine, Ontario (fig. V-28). Les roches les plus anciennes sont des roches volcaniques du Keewatin de l'Archéen. Elles forment une succession stratifiée estimée à une épaisseur maximale de 10,500 pieds. Le groupe de Tisdale à la base consiste en une succession conforme de metabasaltes massifs, en coulées et en laves à structure en coussins. Plusieurs unités stratigraphiques suffisamment étendues peuvent être identifiées, en particulier un groupe de coulée variolitique et de coulée à fragments dans la partie haute de la succession. Des sédiments chertoux ou carbonés à grains fins sont présents par endroits entre les coulées et sont particulièrement bien développés dans certaines parties de la succession stratigraphique. Des sédiments de ce type, d'une épaisseur d'environ 60 à 300 pieds, recouvrent le groupe de Tisdale et sont recouverts à leur tour par plus de 2,000 pieds de roches volcaniques pyroclastiques acides, principalement par des brèches latitiques; elles constituent le groupe de Krist. Du chert stratifié et de l'ardoise carbonée se trouvent en stratification avec les roches pyroclastiques mentionnées plus haut et, au-dessus, s'étend une succession d'argilite, d'ardoise noire et d'un peu de grauwacke du groupe de Hoyle; la succession a été estimée de 3,000 à 7,000 pieds

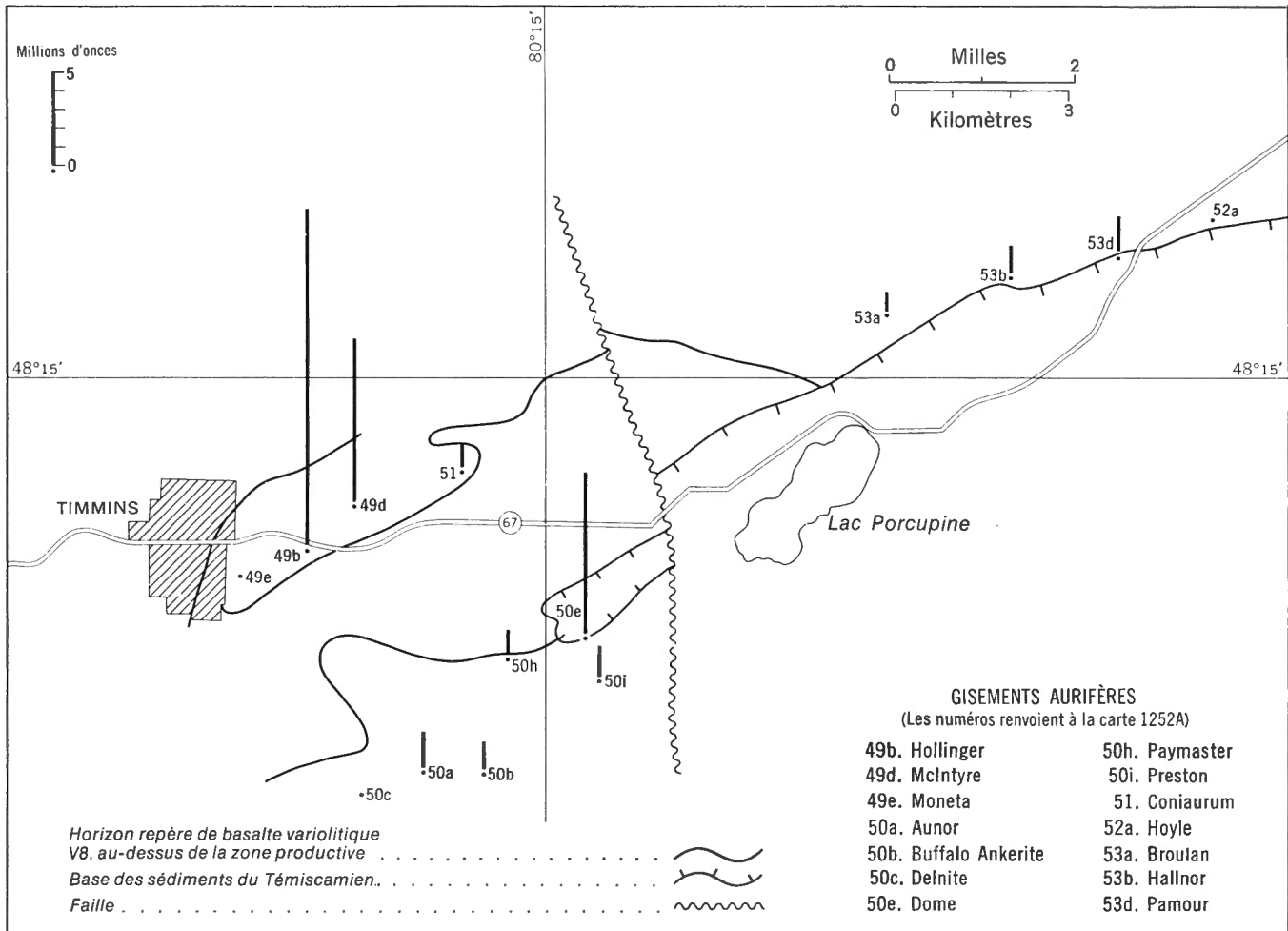


FIGURE V-28. Gîtes aurifères du district minier de Porcupine (Ont.) (D. R. E. Whitmore).

CGC

d'épaisseur. Des discordances mineures se trouvent dans les roches volcaniques et également entre les roches volcaniques et les parties à prédominance sédimentaire. Toutefois, l'assemblage étant surtout constitué de roches volcaniques, et les roches de la partie inférieure de cette succession étant en général conformes, il semble qu'il s'agisse d'une accumulation uniforme de coulées de basalte de plateau dans un milieu subaquatique ou sous-marin. Le groupe de Témiscamien, épais de 1,500 pieds, recouvre avec une discordance angulaire bien définie les roches du Keewatin et est formé surtout d'ardoise, de grauwacke, de quartzite et de conglomérat. Les conglomérats sont présents à la base du groupe et aussi près de la base des quartzites inférieurs.

S'y trouvent des intrusions basiques et acides. Les plus importantes en rapport avec les gîtes aurifères sont des stocks de porphyre intrusifs dans les roches volcaniques du groupe de Tisdale; ces roches sont considérées par quelques-uns comme étant du même âge que les roches volcaniques du groupe de Krist. Les gîtes d'or des mines Hollinger et McIntyre sont groupés dans les roches volca-

niques autour de ces intrusions; toutefois, quelques filons aurifères pénètrent profondément dans les porphyres. Les masses de porphyre sont en forme de cheminée, du moins dans leur partie inférieure et diffèrent légèrement en composition ou en texture. On a trouvé sept de ces masses de porphyre dans la mine McIntyre et bien qu'elles semblent se rejoindre en profondeur, elles se trouvent séparées l'une de l'autre par une mince cloison de lave schisteuse et, dans l'ensemble, elles tendent à maintenir leur identité propre.

Le minerai est formé de filons de quartz et de zones adjacentes de schiste minéralisé. La plupart des filons se présentent en groupes répartis en échelon ou en un système complexe de feuillets et sont en général déformés; ainsi, les masses de minerai sont des masses complexes, définies en grande partie par des analyses. Le schiste minéralisé adjacent aux filons de quartz est plus important que le quartz. Les filons de quartz contiennent de l'ankerite, des sulfures, de la tourmaline, un peu d'albite et de la scheelite. Le schiste adjacent aux filons est silicifié, carbonaté et contient de la pyrite disséminée. Les minéraux sulfures dans les filons sont la pyrite, la pyrrhotine, la

blende, la chalcopryrite et la galène. Par endroits, l'arsénopyrite s'y trouve en assez grande quantité, tel est le cas dans les parties profondes des mines Hollinger et Delnite. Dans la plupart des mines, l'or est natif. Les mines Hollinger et McIntyre et quelques autres mines contiennent des tellures, mais ils ne sont pas une caractéristique du district minier. Quelques masses de minerai, comme ceux de Moneta, étaient formées surtout de sulfures; il s'agit apparemment de remplacement dans une brèche volcanique.

Les roches volcaniques du district de Porcupine forment un synclinal plongeant vers l'est. Dans la partie est de ce synclinal et centrée quelque part au sud du plan axial, une fosse de sédiments du Témiscamien, comprenant des intrusions basiques et ultrabasiques, est en discordance sur les roches volcaniques. Les mines du district minier constituent trois groupes: celles situées le long du flanc nord du synclinal dans les roches volcaniques; celles sises le long du flanc sud et celles près de la discordance à la base du groupe de Témiscamien.

La mine *Hollinger* (49b), la plus importante mine de ce groupe et du district minier en général, se trouve vers l'extrémité occidentale d'une arche anticlinale complexe sur le flanc nord du principal synclinal qui s'étend sur 3 milles vers l'est, de Moneta à Coniaurum. Le minerai se présente sous forme d'un système complexe de filons dans une zone de 6,000 pieds de long et de 4,000 pieds de large, en force d'arc plat orienté N60°E et plongeant à 55° vers l'est; ces directions sont approximativement conformes à l'attitude de la bordure de la masse de porphyre de Pearl Lake. Les amas de minerai comprennent: 1) des filons de quartz bien définis, continus, localement ramifiés, rétrécis et renflés, 2) des filons sinueux qui sont dus à la substitution de plis d'entraînement ou qui ont été eux-mêmes plissés, 3) des zones tabulaires de filons consistant en filons de quartz parallèles dans des laves pyritisées et 4) des zones en échelon de filons. Plusieurs filons ont été fracturés à diverses reprises et il s'est produit une introduction tardive ou une nouvelle mise en place de matériaux quartzeux aurifères.

La mine *McIntyre* (49d), autre gros producteur, est adjacente sur le côté nord-est à la mine *Hollinger* et partage le même système de filons. Plusieurs des filons s'étendent sous la masse inclinée de porphyre et n'affleurent pas. La mine *Coniaurum* (51) est à l'est de la mine *McIntyre*. Le minerai est formé de filons qui se trouvent principalement dans des coulées de dacite sur les flancs d'une masse de porphyre ou dans les reentrants profonds à l'intérieur de cette masse. Dans les niveaux supérieurs, les filons s'étendaient de 600 à 700 pieds de la masse de porphyre, mais cette extension des veines décroît avec la profondeur. La mine *Moneta Porcupine* (49e) est adjacente à la mine *Hollinger*, à l'extrémité ouest du district minier. Le minerai est en majorité une substitution d'abondants sulfures et est formé jusqu'à 13 p. 100 de pyrite et se trouve dans de l'andésite broyée, à structures en coussins

et dans de l'andésite à teneur évidente de leucoxène. Le minerai provenant de ces deux coulées montrait régulièrement des différences afférentes de teneur et de texture.

Parmi les mines sur le flanc sud du synclinal, la mine *Dome* (50e) était comparable en dimension aux mines *Hollinger* et *McIntyre*. Elle s'étend à cheval sur la discordance entre les roches volcaniques du Keewatin et les roches du groupe de Témiscamien. Les roches du Témiscamien forment un étroit synclinal qui s'étend obliquement à partir du synclinal principal, lequel plonge vers le nord-est. Les masses de minerai originales, plus de 30 au total, reposent dans les sédiments et sont formées de quartz et de roches encaissantes minéralisées. La plupart semblent être associées avec les faciès conglomératiques. Quelques-unes étaient de grande dimension, jusqu'à 600 pieds de long, et plusieurs étaient de forme très irrégulière. Quelques masses de minerai coupent la stratification, mais la plupart ne la coupent pas. Quelques-unes montrent une relation aux reentrants le long des contacts volcano-sédimentaires. Des masses de minerai de formation tardive se sont formées dans des filons dans les roches volcaniques au-dessous de la discordance. Les filons se présentaient en groupes apparentés et la localisation de ces groupes est déterminée par la charnière d'un anticlinal dans les roches vertes. Un de ces groupes, remarquablement bien développé, est un système de filons en échelon dans une coulée de dacite.

La mine *Preston* (50i), au sud-ouest de la mine *Dome*, se trouve sur un pli d'entraînement sur le flanc sud du synclinal principal. Deux stocks de porphyre à quartz-feldspath sont les principales roches encaissantes des masses de minerai, lesquelles comprennent trois types: 1) des stockwerks de filonets de quartz et de carbonate contenant de la pyrite et un peu d'arsénopyrite dans le porphyre, 2) des filons isolés de quartz et de quartz-tourmaline dans le porphyre s'étendant dans les roches volcaniques, et 3) des zones de fractures dans des failles transverses. La mine *Paymaster* (50h), sise à l'ouest de la mine *Preston*, s'étend sur le flanc sud du synclinal. La plupart du minerai se trouve près du sommet formé de tuf d'une coulée et la zonation reconnue est reliée à un porphyre à quartz. L'extrémité ouest des filons est stérile. Une section intermédiaire renfermait des filons refracturés de quartz et de carbonate à teneur d'or. La partie interne est formée de quartz bien minéralisé à grains fins et tardif.

Les autres mines sur le flanc sud du synclinal comprennent la mine *Buffalo Ankerite* (50b) sise sur les deux côtés d'un synclinal secondaire transverse. Les masses de minerai reposent dans des filons de quartz-ankérite-tourmaline et dans la dacite pyritisée. Les mines *Aunor* (50a) et *Delnite* (50c) se trouvent dans des roches cassantes de coulée entre des zones de schiste à chlorite ou de schiste à chlorite et talc. A la mine *Aunor*, les filons sont parallèles et ramifiés et s'étendent dans l'andésite à structure en coussins. A la mine *Delnite*, les filons forment un groupe en forme d'échelle. Dans les trois mines, les masses de mi-

nerai plongent vers l'ouest. Dans l'est, les masses de minerai des mines *Broulan* (53a), *Hallnor* (53b), *Pamour* (53d), et *Hoyle* (52a) se trouvent sur les deux côtés de la discordance à la base des sédiments du Témiscamien. Dunbar (1948) remarque que ces masses de minerai sont dans le voisinage de la coulée n° 95 où elle a été érodée.

District minier de Kirkland Lake—Larder Lake, Ontario (fig. V-29). Les mines de ce district minier s'étendent dans une fosse, orientée est-ouest, de sédiments, de tufs et de trachytes de l'Archéen reposant dans de vieilles roches volcaniques basiques. Ces roches ont un fort pendage et leur sommet est vers le sud une zone complexe et persistante de schiste cristallin, la faille Larder Lake, qui marque la limite sud de la fosse. La faille, considérée comme une faille de chevauchement, est interrompue par des intrusions acides du Kénoranien et, de ce fait, est une structure ancienne reliée peut-être par certains facteurs à la formation et au remplissage de la fosse elle-même. Sous nombre d'aspects, cette structure est analogue à la faille Bouzan-Cadillac de Québec; les deux structures sont également dans le même prolongement. Les principales mines de ce district forment trois groupes; à l'ouest, le groupe des mines de Kirkland Lake proprement dit forme une série continue de sept mines juste au nord de la partie axiale de la fosse. Au centre de la fosse et 9 milles à l'est, s'étend la mine Upper Canada. A la limite sud, sur la faille Larder Lake, se trouve la mine Kerr Addison.

A Kirkland Lake, sept mines, la *Macassa* (61e), la *Kirkland Minerals* (61c), la *Teck-Hughes* (61f), la *Lake*

Shore (61d), la *Wright Hargreaves* (60d), la *Sylvanite* (60b) et la *Toburn* (60c), ont été mises en valeur sur des filons dans une zone composée de plusieurs failles, y compris la faille Kirkland Lake, ou faille principale, deux importantes failles secondaires localisées dans la partie centrale du district minier et nombre de petites failles. La zone de failles coupe des roches sédimentaires et un complexe d'intrusions syénitiques allongées parallèlement à la direction des sédiments et plongeant vers l'ouest. Le minerai se trouve dans toutes les roches traversées par la zone de failles et est formé de filons de quartz remplissant des fractures, de brèches et de petits filons transverses tributaires des failles secondaires.

La gangue consiste surtout en quartz et en un peu de calcite, bien que le quartz ne forme pas une grande partie du minerai expédié à l'usine de concentration. L'or est à l'état natif dans la gangue et dans les fractures de la roche encaissante. La calavérite et la petzite, tout comme d'autres tellurures, sont relativement abondants. De l'or gît avec de la pyrite fine qui peut constituer jusqu'à 2 p. 100 du minerai. La masse de minerai la plus longue traverse les mines Teck-Hughes, Lake Shore et Wright Hargreaves et s'étend horizontalement sur 6,400 pieds; de cette longueur, 2,600 pieds se trouvent le long de la faille principale et 3,800 pieds le long de la faille nord. La largeur moyenne des travaux d'abattage du minerai est de 6 pieds; toutefois, certains ont atteint jusqu'à 100 pieds. Les plus gros amas de minerai étaient verticaux suivant les coupes longitudinales, d'autres toutefois plongent vers l'ouest en con-

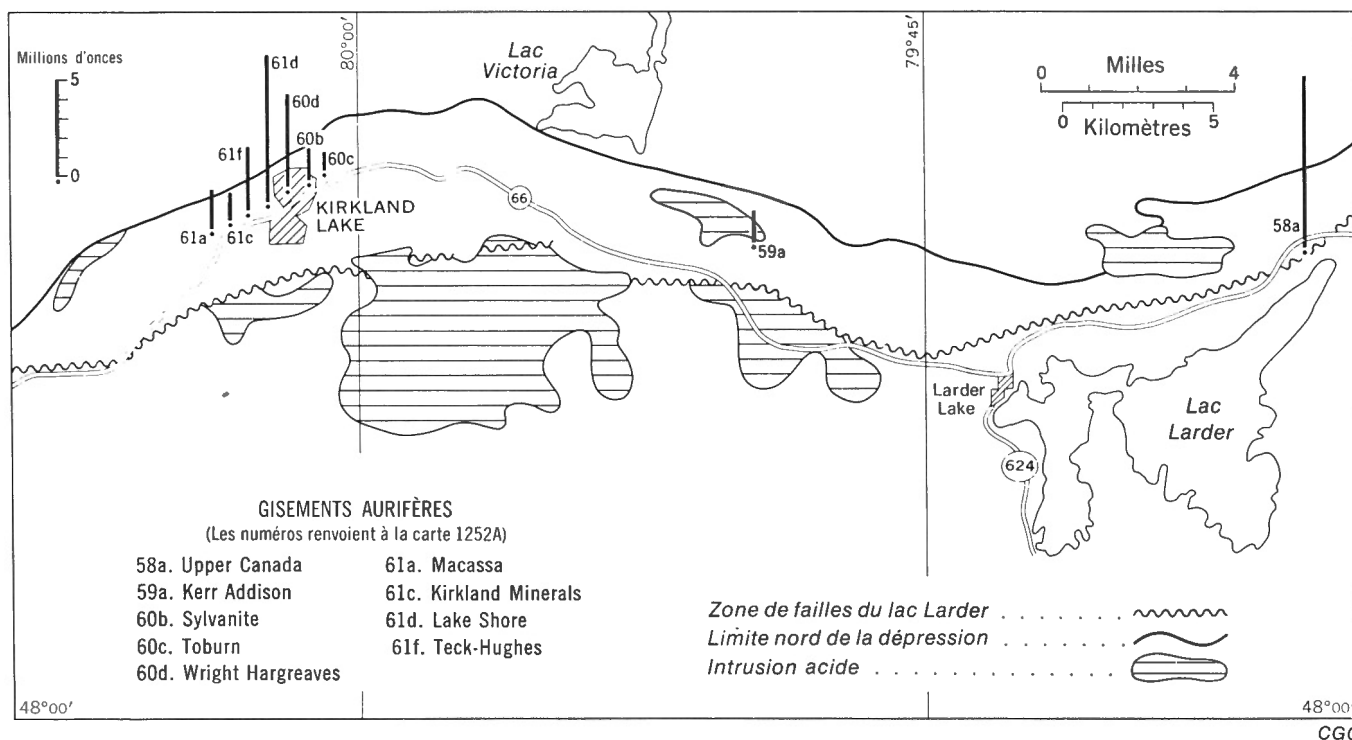


FIGURE V-29. Gîtes aurifères du district minier de Kirkland Lake-Larder Lake (Ont.) (D. R. E. Whitmore).

formité avec la trace des contacts géologiques sur la faille principale.

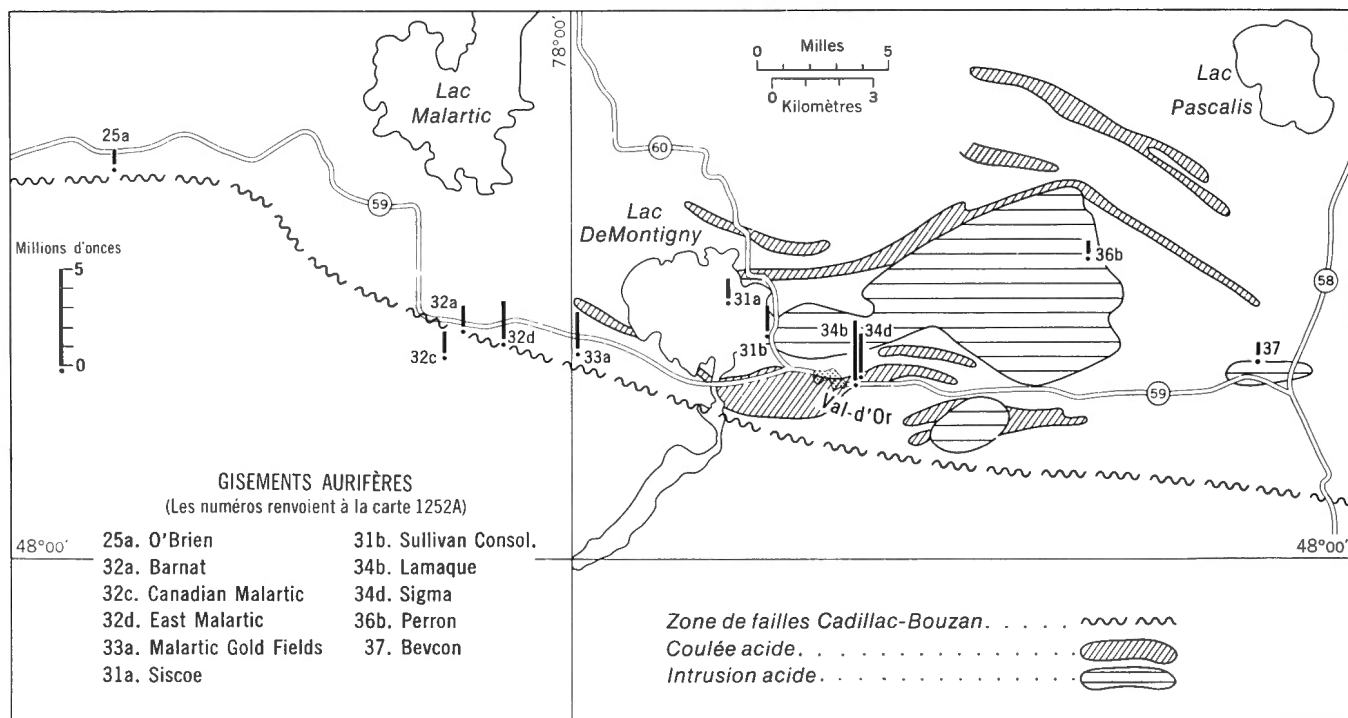
La mine *Upper Canada* (59f) se trouve sur une faille subsidiaire coupant du tuf, de la trachyte, du porphyre trachytique et un porphyre syénitique. Quelques observations suggèrent que les intrusions sont partiellement contemporaines au tuf. La faille est composée de ramifications et de fractures subparallèles. Les amas de minerai sont des zones complexes silicifiées renfermant de la tourmaline, de la calcite et du quartz de plusieurs âges. L'or et les tellurures gisent dans le quartz et avec la pyrite dans la roche encaissante.

La mine *Kerr Addison* (58b) est le seul gros producteur de ce district minier. Les amas de minerai s'étendent dans et juste au sud d'une zone de roches volcaniques carbonatées, de 600 pieds de large, qui forme une partie de la faille Larder Lake. Les amas se présentent sous forme de masses lenticulaires irrégulières de filonets de quartz dans la faille et sous forme de coulées silicifiées refermant de la pyrite aurifère juste au sud de la faille.

Nord-ouest du Québec (fig. V-30). Huit des dix principales mines d'or du Québec se trouvent dans une bande, orientée est-ouest, de 16 milles de long sur 3 milles de large, centrée sur le lac de Montigny. L'extrémité ouest renferme quatre mines d'or: la *Canadian Malartic* (32c), la *Barnat* (32a), l'*East Malartic* (32d), et la *Malartic Gold Fields* (33a); cette partie de la bande est traversée par une zone schisteuse, étroite et persistante, orientée ouest-nord-ouest, dénommée la faille Cadillac. Sur quelque

20 milles à l'ouest de l'intersection, de nombreux indices aurifères se trouvent le long de la faille Cadillac, mais seul un producteur moyen, la mine *O'Brien* (25b) et quelques petites mines—la *Lapa Cadillac* (26b), la *West Malartic* (26c) et la *Pandora* (25c) ont été mises en valeur. Dans la partie est de cette bande, un peu d'or gît le long de la faille Cadillac, mais la zone aurifère s'étend dans la région à l'est et au nord de la faille, dans une région centrée sur le batholite de Bourlamaque et sur plusieurs petits stocks de granodiorites; les gîtes sont autour ou dans ces masses intrusives. La région renferme les quatre autres grands gisements de la bande, la *Lamaque* (34b), la *Sigma* (34d), la *Sullivan Consolidated* (31b) et la *Siscoe* (31a) et quelques gisements plus petits comme *Perron* (36b) et *Bevcon* (37).

Trois des quatre mines dans la partie ouest de la bande sont groupées autour de l'extrémité ouest d'une masse allongée de péridotite de 7 milles de long en bordure de la faille Cadillac. Les masses de minerai des mines Barnat et East Malartic reposent dans de petites intrusions de porphyre syénitique et de diorite à proximité du contact de la masse de péridotite. La mine Canadian Malartic s'étend dans des sédiments et du porphyre et à une plus grande distance au sud de la faille. La quatrième mine: la Malartic Gold Fields, se trouve dans des masses de schistes protrudants, dans et le long du contact septentrional de la masse de péridotite; les masses de minerai se sont formées surtout dans de petites cheminées et des dykes de diorite dans les schistes. Les masses de minerai de ces quatre mines sont toutes semblables; elles forment



CGC

FIGURE V-30. Gîtes aurifères du nord-ouest du Québec (D. R. E. Whitmore).

un groupe cohérent et diffèrent des masses de minerai des mines de la partie est de la bande. Toutefois, bien que l'or gît dans tous les types de roches présentes le long de la faille, les masses de minerai ne se rencontrent que dans la grauwacke, la diorite et le porphyre. Elles s'étendent dans des zones de fractures où les roches sont silicifiées et pyritisées. De petits dykes et cheminées intrusives dans des schistes peuvent être entièrement transformés en minerai. Les zones de fractures dans les plus grandes intrusions et dans la grauwacke sont plutôt localisées, mais elles s'étendent généralement le long des contacts. Des plis d'entraînement déterminent la position et la forme de quelques masses de minerai.

Dans les zones de fractures, les filons de quartz sont stériles, l'or se trouve dans la roche encaissante altérée et associée à la pyrite, virtuellement le seul sulfure présent. La quantité de pyrite, qui peut atteindre jusqu'à 20 p. 100 en volume, varie avec la roche encaissante et grosso modo la teneur du minerai varie dans le même sens. La diorite renferme le plus de pyrite et les masses de minerai dans la diorite contiennent en moyenne de 0.17 à 0.23 onces d'or par tonne. Le porphyre ne contient que le quart de la quantité de pyrite de la diorite, et la teneur du minerai est de l'ordre de 0.11 à 0.17 onces par tonne. La grauwacke contient encore moins de pyrite et le minerai a une teneur moyenne de 0.09 à 0.14 onces d'or par tonne. L'argent contenu dans le minerai varie également avec la roche encaissante. Le plus haut rapport or-argent est de 1:1; ces masses de minerai se trouvent dans la grauwacke.

Les gîtes de la partie est du district minier sont plus épars. Ils consistent en des filons de quartz bien définis à teneur spectaculaire d'or visible. L'arsénopyrite tout comme la pyrite est généralement présente.

La mine *Lamaque*, le plus grand producteur d'or au Québec, se trouve dans une petite masse intrusive ovale dans du tuf; l'intrusion montre une zonation concentrique. La granodiorite forme le centre et la diorite quartzique, la périphérie. L'intrusion plonge à un angle prononcé nord-est et est coupée par un système de failles à pendage modéré sud-ouest et dans lesquelles s'étendent les filons. La mine *Sigma* est constituée d'un groupe de filons à pendage sud qui s'étendent dans une zone de fractures le long de la limite nord d'une zone de cisaillement dans des roches volcaniques. La mine *Siscoe* est à l'extrémité ouest du batholite de Bourlamaque. La majorité du minerai a été extrait de filons de quartz dans le batholite et une partie d'une zone de fractures le long de la limite sud du batholite. La mine *Sullivan Consolidated* consiste en filons de quartz le long de fractures traversant l'extension ouest du batholite de Bourlamaque. Les sulfures contenus dans les filons sont la chalcopryrite, la blende et la galène. Le long de la bordure est du batholite de Bourlamaque s'étend la mine *Perron*, formée de filons de quartz dans des fractures horizontales subsidiaires à une zone de cisaillement stérile à pendage prononcé et traversant la granodiorite. A la mine *Bevcon*, les filons de quartz aurifères renferment de la pyrite et un peu de bismuth et reposent dans une zone de cisaillement et de fracture située entre le côté nord d'une petite masse de granodiorite et un dyke de porphyre.

District minier de Little Long Lac, Ontario (fig. V-31). Sur 110 milles vers l'est, à partir des sédiments horizontaux et des filons-couches de diabase du Protérozoïque inférieur du bassin de Nipigon, s'étend une zone de roches vertes et de sédiments clastiques mal triés d'une largeur d'environ 20 milles. Les différentes roches sont réparties d'une façon

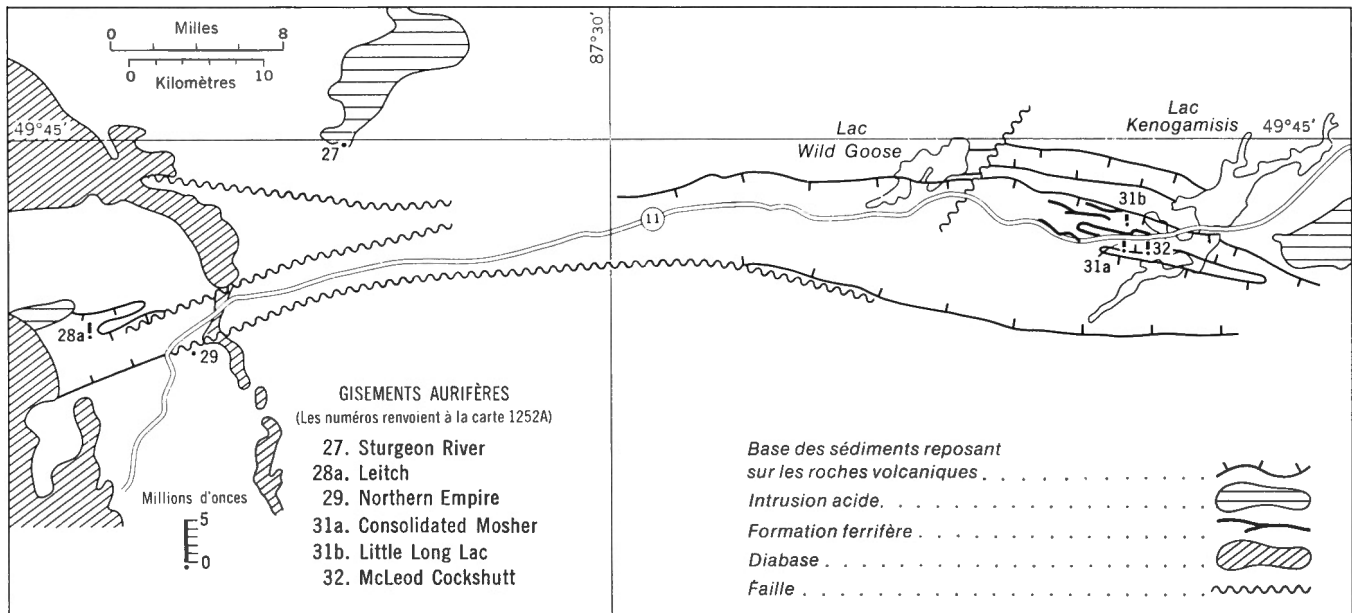


FIGURE V-31. Gîtes aurifères du district minier de Little Long Lac (Ont.) (D. R. E. Whitmore).

asymétrique avec prédominance de roches vertes dans la partie septentrionale de la zone, et de sédiments et de micaschistes dans la partie méridionale. Les gîtes aurifères se trouvent dans les parties centrale et occidentale de la zone. Trois des quatre plus grandes mines, la *Consolidated Mosher* (Hardrock) (31a), la *MacLeod-Cockshutt* (32), et la *Little Long Lac* (31b), s'étendent à la limite est du district minier. De l'or gît dans deux principaux types de masses de minerai et dans un certain nombre de sous-types. Tous les types sont présents dans les mines le plus à l'est du district tandis que les types de minerai dans les mines de l'ouest du district sont moins variés. Un des principaux types consiste en masses de sulfure de substitution contenant jusqu'à 35 p. 100 de quartz dans de la formation ferrifère et de la grauwacke. La pyrite et l'arsénopyrite sont les principaux sulfures présents dans toutes les masses de minerais. L'autre type consiste en zones de filonets de quartz dans les sédiments. Quelques zones de filonets sont remarquablement persistantes, bien que quelques filons peuvent être étroits.

Dans l'ouest du district, les mines sont plus éparées et les masses de minerai sont de simples filons de quartz aurifère sans autres minéraux. Les filons s'étendent dans de la grauwacke à la mine *Leitch* (28a), dans des roches vertes à la mine *Northern Empire* (29), et dans des roches vertes et de la granodiorite à la mine *Sturgeon River* (27).

District minier de Red Lake, Ontario (fig. V-32). Dans la région de Red Lake, dans le nord-ouest de l'Ontario, 12 mines ont produit de l'or depuis 1930. Les gîtes se trouvent dans une région de roches vertes à plis complexes

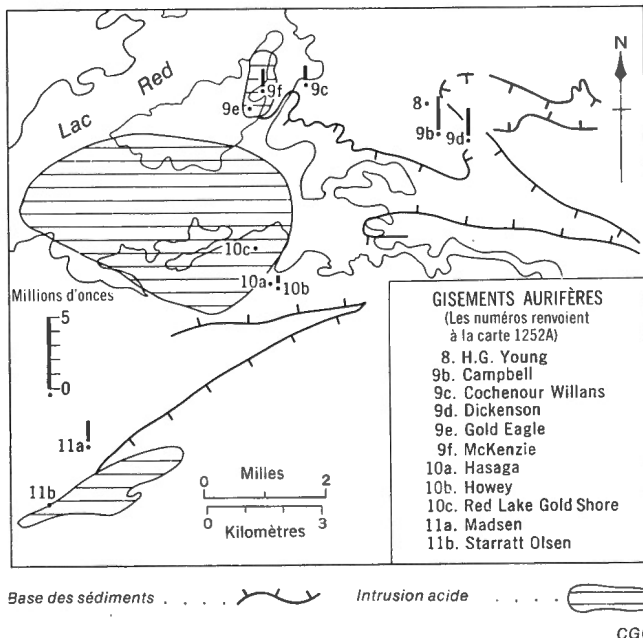


FIGURE V-32. Gîtes aurifères du district de Red Lake (Whitmore).

de 35 milles de long sur 15 milles de large et dont la grande dimension est orientée quelque peu au nord de l'est. Deux des plus grosses mines, la *Campbell* (9b) et la *Dickenson* (9d) et une des plus petites, la *H. G. Young* (8), sises sur le principal système de filons du district minier, ont fourni près de la moitié de l'or du district. Le système de filons s'étend dans des laves andésitiques adjacentes à une bande continue de tuf rhyolitique. Le filon principal, formé d'un essaim de filons de quartz disposés en feuilles, s'étend sur une distance considérable hors du tuf, mais nombre d'autres petits filons s'étendent dans ou près du tuf. Le deuxième grand producteur du district, la mine *Madsen* (11a), se trouve également dans du tuf. Le minerai consiste en un système de lentilles en échelon de roches silicifiées accompagnées de porphyre à feldspath, probablement à l'origine des sédiments tufacés; ces roches silicifiées se trouvent entre du porphyre à quartz et du schiste à talc. La présence de grenats indique un degré de métamorphisme plus élevé que celui présent ailleurs dans le district. D'autres gîtes, comme ceux de *Cochenour* (9c) et de *McMarmac* (9g) dans la partie nord-est du district et celui de *Starratt Olsen* (11b) situé à l'extrémité sud-ouest de la zone de roches vertes, présentent les mêmes caractéristiques.

Les autres gîtes du district sont plus étroitement reliés aux intrusions. Contrairement aux gîtes associés aux roches volcaniques précédemment décrits qui sont, soit des zones de substitution de quartz chertoux et de carbonate, soit des zones de cisaillement de sulfures massifs, les gîtes associés aux intrusions sont des filons et filonets de quartz bien définis contenant relativement peu de sulfures. Trois de ces gîtes se trouvent dans le principal stock de granite du district. A la mine *McKenzie* (9f), les filons de quartz s'étendent dans des fractures et des zones de cisaillement le long d'une faille de chevauchement coupant le stock et au pendage de 35°W. Les filons de la mine *Gold Eagle* (9e) sont dans une enclave étroite de roches sédimentaires granitisées dans le granite. Les masses de minerai à la mine *Red Lake Gold Shore* (10c) sont des masses de quartz en forme de cheminée dans le stock. Excepté à la mine *McKenzie*, tous ces filons et gîtes sont petits.

Les mines *Howey* (10b) et *Hasaga* (10a) se trouvent dans un stockwerk complexe de filonets de quartz dans une partie étroite d'un dyke de porphyre à quartz coupant une langue de brèche andésitique en forme de rentrant vers l'intérieur du stock principal de granite.

Les gîtes reliés aux intrusions ont généralement une plus faible teneur que ceux étroitement associés au tuf. Ils sont également caractérisés par la présence de tellurures, absents dans les gîtes reliés au tuf, mais ils renferment par ailleurs peu d'arsénopyrite ou de pyrrhotine, généralement abondants dans la plupart des gîtes reliés au tuf.

Plus d'une mine se trouve dans plusieurs des masses de roches volcaniques qui forment la zone d'Uchi qui se prolonge à l'est et à l'ouest de Red Lake. A l'exception des

mines de la région de Bissett (Man.) et du lac Pickle (Ont.), les mines étaient petites et leur production de courte durée.

Dans le sud-est du Manitoba, les mines *San Antonio* (18b) et *Forty-four* (18a) se trouvent dans une épaisse portion d'un filon-couche de diabase à pendage de 45° nord-est. La diabase s'étend dans les tufs du groupe de Rice Lake. Les filons forment deux systèmes complémentaires et s'arrêtent près des limites du filon-couche. L'un d'eux représente un système de zones de cisaillement perpendiculaires à la direction du filon-couche et a un pendage de 60° nord-ouest. L'autre système est un ensemble de zones de fractures subparallèles à la direction du filon-couche et est vertical. Les filons consistent en quartz et en carbonate et contiennent un peu de chlorite et d'albite. Le quartz renferme de la pyrite, un peu de chalcopryrite et de l'or natif. La mine *San Antonio* se trouve dans des roches volcaniques du groupe de Rice Lake au nord-ouest d'un stock elliptique de diorite quartzique de 9 milles de long. Au sud-est du stock, il y a trois producteurs beaucoup plus petits. La mine *Ogama-Rockland* (19) consiste en filons de quartz, à teneur éparse de pyrite et de chalcopryrite, dans des zones de cisaillement coupant la diorite quartzique et près des limites de cette masse de diorite. La mine *Central Manitoba* (20) se trouve dans des roches volcaniques et comprend un groupe de filons de quartz, dont quelques-uns sont en échelon dans une zone qui traverse de l'andésite et du gabbro entre deux zones de cisaillement carbonatées stériles. A la mine *Gunnar* (21), les filons de quartz sont dans du basalte et de l'andésite près de l'extrémité d'un dyke granitique irrégulier.

A 160 milles à l'est de Red Lake (Ont.), dans un segment isolé de la zone d'Uchi, se trouvent deux mines adjacentes. Dans l'ouest, à la mine *Central Patricia* (4), les masses de minerai y sont dans une bande de formation ferrifère et les sulfures remplissent des fractures transversales d'un quart de pouce à 10 pouces de large. On y trouve de la pyrrhotine, de l'arsénopyrite et de la chlorite. L'or apparaît lié à la chlorite. La mine *Pickle Crow* (3), dans l'est, renferme deux principaux filons producteurs, dont l'un coupe la formation ferrifère à un angle faible et l'autre, le porphyre à quartz. Les deux filons sont parallèles en direction et en pendage. Ils sont formés de quartz et d'or, de tourmaline et de petites quantités de pyrite, de pyrrhotine et de chalcopryrite.

Province des Esclaves

District minier de Yellowknife (fig. IV-12). Plus de 80 p. 100 de la production aurifère des Territoires du Nord-Ouest proviennent d'une petite région de roches volcaniques du groupe de Yellowknife de l'Archéen; cette petite région s'étend sur le côté ouest de la baie de Yellowknife. Les roches volcaniques forment une succession homoclinale à fort pendage, au sommet orienté sud-est et limitée

à l'ouest par une grosse masse granitique. De petits stocks de granite intrusifs pénètrent les roches volcaniques. Les principaux gîtes de minerai se trouvent dans des zones de cisaillement qui coupent à un angle prononcé les roches volcaniques. Ils sont formés de schiste à chlorite et peuvent atteindre jusqu'à 200 pieds de large. Les zones reliées ensemble forment un seul réseau de zones de cisaillement, actuellement séparé en deux parties par une grande faille à direction nord et de formation ultérieure à la minéralisation, la faille West Bay. Le déplacement horizontal sur la faille est de l'ordre de plusieurs milles, le côté ouest s'est déplacé vers le sud. En coupe verticale, les zones de cisaillement montrent une courbure complexe, comme si elles avaient été plissées; il a été suggéré qu'elles représentent des failles anciennes de chevauchement déformées ultérieurement. Cependant, le schiste des zones présente généralement une orientation constante, quelle que soit l'orientation de la zone, et il semblerait qu'il se soit formé après le plissement.

Les masses de minerai les plus importantes sont formées jusqu'à 90 p. 100 de quartz aurifère intimement mélangé au schiste à séricite et aux carbonates des zones de cisaillement. La pyrite fine est le sulfure principal et est associée à de l'arsénopyrite et à un peu de blende, de chalcopryrite, de sulfarséniures et de sulfantimoniures. Les masses de minerai semblent être partiellement en relation avec des changements brusques dans l'attitude des zones de cisaillement. Ce type de masse de minerai caractérise la mine *Giant* (8), située à l'est de la faille West Bay, et les niveaux les plus profonds à la mine *Con* (9a), située à l'ouest de la même faille. Au début de l'exploitation dans ce district minier, les mines *Con Rycon* (9c) et *Negus* (9b) contenaient du minerai quelque peu différent et à teneur plus élevée le long de zones de cisaillement relativement étroites, subsidiaires à la zone principale de cisaillement. Les zones secondaires étaient plus chloritisées et renfermaient d'étroits filons de quartz fracturés, avec des géodes contenant des sulfosels et, par places, de grosses quantités d'or visible.

Les roches sédimentaires sus-jacentes aux roches volcaniques renferment de nombreux autres gîtes, mais très peu ont une dimension suffisante pour être exploités. La plupart sont de simples filons stratifiés ou des bancs de quartz aurifère en forme de gîtes en selle, comme à la *Consolidated Discovery* (6), à la *Thompson-Lundmark* (7) et à la *Ptarmigan*. Le gîte de la *Consolidated Discovery* se trouve dans de la grauwacke argileuse et quartzreuse, près de roches volcaniques tufacées, sur une protubérance de lave en coussins amphibolitisée. Le filon original est en concordance dans les sédiments le long d'un pli plongeant fortement vers le nord; le filon plonge vers l'ouest et s'élargit en profondeur. D'autres minerais reposent dans une zone de fractures dans la lave en coussins. Le principal minéral métallique est la pyrrhotine, mais s'y trouvent de petites quantités de pyrite, de galène, d'arsénopyrite et de chalcopryrite.

Province de Churchill

Les régions de roches volcaniques sont moins nombreuses dans la province de Churchill que dans la province du lac Supérieur. Toutefois, bien qu'il existe des indices d'or dans toutes les régions, seule la région entre Flin Flon et Herb Lake au Manitoba a des mines. La structure de la zone de Flin Flon-Herb Lake est complexe. Des plis transversaux et des intrusions ignées divisent cette zone en plusieurs secteurs. Trois des mines sont dans des secteurs nettement séparés. La plus grande, la *Nor-Acme* (9), a donné plus de 500,000 onces d'or entre 1949 et 1958. La masse de minerai s'étendait le long d'une faille de chevauchement à pendage de 45° nord, qui sépare les roches sédimentaires feldspathiques et les roches volcaniques du mur, des roches pyroclastiques mafiques grossières du toit. Le minerai était composé d'or disséminé dans les roches environnantes silicifiées et carbonatisées contenant de l'arsénopyrite, de la pyrrhotine et de la pyrite. La quantité de quartz filonien n'excédait pas 5 p. 100. Là où la zone minéralisée s'épaississait jusqu'à être de dimensions exploitables, la localisation des masses de minerai était contrôlée par les ondulations du plan de faille, à pendage de 30° nord-est.

Aux mines *Laguna* (11) et *Gurney* (7), l'or se trouve dans des filons de quartz. A la mine *Laguna*, le filon atteint plus de 2,100 pieds de long et est parallèle au grand axe d'une masse de quartz et de feldspath. L'arsénopyrite y était abondante avec un peu de galène, de blende, de pyrite et d'or et en profondeur, de la pyrrhotine et de la chalcopryrite. A la mine *Gurney*, les filons s'étendaient dans des zones de cisaillement dans du tuf et contenaient de la pyrite, de la pyrrhotine, de la chalcopryrite, de la blende et de la galène. Les deux mines étaient bien plus petites que la mine *Nor-Acme*, la première l'étant de 10 fois, la seconde, de 20 fois.

A la mine *Box* (5) sur le côté nord du lac Athabasca, s'étend un système de filons de quartz aurifère contenant de la pyrite, de la galène, de la blende et de l'or libre. La teneur moyenne en or était inférieure à 0.05 once par tonne. Les filons se trouvent dans un filon-couche granitique ou une couche de roches sédimentaires granitisées, épaisse jusqu'à 120 pieds, dans des gneiss sédimentaires du groupe de Tazin.

Province de Grenville

Des indices d'or se trouvent un peu partout dans le sud-est de l'Ontario au nord-est d'Havelock. D'une façon générale, la région coïncide avec la limite sud d'une succession complexe de petites masses de roches volcaniques éparées à travers cette région de la province de Grenville. Quelques gîtes sont associés directement aux roches volcaniques, mais la plupart se trouvent dans de la diorite, qui peut être dérivée en partie des roches volcaniques. Ils sont tous caractérisés par un enrichissement de surface dans la zone d'altération superficielle. Tous les gîtes étaient petits. A la mine *Cordova* (112), des filons de

quartz et de carbonate contenant de la pyrite s'étendent dans des zones de cisaillement traversant une diorite de composition et texture variables, en bordure d'une grosse masse de gabbro. A la mine *Deloro* (111a), des zones de cisaillement coupent de la diorite, probablement une lave métamorphosée, près de la bordure d'un stock de granite. Les filons étaient de quartz et de carbonate et renfermaient de l'arsénopyrite et de l'or natif.

Argent

En 1967, environ 25 millions d'onces d'argent étaient extraites du Bouclier, ce qui représente 64 p. 100 de la production totale au Canada. Ci-dessous suivent les principaux types de gîtes producteurs d'argent au Canada en 1967 et leur production relative:

1. *Les gîtes de skarn*, exploités essentiellement pour leur teneur en cuivre, en zinc et en plomb et secondairement pour l'argent comme sous-produit. Ces gîtes ont fourni 1.2 p. 100 du total de l'argent extrait du Bouclier.

2. *Les gîtes de sulfures massifs de Ni-Cu* (type de Sudbury), exploités principalement pour leur teneur en nickel, en cuivre et en cobalt et secondairement pour l'argent comme sous-produit. Ces gîtes ont fourni 6.5 p. 100 du total de l'argent extrait du Bouclier.

3. *Les gîtes de sulfures massifs de Cu-Zn* (type de Flin Flon), exploités surtout pour leur teneur en cuivre et en zinc et secondairement pour leur teneur en argent. Ces gîtes ont fourni 61 p. 100 du total de l'argent extrait du Bouclier.

4. *Les gîtes de quartz et d'or*, exploités surtout pour leur teneur en or et secondairement pour l'argent comme sous-produit. Ces gîtes ont fourni 1.6 p. 100 du total de l'argent extrait du Bouclier.

5. *Les gîtes d'arséniures de Ni-Co et d'argent natif*. Quelques-uns, comme ceux de Port-Radium, ont été exploités essentiellement pour l'uranium et secondairement pour l'argent. D'autres, comme ceux des régions de Cobalt, de South Lorrain et de Gowganda, sont exploités principalement pour l'argent et secondairement pour le cobalt, le cuivre et l'arsenic. En 1967, ces gîtes ont fourni 26.7 p. 100 du total de l'argent extrait du Bouclier.

6. *Les gîtes filoniens de sulfures*, renfermant de la pyrite, de la blende, de la chalcopryrite et de la galène argentifère. La plupart ont été exploités, surtout pour leur teneur en argent, dans la région de Thunder Bay (Ont.). En 1967, ces gîtes n'ont pas fourni d'argent.

Les quatre types de gîtes producteurs d'argent comme sous-produit sont décrits plus en détail dans d'autres sections de ce chapitre et ne sont que brièvement mentionnés ici. Les gîtes exploités essentiellement pour l'argent sont décrits ci-dessous. En 1968, Boyle a publié un rapport complet sur l'argent, avec carte métallogénique où est indiqué l'emplacement des principaux gîtes et gîtes probables d'argent du Bouclier.

Gîtes producteurs d'argent comme sous-produit

Gîtes dans les roches skarns

La plupart des gîtes de ce type se trouvent dans la province de Grenville et sont associés aux minéraux ordinaires des roches skarns, minéraux qui se forment dans les calcaires, les dolomies ou les schistes calcaires. Ils ont une forme irrégulière et se présentent en groupe, mais beaucoup ont une forme tabulaire et se trouvent dans certains lits qui ont été altérés sélectivement.

Les gîtes contiennent généralement une suite caractéristique de minéraux de silicates de Ca-Mg-Fe et de carbonates, formés à assez hautes températures, tels que le grenat, l'épidote, la vésuvianite, le diopside, la trémolite, la scapolite, la wollastonite, et la calcite et la dolomite cristallines. Les minéraux sulfures sont généralement la chalcopryrite, la bornite, la pyrite, la pyrrhotine, la galène, la blende et la molybdénite. Nombre de gîtes contiennent de la magnétite et de l'hématite. Dans la plupart, l'argent est typiquement associé à la galène, mais, dans quelques-uns, il peut être associé aux sulfures de cuivre ou à l'or natif.

La mine *Tétreault* (69), à 45 milles à l'ouest de Québec, a fourni plusieurs millions d'onces d'argent avant l'arrêt de l'exploitation en 1954. L'argent était associé surtout à la galène et se trouvait probablement en majorité dans la tétraédrite. On a signalé aussi la présence d'électrum (alliage naturel d'or et d'argent) et d'argent natif, qui représentaient une partie de la teneur du minerai en or et en argent. La teneur du minerai par tonne était de 7 à 10 p. 100 en zinc, de 1 à 3 p. 100 en plomb, de 0.09 once en or et de 5 à 9 onces en argent. Les masses de minerai étaient des lentilles irrégulières et des masses tabulaires de blende, de galène, de pyrrhotine et de chalcopryrite, disséminés ou en masses, dans du calcaire silicifié et du paragneiss métasomaté composé de trémolite, de diopside, de wilsonite, de scapolite, de talc et autres minéraux de silicates de Ca-Mg-Fe et de carbonates.

La mine *New Calumet* (41), sur l'Outaouais, est une masse tabulaire de sulfures massifs et disséminés, dans un calcaire impur très altéré, maintenant composé en majorité de pyroxène, de trémolite, de feldspath, de chlorite, de grenat et de calcite. Les principaux sulfures sont la pyrite, la pyrrhotine, la blende et la galène. La teneur en argent varie de 5 à 10 onces par tonne et la teneur en or est d'environ 0.05 once par tonne. L'argent est en association intime avec la galène, et gît dans les différents minéraux argentifères y compris la tétraédrite, l'acanthite et la polybasite. L'or se présente surtout à l'état natif, associé à tous les sulfures, et aussi sous forme de grains minuscules dans la gangue de silicates. Une variété de minerai relativement riche en or natif est formée de pyrite et de pyrrhotine microgrenues dans de la calcite grossière avec du feldspath et de la trémolite. Il semble

que cet or natif, à teneur d'un peu d'argent, se soit introduit à une époque tardive de l'évolution de la minéralisation du gîte.

Gîtes de sulfures massifs de Ni-Cu (type de Sudbury)

Ces gîtes contiennent de la pentlandite, de la pyrrhotine et de la chalcopryrite dans des roches basiques de la famille du gabbro, ou associées à elles. Ces gîtes sont décrits dans la section relative au nickel. Il semble que, dans nombre de gîtes, la plus grande partie de l'argent se trouve dans la chalcopryrite et est récupérée lors de l'affinage.

Gîtes de sulfures massifs de Cu-Zn (type de Flin Flon)

Ces gîtes sont surtout exploités pour leur teneur en cuivre et en zinc, mais ils fournissent de loin la plus forte quantité d'argent extrait du Bouclier. Ils sont décrits dans la section relative à la combinaison Cu-Zn. Les gîtes sont généralement de grosses lentilles ou des masses irrégulières composées de pyrite, de pyrrhotine, de chalcopryrite, de blende et d'un peu de galène. La majeure partie de l'argent se trouve dans la chalcopryrite ou dans une variété de minéraux accessoires, tels que l'or natif, l'électrum, l'argent natif, la galène, la tétraédrite, la tennantite et autres sulfosels. L'un des plus gros gîtes de sulfures massifs du Bouclier, d'un vaste potentiel de production d'argent, est le gîte de découverte récente *Kidd Creek* (48), près de Timmins (Ont.). Il contiendrait une réserve de 60 millions de tonnes de minerai, à teneur moyenne de 4.85 onces d'argent par tonne, de 1.33 p. 100 en cuivre et de 7.08 p. 100 en zinc. La réserve d'argent atteint donc environ 300 millions d'onces, quantité presque équivalente à la production obtenue du district minier de Cobalt. Les principaux minéraux sulfures sont la pyrite, la chalcopryrite et la blende, outre un peu de bornite, de covellite, de stromeyérite, de digénite, de pyrrhotine, de marcassite, de galène et d'arsénopyrite. L'argent se présente à l'état natif en petites inclusions dans la pyrite.

Gîtes de quartz et d'or

La plupart de ces gîtes se trouvent dans des zones de cisaillement, des failles et des fractures dans des zones de roches vertes de l'Archéen du Bouclier, ou dans des zones de cisaillement, des fractures, des plis d'entraînement et des plis en selle, dans les grauwackes et les ardoises associées aux roches vertes. L'argent se trouve en grande partie dans l'or natif dans une gangue de quartz et de carbonates. Dans certains gîtes, un peu d'argent gît dans la tétraédrite et autres sulfosels, dans d'autres, l'argent se trouve en partie dans les tellurures. Un ou deux gîtes de ce type contiennent un peu d'argent à l'état natif.

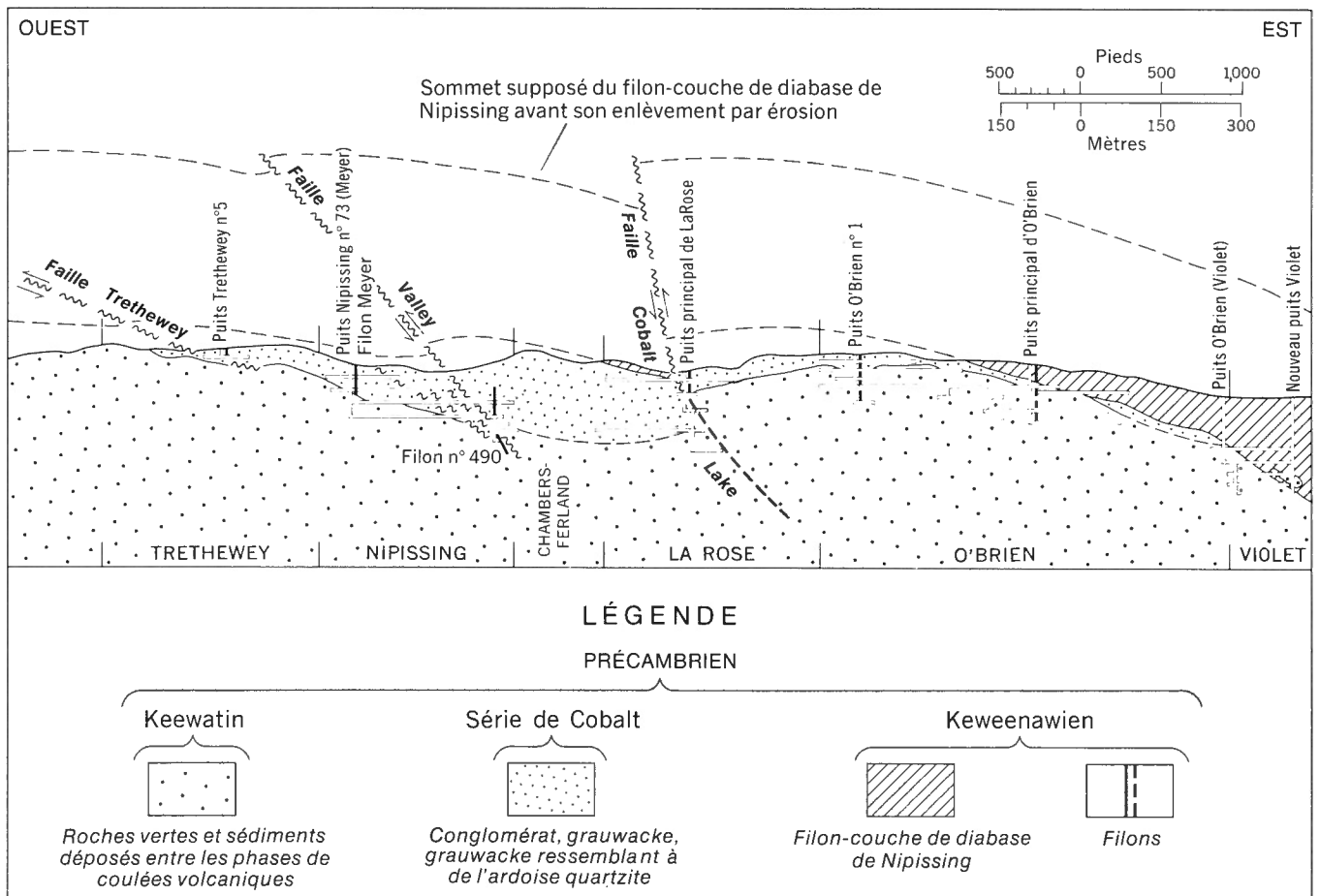
Gîtes exploités essentiellement pour l'argent

Ces gîtes exploités essentiellement pour leur teneur en argent comprennent les gîtes d'argent natif et d'arséniures de nickel et cobalt des régions de Cobalt, de South Lorrain, d'Elk Lake et de Gowganda (Ont.) et aussi ceux de la région du Grand lac de l'Ours (district de MacKenzie). Les gîtes de la région de Thunder Bay (Ont.) sont surtout du type filonien à sulfure; toutefois, la masse de minerai de la principale mine de cette région, la mine *Silver Islet*, était du type d'argent natif.

Région de Cobalt, Ontario (96-98). Les principales mines de la région de Cobalt, en 1967, étaient les mines Glen Lake, Hiho, Silverfields, Silver Town, Silver Regent, Agnico, Sudbury Contact, Deer Horn et Langis. Les gîtes d'argent ont été découverts en 1903 au cours de la construction du chemin de fer *Timiskaming and Northern Ontario*; depuis, la région a fourni une grande partie de la production canadienne d'argent, avec un peu de cobalt, de cuivre, de nickel, d'arsenic et de bismuth. L'exploitation des mines a prospéré de 1904 à environ 1930, puis

la production a baissé graduellement. Actuellement, le district minier de Cobalt connaît un regain de prospérité. A la fin de 1967, la production globale d'argent atteignait environ 500 millions d'onces, celle du cobalt, 25 millions de livres, celle du nickel, 3 millions de livres et celle du cuivre, 1.5 million de livres. Les figures V-33 et 34 montrent la nature des filons d'un gîte-type de la région. Les roches encaissantes comprennent les laves basiques et intermédiaires (roches vertes) du Keewatin, à fort pendage, les couches sédimentaires intercalées entre les coulées de lave, la formation de Coleman du groupe de Cobalt, horizontale ou à pendage faible, sus-jacente en discordance aux roches précédentes, et qui est composée de conglomérat, de grauwacke et de quartzite, et le filon-couche de diabase de Nipissing qui coupe transversalement à angle faible toutes ces roches.

La plupart des gîtes à forte teneur se trouvent dans les roches du groupe de Cobalt et dans la diabase de Nipissing. Les gîtes se présentent en filons courts, mais quelques-uns ont été suivis sur 1,000 pieds ou plus en direction et en pendage. Un gîte-type se compose d'un



CGC

FIGURE V-33. Coupe montrant les traits généraux de la géologie de la région de Cobalt (Ont.) (Knight, Miller, Thompson et autres).

ou deux filons anastomosés, parfois plus, et varient en largeur de quelques dixièmes de pouce à un pied ou plus. Quelques gîtes se trouvent dans des failles étendues ou des fractures parallèles ou reliées aux failles. Un exemple de ce type étaient les gîtes sis dans la faille Cobalt Lake ou dans les fractures secondaires et parallèles, associées à cette faille. En général, les failles régionales ne semblent pas le facteur contrôlant dans la localisation des gîtes (Thompson, 1957). La plupart des fissures et des fractures sont parallèles au contact entre les coulées de lave et les roches sédimentaires du Keewatin, ou elles sont reliées aux bassins et aux arches de la diabase de Nipissing, aux contacts supérieur et inférieur de l'intrusion de diabase et à la discordance à la base du groupe de Cobalt, notamment où les roches sédimentaires remplissent de petits bassins dans les roches vertes sous-jacentes du Keewatin.

Les filons ont un ensemble complexe de minéraux. La gangue se compose surtout de dolomite blanche ou rose, de calcite, de quartz et d'hématite. Les minéraux métallifères comprennent l'argent natif, la dyscrasite, l'argentite, la smaltine-chloanthite, la loellingite, la safflorite, la rammelsbergite, la skuttérudite, l'arsénopyrite, la gersdorffite, la cobaltine, le glaucodot, la nickéline, la breithauptite, la chalcoppyrite, la galène, la pyrite, la pyrrhotine, la blende, la tétraédrite, le bismuth natif et de petites quantités de pentlandite, de polybasite, de stéphanite, d'argent rouge et de stromeyérite. Les minéraux les plus abondants et caractéristiques sont l'argent natif et les arséniures de cobalt et de nickel. Les minéraux secondaires comprennent l'érythrine, l'annabergite, la scorodite, les oxydes de manganèse (wad) et la limonite. L'argent natif se présente en grains, en paillettes et en masses dont certaines ont la forme d'énormes assiettes pesant jusqu'à 1,600 livres. L'argent natif et la dyscrasite contiennent du mercure. L'argent peut être intimement enchevêtré avec les arséniures de nickel et de cobalt, la dolomite, la calcite et autres minéraux, ou il peut être également isolé, souvent sans minéraux de gangue, dans de minuscules fractures de la roche encaissante. Les arséniures de nickel et de cobalt, la calcite et autres minéraux sont intimement enchevêtrés. Les questions de leur paragenèse et de leur rapport avec l'argent natif ont fait l'objet d'une longue controverse. Nombre d'arséniures ont une structures concrétionnée (tuberculée), ce qui a fait croire à Lindgren et autres chercheurs, qu'ils résultent d'une cristallisation à partir d'une substance gélatineuse. Il n'y a probablement aucun filon d'argent sans arséniures de cobalt et de nickel, mais il y a des filons riches en minéraux de cobalt à teneur de peu ou pas d'argent.

Nombre de filons dans la diabase laissent nettement voir d'étroites zones d'altération, larges d'un pouce au plus, qui présentent une symétrie nettement bilatérale. Cette altération formée par une zone étroite et sombre, contiguë au filon, est suivie vers l'extérieur par une zone d'un gris clair et décolorée. La zone décolorée se compose

de feldspath très séricitisé, d'épidote, de clinozoïsite, de carbonate riche en magnésium, de leucoxène, de biotite, de pyrite, d'apatite et de quartz, tous produits d'altération de la diabase qui, à l'état frais, contient du labradorite sodique, de l'augite, un peu de hornblende et de biotite secondaires, de la titanomagnétite, de la pyrite, de la biotite, de l'apatite et du quartz interstitiel. La zone foncée passe graduellement dans la zone claire, et est com-

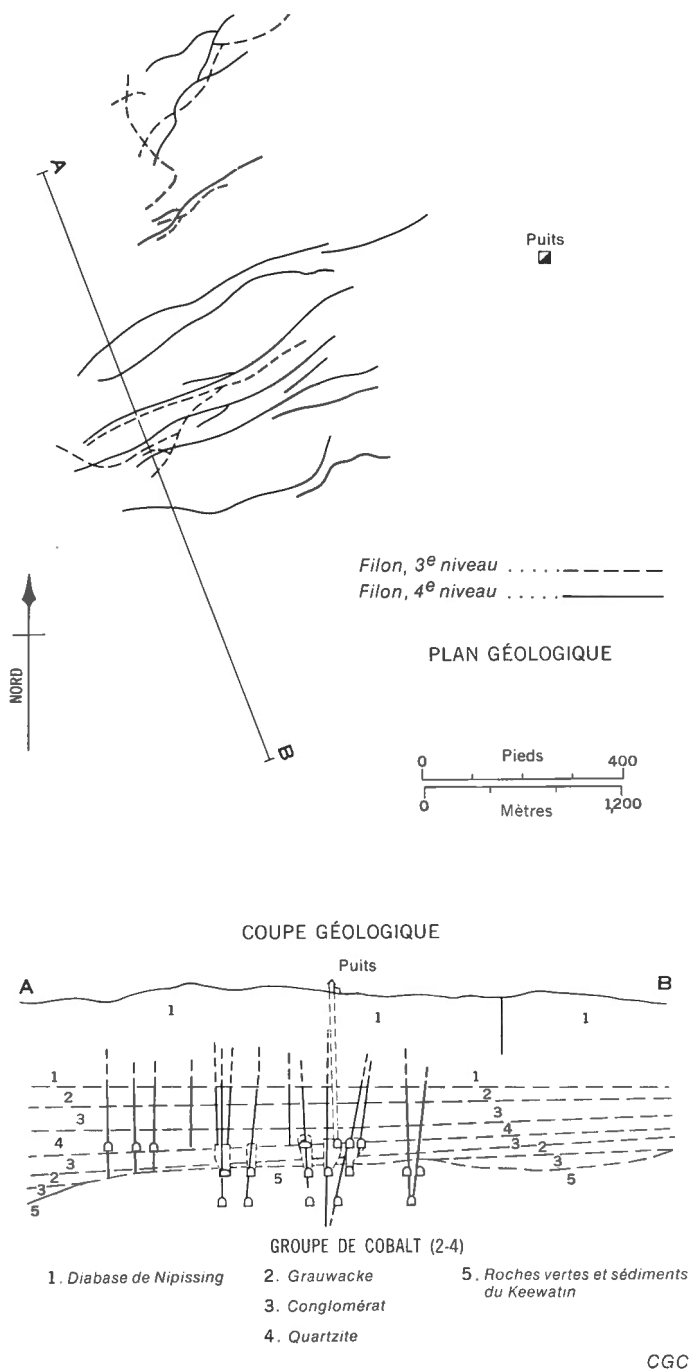


FIGURE V-34. Vue en plan et en section de la géologie de la mine Silverfields, Cobalt (Ont.) (R. W. Boyle).

posée de chlorite du type pennine, d'un peu d'épidote, d'oligoclase, de carbonate, de leucoxène, de quartz, de pyrite et d'apatite. La texture ophitique de la diabase est conservée dans la zone claire, mais non dans la zone foncée. Quelques filons des roches sédimentaires du groupe de Cobalt montrent aussi une zone de faible altération de la roche encaissante (Boyle, 1968). La zone est rarement large de plus d'un pouce, est essentiellement d'un gris décoloré et passe graduellement en les roches sédimentaires vertes. Par endroits, il semble y avoir, près des filons, une zone plus sombre chloritique. La zone décolorée se compose d'un agrégat mat de grains de quartz détritiques, de feldspath fortement altéré en zoïsite, d'abondants carbonates et de beaucoup de chlorite du type pennine. La zone foncée est due à la présence d'une plus grande quantité de chlorite. Les roches sédimentaires non altérées contiennent des grains détritiques de quartz et de feldspath dans une matrice composée de matériau chloritique et d'un peu de carbonate. La texture des zones décolorées ne diffère guère de celle des roches sédimentaires relativement non altérées.

South Lorrain, Ontario. Au point de vue minéralogique, ces gîtes sont essentiellement semblables à ceux de la région de Cobalt. Quelques filons s'étendent dans le filon-couche de diabase de Nipissing, près de son contact supérieur; d'autres se trouvent dans les roches du Keewatin sus-jacentes au filon-couche. A la mine Keeley, un des filons (Wood) était oxydé jusqu'à une profondeur de 600 pieds ou plus. Dans ce filon, il semble que l'argent soit en grande partie d'origine secondaire.

Gowganda, Ontario. La principale mine de cette région est la mine Siscoe. Les gîtes sont semblables à ceux des régions de Cobalt et de South Lorrain, et leurs relations géologiques sont presque les mêmes. S'y trouvent la même suite d'arséniures de nickel et de cobalt, ainsi que les mêmes autres minéraux métallifères courants. Le principal minéral de valeur économique est l'argent natif. Y gît un peu de bismuthinite et, dans quelques filons, de l'hématite. La gangue est formée surtout de calcite, mais quelques filons contiennent plus de quartz que de calcite. L'épidote et l'axinite y sont présents, mais en général ils sont antérieurs aux minéraux métallifères. Les filons sont pour la plupart des filons de remplissage de fractures et sont surtout localisés dans un filon-couche de diabase de Nipissing à 300 ou 400 pieds du contact supérieur de ce filon-couche. Quelques filons producteurs se trouvent dans les roches vertes du Keewatin et les conglomérats du groupe de Cobalt.

Origine des gîtes. L'origine des gîtes de la région de Cobalt et des régions environnantes a fait l'objet de discussions pendant des années et demeure une énigme. Des résumés des hypothèses antérieures sur l'origine de ces gîtes peuvent être trouvés dans les ouvrages de Knight

(1924) et de Moore (1934). La plupart des premiers chercheurs considéraient que la diabase était la source de l'argent et que les filons s'étaient formés lors de la différenciation des filons-couches de diabase. Miller (1913) a étudié ces gîtes pendant bien des années et était en faveur à certains temps de la théorie selon laquelle les métaux provenaient du délavage des roches vertes du Keewatin et autres roches associées, en d'autres temps, il croyait que la diabase et le minerai provenaient d'un seul et même magma.

Whitman (1920, 1928) s'est fait sur l'origine des gîtes de la région de Cobalt une idée différente de celle de la plupart des chercheurs. Il a appuyé, du moins en partie, sa théorie à l'aide d'expériences de laboratoire et a conclu que:

1. Les minerais de cobalt-nickel-argent de la région de Cobalt proviennent, par diffusion et fixation métasomatique, du filon-couche de diabase de Nipissing auquel ils sont associés.

2. Leur mise en place dans leur forme actuelle, au-dessous du niveau des eaux souterraines, était essentiellement le résultat, non de solutions en circulation, mais de migration d'ions à travers des solutions aqueuses presque stagnantes ou en mouvement lent partout dans le filon-couche de diabase. La mise en place s'est effectuée dans les endroits favorables et accessibles dans le voisinage des bordures de la diabase.

3. L'eau minéralisée remplissait les pores, diaclases et fractures de la diabase et des roches environnantes et les ions de matière filonienne s'y déplaçaient, à une température bien inférieure au point de fusion de la diabase et à une pression hydrostatique de plusieurs milliers de pieds.

Boyle (1968) a énuméré plusieurs facteurs qui semblent influencer directement sur la question d'origine. Ce sont:

1. Les gîtes, outre d'argent, sont très enrichis en cobalt, en nickel, en bismuth, en arsenic et en soufre. Il faut donc découvrir la source de tous ces éléments avant de pouvoir formuler une théorie acceptable.

2. La localisation des gîtes est contrôlée par les fractures ou les failles qui coupent toutes les roches de la région, sauf peut-être les dykes de diabase récents. Les filons-couches de diabase de Nipissing étaient entièrement cristallisés avant la mise en place des filons et par suite, les filons-couches de diabase n'ont pu fournir les matériaux des filons par le processus ordinaire de la différenciation.

3. La diabase est absente dans d'autres régions comme celles de Jáchymov (Tchécoslovaquie) et de Kougsberg (Norvège) où des gîtes d'argent natif, de minéralisation identique à celle de la région de Cobalt, ont été découverts. La diabase peut donc ne pas être la source des éléments des filons.

4. De nombreux filons de la région de Cobalt pénètrent profondément dans les roches du Keewatin, tant dans les roches vertes que dans les roches sédimentaires

interstratifiées. Quelques filons s'étendent dans le conglomérat du groupe de Cobalt et dans la diabase de Nipissing, là où ces roches recouvrent les strates sédimentaires du Keewatin.

5. Nombre de roches vertes du Keewatin, spécialement les roches sédimentaires graphiteuses, contiennent d'abondants minéraux sulfures, surtout de la pyrite et de la pyrrhotine. Les sédiments graphiteux renferment également un peu de galène, de blende et de chalcopryrite. On pourrait supposer que ces sulfures ont été introduits, mais leur présence dans des roches sédimentaires semblables dans de nombreuses régions du Bouclier canadien porte à croire qu'ils sont d'origine sédimentaire. Ils ont

subi une recristallisation et, probablement devenus mobiles, se sont déplacés au cours du métamorphisme régional.

Le tableau V-10 donne la teneur en éléments de trace des roches de la région de Cobalt. Les roches sédimentaires pyriteuses noires, interstratifiées avec les roches vertes du Keewatin, contiennent la plus grande quantité de tous les éléments analysés. Cette caractéristique n'est pas unique au district de Cobalt comme le montre les données recueillies dans la région de Yellowknife du district de Mackenzie. Les roches vertes, elles aussi, contiennent une quantité relativement grande de la plupart des éléments trouvés dans les filons de la région de Cobalt. La diabase de Nipissing, dans les régions

TABLEAU V-10

*Analyses des roches provenant de Cobalt et de South Lorrain, Ontario (Boyle, 1968)
(toutes les valeurs sont exprimées en partie par million sauf indication)*

Description des échantillons	Cu	Pb	Zn	Ni	Co	Bi	Ag	As	Sb	S	Au
Échantillon mixte de roches vertes du Keewatin, région de South Lorrain	330	<5	95	130	67	NT	0.30	15	2.5	1,700	ND
Échantillon mixte de roches vertes du Keewatin, région de Cobalt	120	<5	215	105	69	NT	0.19	2	0.5	775	ND
Échantillon mixte de conglomérat et de grauwacke du groupe de Cobalt, région de Cobalt	20	<5	20	60	25	NT	<0.05	<2	<1	180	ND
Diabase de Nipissing: moyennes des valeurs compilées à partir de 36 échantillons extraits par forage de la diabase, township d'Henwood, région de Cobalt	83	<2	70	128	40	<0.05	0.11	<2	<1	590	ND
Échantillon mixte d'ardoise noire pyritifère, de schiste et de grauwacke, du Keewatin, région de Cobalt	420	75	2,400	160	74	0.83	0.83	140	12.5	~6%	ND
Sulfures (surtout de la pyrite avec un peu de pyrrhotine, de chalcopryrite, etc.). Ces sulfures ont été séparés de l'échantillon précédent	750	200	4,400	570	217	NT	5.7	1,150	46	ND	0.128
Sulfures (surtout de la pyrite et de la pyrrhotine). Ces sulfures ont été séparés des roches vertes du Keewatin, région de South Lorrain	ND	ND	ND	1,500	3,000	NT	7	ND	ND	ND	ND
Échantillon mixte d'ardoise noire pyritifère, de schiste, de grauwacke, de tuf, etc., région de Yellowknife (ordre de grandeur en ppm)	<5-400	<5-20	10-1,600	10-110	<5-110	ND	0.33-1.6	<5-15	<1-1.0	~5%	0.01-0.07

Les analyses d'or ont été effectuées par la Direction des mines, Ottawa; les autres par le laboratoire de géochimie de la Commission géologique du Canada.

NT = non trouvé; ND = non déterminé.

où elle échappe aux effets de la minéralisation qui a affecté le district minier de Cobalt, renferme remarquablement peu des éléments filoniens, sauf le nickel et le cobalt. Les conglomérats et les grauwackes du groupe de Cobalt contiennent également peu de la plupart des éléments trouvés dans les filons. Il semble donc que seules les roches sédimentaires et les roches vertes du Keewatin renferment des quantités d'arsenic, d'antimoine et de bismuth facilement disponibles. Du fait que les filons de la région de Cobalt sont peu étendus latéralement et verticalement, leurs éléments métallifères proviennent probablement de sources proches. A mesure de leur élargissement, les fractures attiraient vers elles les éléments les plus mobiles des roches vertes et des roches sédimentaires du Keewatin, à savoir, le nickel, le cobalt, l'arsenic, l'argent, le bismuth, le soufre, le $MgCO_3$ et le $CaCO_3$. La diabase de Nipissing peut avoir fourni un peu de nickel et de cobalt et il est possible que la chaleur concomitante à l'intrusion du filon-couche ait provoqué la migration des éléments. Il est probable aussi que la migration des éléments des filons se soit effectuée par diffusion dans un milieu d'eau non en mouvement, comme l'a suggéré Whitman. Les filons de la région de Cobalt sont donc considérés être essentiellement des gîtes de sécrétion et leurs composants des produits récents de distillation dérivés des roches environnantes.

Thunder Bay, Ontario. Les gîtes d'argent de cette région de l'ouest de l'Ontario s'étendent dans deux zones; la zone «d'argilite grise» ou des «îles», et la zone «d'ardoise noire» ou «continentale» (Oja, 1967). La zone des îles inclut les îles de diabase de l'ouest du lac Supérieur. La zone continentale, large de 4 milles environ, s'étend au nord-est et au sud-ouest de Port-Arthur. Les roches anciennes sont des roches volcaniques métamorphisées de l'Archéen, à fort pendage, des gneiss et des schistes envahis par des granites ou transformés en granite, en gneiss granitique et en migmatite durant l'orogénèse du Kénorani. Ces roches sont recouvertes en discordance par les formations de Gunflint et de Rove du groupe d'Animikie de l'Aphébién recouvertes à leur tour, apparemment en discordance, par les roches sédimentaires de la formation de Sibley de l'Hélikien. Toutes ces formations sont traversées par des filons-couches et des dykes de diabase du Keweenawien et sont déplacées par de nombreuses failles, en majorité à direction nord-est et nord-ouest.

Le gîte le plus important dans la zone des îles est la mine *Silver Islet*, dont la production a atteint plus de 3 millions de dollars d'argent de 1868 à 1884. Elle était la première mine d'argent mise en valeur au Canada. Les mineurs ont dû surmonter des difficultés presque légendaires pour exploiter cette mine située sur un petit îlot rocheux, d'un diamètre de 80 pieds et exposé aux tempêtes du lac Supérieur.

Les filons ont un fort pendage et forment un système qui s'étend surtout dans un dyke de diabase, de 250 pieds de large, qui coupe les couches presque horizontales d'argilite, de grauwacke et d'ardoise du groupe d'Animikie. Le filon principal, large de 8 pieds en moyenne, a été exploité jusqu'à une profondeur de 1,300 pieds. Plus en profondeur, il était à teneur trop faible pour être rentable à cette époque. La gangue se composait surtout de calcite et de dolomite manganésifère avec un peu de quartz et, par endroits, de rhodochrosite et de barytine. Les minéraux métallifères consistaient en de l'argent natif en abondance, de l'argentite, de la galène, de la blende, de la chalcopryrite, de la pyrite, de la marcassite, de la tétraédrite, de la domeykite, de la nickéline, de la cobaltine, de la smaltine, de la breithauptite(?), de la millérite(?) et en d'autres minéraux, peu différenciés, d'arsenic, d'antimoine, de cobalt, de nickel et d'argent. Certaines parties de ce filon renfermaient beaucoup de graphite (ou de matière carbonnée), en d'autres, étaient rencontrées d'assez grandes quantités de méthane et de sulfure d'hydrogène et plusieurs écoulements d'eau salée. Les principaux minéraux secondaires étaient le quartz, la calcite, la barytine, la marcassite, l'annabergite, l'érythrite, la pyrolusite, l'argent natif et la chlorargyrite. Les amas de minerai se présentaient sous forme de masses de minerai prodigieusement riche le long du système de filons et étaient séparés par des étendues de roches plus pauvres.

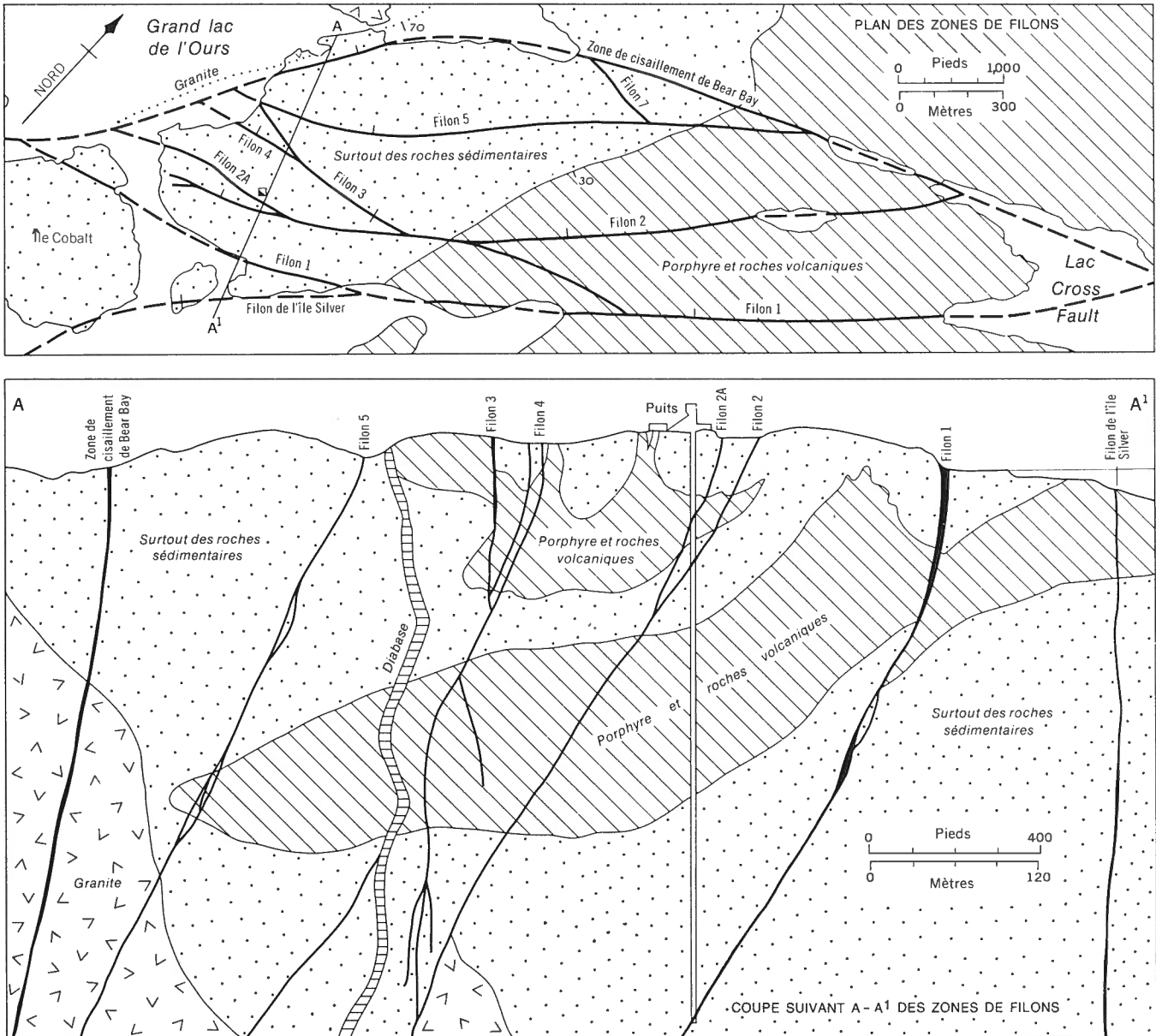
Le filon coupe presque à angle droit le dyke de diabase et il semble que sa présence dans ce dyke soit simplement structurale; il est probable que ce dyke n'a guère joué de rôle dans la minéralisation du filon, bien qu'il ait peut-être fourni certains des éléments de la gangue et peut-être un peu du cobalt et du nickel. Les roches sédimentaires semblent avoir été la source la plus probable des métaux, de l'arsenic, du soufre et de l'abondant graphite.

Les mines et mines probables de la zone continentale comprennent les mines Beaver, Silver Mountain, Badger et Porcupine, Rabbit Mountain, Shuniah, Jarvis, Thunder Bay, 3A et Beck et plusieurs autres. Chacune des trois premières a fourni une production d'environ \$500,000 d'argent. Les roches encaissantes sont surtout des ardoises et des argilites pyriteuses noires, horizontales, de la grauwacke et de la phyllade de la formation de Rove. Ces roches sont traversées par des filons-couches de diabase du Keweenawien et sont coupées de plusieurs failles normales créant de nombreuses buttes, mesas, et cuestas recouvertes par les filons-couches. Les gîtes sont des filons, des masses et des stockwerks irréguliers dans des failles fortement inclinées et des fractures secondaires à direction nord-est ou nord-nord-ouest. La plupart des filons connus se trouvent dans les roches sédimentaires de la formation de Rove, mais certains s'étendent jusque dans les filons-couches de diabase et au moins un, de la mine Shuniah, coupe le complexe de base. Les minéraux de la gangue sont

surtout de la calcite, du quartz blanc, gris-noir et améthystin, de la fluorine, de la barytine et un peu de withérite. Les minéraux métallifères comprennent de l'argent natif, de l'argentite, de la blende, de la galène, de la pyrite, de la pyrrhotine et de la chalcoppyrite. Oja (1967) fait remarquer que la plupart des méthodes géophysiques ont échoué dans la localisation des filons dans la zone continentale. Toutefois, les méthodes géochimiques, utilisant le zinc et l'argent comme indicateurs contenus dans l'humus et le sol, se sont révélées utiles dans cette localisation.

Région du Grand lac de l'Ours, district de Mackenzie. Un certain nombre de gîtes et d'indices d'argent sont connus dans une zone qui s'étend le long de la rive est du Grand lac de l'Ours, vers le sud jusqu'au lac Hottah. Cette zone comprend la mine d'uranium, actuellement épuisée, Eldorado, à Port-Radium. Une description complémentaire sur ce gîte est donnée à la section sur l'uranium.

A la mine *Eldorado* (3), le minerai était extrait de filons et de stockwerks situés dans des failles, des zones de cisaillement et des fractures qui coupent toutes les roches consolidées de la région (fig. V-35). Toutefois, la plu-



CGC

FIGURE V-35. Vue générale en plan et en section de la géologie de la région avoisinante de la mine Port Radium, Port-Radium (T.N.-O.) (Campbell, 1957).

part des gîtes producteurs étaient surtout dans la partie inférieure du groupe d'Echo Bay, mais certains étaient dans la granodiorite et autres roches granitiques. La gangue se composait surtout de quartz et d'hématite, avec un peu de carbonate, généralement de la calcite. Dans certains filons, le minéral de valeur était la pechblende; dans d'autres, c'était l'argent natif. D'autres minéraux métallifères comprenaient une grande variété d'arséniures et de sulfures de cobalt et de nickel, ainsi que de la chalcopryrite, de l'argentite, de la galène, de la molybdénite, de la pyrite et du bismuth natif. Les minéraux secondaires étaient les ocres rouge et orangé uranifères, l'azurite, la malachite, l'érythrine, l'annabergite et différents oxydes de manganèse. Campbell (1957) a reconnu à la mine Eldorado 5 stades de minéralisation: 1) hématite, quartz; 2) pechblende, quartz, hématite; 3) quartz, arséniures et sulfures de cobalt et de nickel; 4) sulfures de cuivre, chlorite, dolomite; 5) carbonate, argent, bismuth, chalcopryrite. Cette succession ressemble un peu, avec certaines différences, à celle des mines de Jáchymov (Tchécoslovaquie). Les gîtes de ce type sont caractérisés par le stade du quartz et de l'hématite, puis celui de la pechblende et des arséniures de nickel et de cobalt, et comme stade tardif, celui du bismuth et de l'argent. Les altérations principales reconnues dans les filons de Port-Radium sont l'argilisation, la chloritisation, l'hématitisation et la carbonatation. Certains filons montrent aussi un peu de silicification, de sulfidation, et de formation d'apatite.

La mine *Echo Bay* (2), située à un mille au nord-est de Port-Radium, est une mine productrice d'argent. Les gîtes sont dans des filons irréguliers dans des zones de fractures et de cisaillement, dans du tuf, de la dacite, du porphyre à feldspath, et des roches sédimentaires stratifiées à grains fins du groupe d'Echo Bay (Thorpe, 1966). On a exploré quatre filons principaux à direction nord-est, longs de quelques centaines de pieds à plus de 1,000. La plupart ont un fort pendage nord et une largeur de quelques pouces à cinq pieds. La gangue se compose surtout de carbonate manganésifère et de quartz. Les minéraux métallifères comprennent des arséniures et des sulfures de nickel et de cobalt, de la pyrite, de la galène argentifère, de la blende, de la chalcopryrite, de l'argent natif, de l'acanthite (argentite) et de la stromeyérite. Plusieurs stades de minéralisation sont évidents. En 1965, la production a atteint 1,408,246 onces d'argent extraites de 35,609 tonnes de minerai. On extrait aussi un peu de cuivre et de plomb.

Dans la région du Grand lac de l'Ours, un certain nombre de filons d'argent ont fait l'objet de quelques études dans le passé, mais aucun d'eux n'a été exploité. Les gîtes d'argent *Camsell River* sur la rivière Camsell (Lord, 1951) sont des filons et des stockwerks dans des zones de

fractures et de cisaillement, dans des tufs et agglomérats andésitiques, dans de la diabase et du porphyre à feldspath et à quartz. Le minéral de valeur, l'argent natif, se trouve dans une gangue de quartz et de carbonate. Un certain nombre de filons contiennent des arséniures et des sulfures de nickel et de cobalt, du bismuth natif et de la bismuthinite, un peu de pyrite, de chalcopryrite, de blende et de galène. Les filons contiendraient de l'hématite et un peu de pechblende. Les filons sur la rive nord du lac *Contact* s'étendent dans des zones de fractures et de cisaillement dans de la granodiorite, probablement de l'Aphébién (Furnival, 1939; Lord, 1951). La gangue se compose de quartz et de carbonate et les minéraux de valeur sont l'argent natif et la pechblende. Les autres minéraux métallifères sont les arséniures et les sulfures de nickel et de cobalt, l'arsénopyrite, les sulfures ordinaires des métaux communs, le bismuth natif, la bismuthinite, la pearcécite, la stromeyérite, l'argentite et la hessite.

Métaux du groupe platine

Les métaux du groupe platine comprennent le platine, le palladium, l'iridium, l'osmium, le rhodium et le ruthénium. Au Canada, ces métaux sont obtenus seulement comme sous-produit du traitement des minerais de nickel et de cuivre. La majeure partie vient des mines de Sudbury (Ont.) et de Thompson (Man.). Une faible production est obtenue des concentrés expédiés à Sudbury de Gordon Lake (Ont.) et de Belleterre (Québec).

La sperrylite, biarséniure de platine disséminé en petites quantités dans les minéraux sulfures, contient du platine et un peu de rhodium. Dans les minerais des mines de Sudbury, on a identifié de rares cristaux de bismuthiures de palladium. Les métaux du groupe platine sont en solution solide, en petites quantités dans les différents arséniures de cuivre et de nickel qui, généralement, sont plus abondants dans les secteurs riches en cuivre des masses de minerai. La teneur moyenne de ces métaux dans les minerais de Sudbury est de 0.025 once par tonne, dont environ la moitié est du platine. En 1929, dernière année pour laquelle on dispose de chiffres relatifs à chacun des métaux, la production était de 12,474 onces de platine, de 12,231 onces de palladium, de 3,037 onces de rhodium, de 1,376 onces de ruthénium, de 497 onces d'iridium et pas d'osmium. En 1965, un procédé de récupération de l'osmium était mis au point. Depuis 1920, la production se répartit presque également entre le platine et les autres métaux du groupe. La production en 1966 était de 396,059 onces troy. La production globale au Canada, jusqu'à la fin de 1966, a atteint 11,187,500 onces troy.

LES MÉTAUX DE MOINDRE IMPORTANCE

Arsenic

L'arsénopyrite est généralement associée aux minerais d'argent et de cobalt et toute la production canadienne en arsenic blanc raffiné est obtenue de ces minerais. En 1966, on a récupéré 350 tonnes d'anhydride arsénieux comme sous-produit des minerais d'argent et de cobalt de la région de Cobalt (Ont.). Dans l'ouest du Québec, aux mines O'Brien et Beattie-Duquesne, antérieurement à 1966, de l'anhydride arsénieux impur était récupéré au cours du traitement des minerais d'or.

Béryllium

Des indices de béryllium sont largement répandus dans les provinces des Esclaves, du lac Supérieur et de Grenville du Bouclier canadien et également dans les provinces de Churchill et de Nain. La plupart se trouvent dans des dykes de pegmatite granitique et le béryllium se présente sous forme de béryl ou, rarement, sous forme de chrysobéryl et autres minéraux. La plupart des dykes les plus riches en béryllium dans les provinces des Esclaves et du lac Supérieur contiennent aussi des minéraux de lithium. Ces dykes font partie d'une zonalité à l'échelle régionale ou présentent une zonalité interne. Les plus importantes de ces régions sont le district de *Preissac-Lacorne* (Québec) (fig. V-36), celui de *Cat Lake-rivière Winnipeg* (Man.) et celui de *Yellowknife-Beaulieu River* (district de Mackenzie). Toutefois, le béryllium se rencontre en beaucoup plus d'endroits que le lithium, mais on ne l'a pas encore trouvé en concentration comparable à celles du lithium. Certaines pegmatites à béryl sont associées à la molybdénite, comme à *Lacorne* (28) où une faible quantité de béryl est obtenue comme sous-produit de l'exploitation de la molybdénite. C'est actuellement la seule production de béryl au Canada. On trouve aussi du béryl associé à la molybdénite dans la vieille mine avoisinante, *Height of Land*.

Dans le Bouclier, quelques indices de béryllium ne sont pas dans des pegmatites, par exemple, l'unique gisement de métasomatose alcaline du *lac Seal* (Labrador). On trouve de la barylite et de l'eudidymite en grains fins dans des zones de paragneiss riche en soda renfermant des intrusions syénitiques. Dans certaines zones, la teneur moyenne en BeO est de 0.35 à 0.40 p. 100. S'y trouve également du niobium, ainsi qu'un peu de zinc et des minéraux de terres rares. La plupart des autres indices de béryllium sont associés aux intrusions granitiques. Les pegmatites à béryl, sauf celles caractérisées par l'association lithium-béryllium, n'ont pas en général de zonalité ou leur zonalité est grossière, bien que le béryl soit le plus souvent concentré dans ou près de la partie centrale riche en quartz de la pegmatite. Le béryl est généralement associé à la muscovite et à l'albite cleavelandite du type en plaques. Dans les districts à zonalité régionale, la plupart des pegmatites à béryl sont plus rapprochées des mas-

ses de granite apparenté que ne le sont les dykes de pegmatite simple ne renfermant que du spodumène. Dans les pegmatites complexes caractérisées par l'association lithium-béryllium, le béryl est concentré surtout dans les zones extérieures intermédiaires ou dans les zones des épontes, bien que les zones les plus au centre, riches en lithium, et autres zones renferment aussi un peu de béryl alcalin récent.

Actuellement, aucun gîte n'est exploité uniquement pour du béryllium, mais on en récupère à la courroie de triage des stériles à la mine de molybdénite à *Lacorne*. Il y a quelques années, une ou plusieurs expéditions de béryl, totalisant une cinquantaine de tonnes à teneur moyenne de 0.25 p. 100, ont été extraites de dykes dans le township de *Lyndoch*, près de *Quadeville* (Ont.). De petites quantités de béryl ont été récupérées de plusieurs pegmatites de la région de la rivière *Winnipeg* (Man.). Également, du béryl était récupéré des propriétés minières *Moose* et *Best Bet* et probablement de *Peg Tantalum*, dans la région de *Yellowknife-Beaulieu* (T. N.-O.).

Bismuth

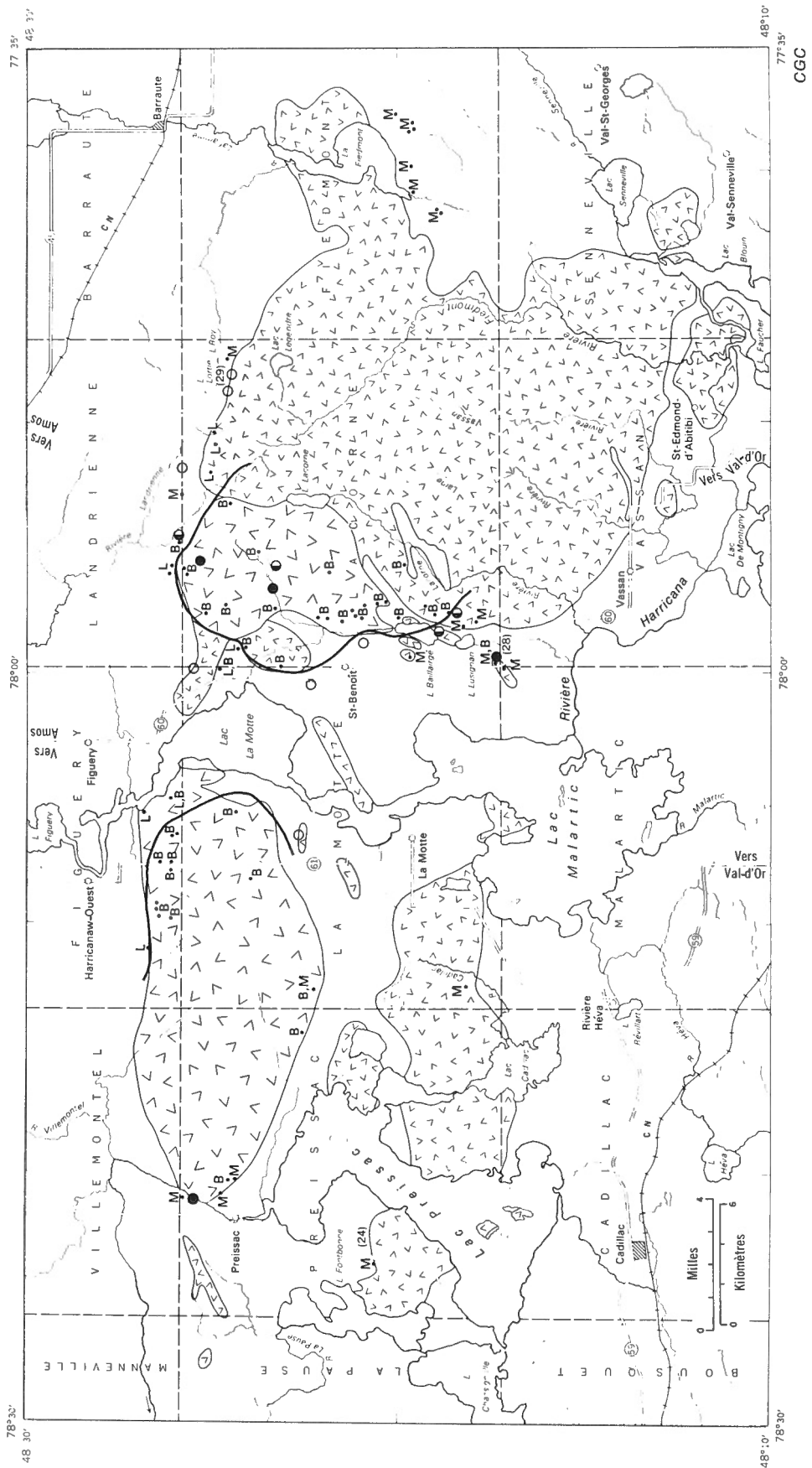
Le bismuth entre dans la fabrication de produits pharmaceutiques et de composés chimiques. Il est surtout récupéré comme sous-produit des gîtes de molybdène de *Preissac* (24b) et de *Lacorne* (28) (Québec), où il se présente sous forme de bismuth natif ou de sulfure de bismuth, la bismuthinite. De faibles quantités sont également récupérées des minerais d'argent et de cobalt. Les gîtes se trouvent dans des filons de quartz et dans des roches intrusives de composition granitique ou intermédiaire qui renferment des quantités variables de feldspath, de mica, de bismuth, de bismuthinite, de molybdénite et de sulfures de fer.

Cadmium

Un quart de la production du cadmium au Canada en 1966 provenait du Bouclier. Le cadmium se présente comme composant mineur de la blende, dans laquelle sa teneur ordinaire varie de 0.1 à 0.3 p. 100, mais elle peut atteindre parfois 0.7 p. 100. Généralement, sa teneur varie en raison inverse de la teneur en fer de la blende. On récupère du cadmium des concentrés de zinc des régions de *Flin Flon* (Manitoba et Saskatchewan), de *Manitouwadge* (Ont.) et de *Matagami* et de *Noranda* (Québec). Ce métal s'emploie surtout dans le blindage de l'acier et la fabrication des pigments.

Caesium

Les gîtes de caesium sont rares. Le gîte de *pollucite* de la *Chemalloy Minerals* de la région de la rivière *Winnipeg* (Man.) est le plus gros et le plus riche des gîtes de



CONCESSIONS DÉCRITES DANS LE TEXTE

- (24) Preissac Molybdénite
- (28) Molybdénite Corporation (Lacorne)
- (29) Québec Lithium

Emplacement de pegmatite, d'aphte, ou de filon ●
 Indice en majorité de béryllium ○
 Indice important de lithium ○
 Indice combiné de béryllium et de lithium ○
 Indice peu important de béryllium, de lithium B.L
 Molybdénite M

Principales régions de granite à muscovite [Symbol: box with > ^ <]
 Autres roches granitoïdes du batholite de Preissac-Lacorne [Symbol: box with > ^ <]
 Limite de zones [Symbol: wavy line]

FIGURE V-36. Zonalié régionale des indices de lithium et de béryllium de la région de Preissac-Lacorne (Québec) (R. Mulligan).

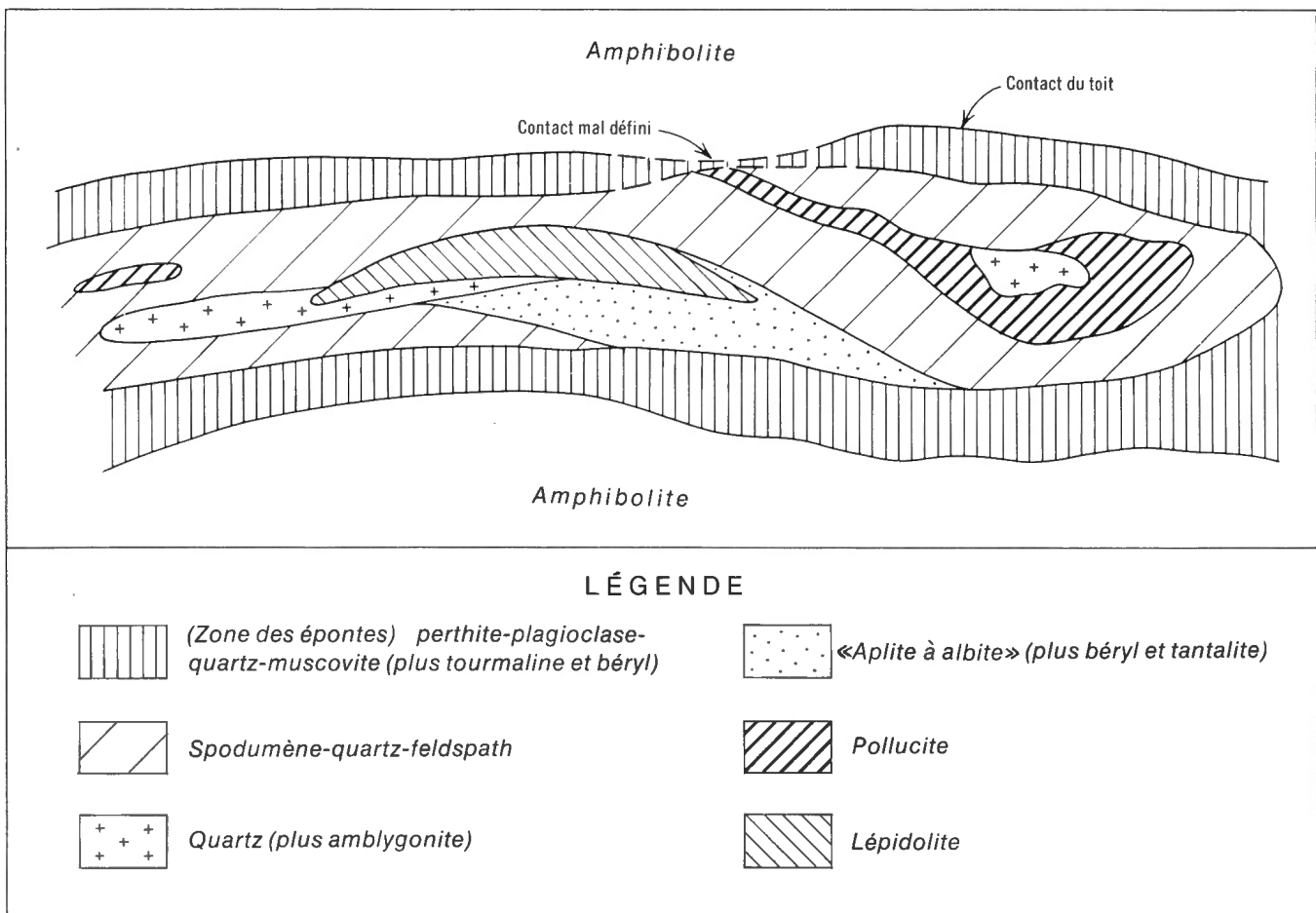
caesium connus (fig. V-37). Il contient environ 300,000 tonnes de minerais exploitables à teneur moyenne de plus de 20 p. 100 en Cs_2O . La pollucite se présente dans les zones intérieures d'une pegmatite très complexe, où elle est associée au spodumène et à la lépidolite. Un peu de pollucite se trouve dans une pegmatite complexe de la région de Lacorne et on a signalé qu'il s'en trouve en faibles quantités ailleurs dans des pegmatites à spodumène.

Lithium

Des indices de lithium sont nombreux dans les zones de roches métasédimentaires et métavolcaniques de l'Archéen, des provinces du lac Supérieur et des Esclaves. Les principales régions de lithium se trouvent près de Lacorne (Québec), de Nipigon (Ont.), de la rivière Winnipeg (Man.) et de Yellowknife (district de Mackenzie). D'autres régions importantes sont celles d'East Braintree-lac West Hawk (Man.), du lac La Croix, du lac Root, de Dryden et du lac Zig-Zag (Ont.), du lac Expanse et du lac Assinica (Québec). A l'exception des indices de

lithium de la région du lac Herb, dans la province de Churchill, près de la limite avec la province du lac Supérieur, les indices de lithium sont rares dans les provinces tectoniques les plus récentes du Précambrien. Tous les gîtes de lithium se trouvent dans des roches modérément ou fortement métamorphosées, près de leur contact avec des intrusions de granite. Le principal minéral de lithium est le spodumène; toutefois, certaines pegmatites complexes des régions de la rivière Winnipeg et de Yellowknife renferment d'importantes quantités d'amblygonite et de lépidolite. La pétalite est rare; de petites quantités se trouvent dans quelques pegmatites de la région de la rivière Winnipeg. Nombre de gîtes contiennent plusieurs millions de tonnes de minerai de lithium à 1.2 p. 100 ou plus de Li_2O .

La plupart des indices de lithium se trouvent dans des dykes de pegmatite sans zonalité. Ces dykes contiennent des cristaux de spodumène longs de quelques pouces, orientés perpendiculairement aux épontes et répartis uniformément entre elles. D'autres indices de lithium sont des masses à zonalité bien définie. Les zones le long



CGC

FIGURE V-37. Coupe verticale schématique de la pegmatite de la Chemalloy Minerals Limited basée sur plusieurs coupes (R. Mulligan).

des épontes sont tourmalinisées, les zones intermédiaires sont à feldspath-quartz-muscovite et renferment du béryl et les zones intérieures sont riches en spodumène. Celles-ci contiennent en certains endroits des «noyaux» d'amblygonite-quartz et des feuillet de lépidolite. Dans ces masses, le spodumène est fréquemment à grain grossier et orienté en tous sens. La plupart des pegmatites à zonalité sont des nappes faiblement inclinées, tandis que la plupart des pegmatites sans zonalité ont un fort pendage. Une zonalité régionale est apparente dans certaines régions, notamment celles de Lacorne (fig. V-36) et de Yellowknife, où les pegmatites à spodumène sans zonalité sont plus éloignées des parties centrales des batholites de granite associés, que les pegmatites à béryl, sans lithium, et les pegmatites complexes à lithium-béryllium.

Dans la région de Pressac—Lacorne (Québec), la *Quebec Lithium* (29) exploite une pegmatite à spodumène sans zonalité. Une zone longue de 8,000 pieds et large de 2,000 pieds contient de nombreux dykes de pegmatite presque parallèles, dont certains ont jusqu'à 2,000 pieds de long et 100 pieds d'épaisseur avec un pendage de modéré à fort. Les dykes sont dans des roches vertes amphibolitiques en surface et passent en profondeur dans de la granodiorite; leur teneur et leur texture sont remarquablement homogènes. On estime que les réserves de minerai, dans les environs du puits seulement, s'élèvent à 15 millions de tonnes, à teneur moyenne de plus de 1.2 p. 100 en lithium. L'exploitation et le traitement du minerai, à raison d'environ 1,000 tonnes par jour, ont commencé en 1955. En 1960, une usine chimique a été construite sur la propriété, en vue de la production de carbonate et d'oxyde hydraté de lithium. Depuis quelques années, l'usine produit annuellement plus d'un million de tonnes de concentré de lithium, évalué à plus de 1.1 million de dollars.

Dans la région de la rivière Winnipeg (sud-est du Manitoba), il y a plusieurs pegmatites complexes avec zonalité. La mine *Chemalloy Minerals* consiste en un feuillet lenticulaire en forme de dôme, presque horizontal, long de 2,500 pieds, large de 1,500 pieds et épais de 250 pieds dans la partie centrale de la région explorée (fig. V-37). La partie intérieure de la zone intermédiaire de ce feuillet consiste en un assemblage de spodumène-quartz-feldspath, dont les épontes sont une zone à perthite-plagioclase-quartz-muscovite, avec tourmaline et un peu de béryl. La zone intermédiaire de spodumène, à son tour, entoure presque entièrement des noyaux pisiformes de quartz contenant un peu d'amblygonite, des lentilles riches en lépidolite et en minéral de caesium, la pollucite, et une couche d'aplite à albite contenant du béryl récent et de la wodginite, minéral rare d'étain et de tantale. En 1960, une usine moderne était construite et de nombreux travaux de mise en valeur étaient entrepris, mais la production s'est limitée à de petites expéditions, la plupart en vue d'essais avant la fermeture de la mine. On a estimé des réserves à environ 5 millions de tonnes de minerai, à 2 p. 100 de Li_2O en moyenne. Ces réserves étaient à

majorité du minerai de spodumène et contenaient un peu de minerai de lépidolite et de pollucite.

Magnésium et magnésie

Les besoins de la défense et de l'industrie des transports ont suscité une très forte demande de magnésium métallique, notamment pour la production d'un alliage d'aluminium employé dans la construction des avions et pour le raffinage d'autres métaux. Le gîte de Haley, près de Renfrew (Ont.), mis en production en 1942, est le seul gîte producteur au Canada de magnésium et de calcium métallique. L'exploitation est à ciel ouvert dans une dolomie d'une exceptionnelle pureté du groupe de Grenville; elle est limitée d'un côté par du quartzite et de l'autre, par des paragneiss. La dolomie est calcinée en magnésium suivant le procédé Pidgeon au ferrosilicium, puis affinée. Depuis 1955, la production annuelle a varié assez régulièrement entre 6,000 et 9,000 tonnes. En 1966, elle s'est élevée à 6,786 tonnes.

La magnésie est obtenue de la magnésite et de la brucite et entre surtout dans la fabrication des produits réfractaires de nature basique. La magnésie produite au Canada provient exclusivement du Bouclier et seulement de régions recouvertes de roches sédimentaires de Grenville. On extrait, à *Kilmar* (48) (au Québec), de la magnésite dolomitique et un calcaire à brucite d'une carrière à *Wakefield* (44) (Québec). La composition du calcaire à brucite fait croire à l'action d'un métamorphisme thermique sur une dolomite pure. Une partie du minerai extrait a été expédié à Arvida (Québec) pour sa conversion en chlorure de magnésium, puis en magnésium métallique, mais la majeure partie était traitée à Wakefield pour la magnésie. On produit aussi à Wakefield de l'oxyde hydraté de magnésium, utilisé dans la fabrication de la pâte et du papier suivant le procédé Magnéfite. Depuis 1955, la valeur de la production moyenne de magnésite et de brucite a oscillé entre 3 et 3.5 millions de dollars par an. En 1966, elle a atteint \$3,948,599.

Molybdène

Le molybdène se trouve dans la molybdénite contenue dans des pegmatites, dans des filons de quartz, sous forme de disséminations dans du granite et de la syénite, dans des roches skarns et dans des gîtes de sulfures, notamment les gîtes de porphyre de cuivre. Le molybdène est surtout utilisé dans la fabrication de l'acier.

Bien qu'il existe plusieurs petits gîtes de molybdène dans le Bouclier, la majeure partie de la production a été obtenue des gîtes de la région de Preissac-Lacorne (Québec), dans la province du lac Supérieur. Les gîtes de Preissac-Lacorne se trouvent dans des pegmatites et dans des filons de quartz près de masses granitiques apparentées au batholite de Preissac-Lacorne. Ils appartiennent à la zone extérieure d'une zonalité régionale déterminée par des pegmatites de lithium et de béryllium (fig. V-36). A la mine

Lacorne (28), des filons pegmatitiques de molybdénite et des filons de quartz, d'âge légèrement différent, forment un système complexe de filons dans du schiste micacé coupé par de nombreux dykes de granite, près d'un stock ou filon-couche de granodiorite. La teneur en MoS_2 du minerai extrait a varié de 0.5 à 0.25 p. 100. Le bismuth est un important sous-produit et les filons pegmatitiques contiennent un peu de béryl. De 1944 à environ 1963, la mine *Lacorne* était le seul producteur important de molybdène au Canada. Les gîtes de la péninsule Indian sont des filons pegmatitiques et des filons de quartz semblables à ceux de la mine *Lacorne* et sont reliés surtout aux phases de granite à muscovite d'une des protubérances sud du batholite. On les a exploités par intermittence au cours de la Seconde Guerre mondiale. La mine de molybdénite *Preissac* (24b) a été mise en production en 1965. Elle comprend la mine de molybdénite *Old Indian* où au début étaient exploités des filons de quartz situés entre deux failles dans le granite.

Dans la province de Grenville, les indices de molybdène sont nombreux et de types variés, mais une exploitation notable, surtout au cours de la Première Guerre mondiale, s'est limitée à quelques gîtes du comté de Renfrew (Ont.) et près de Quyon et de Maniwaki (Québec). Ces gîtes se trouvent dans une zone renfermant du calcaire cristallin coupé par des intrusions de syénite et de compositions différentes. Les types les plus caractéristiques de ces gîtes sont des roches skarns du type pyroxénite renfermant de la pyrite, de la pyrrhotine et de la molybdénite. Les mines *Hunt* et *Spain*, dans le comté de Renfrew et les gîtes près de Maniwaki appartenaient en majorité à ce type. A la mine *Moss*, près de Quyon, la molybdénite se présentait surtout sous forme de disséminations dans un complexe de syénite et associée à du feldspath, à du quartz, à de la fluorine, à de la magnétite et à des sulfures. La mine *Moss* a été durant un temps donné au cours de la Première Guerre mondiale le plus gros producteur de molybdène au monde. Remise en production au cours de la Seconde Guerre mondiale, elle a fourni jusqu'en 1944 environ 150 tonnes de minerai par jour, à teneur en MoS_2 d'environ 0.2 p. 100.

Sélénium et tellure

Le sélénium et le tellure sont récupérés comme sous-produits lors de l'affinage électrolytique du cuivre à partir des minerais de nickel-cuivre de *Sudbury* (Ont.) et de *Thompson* (Man.), et des minerais de cuivre des régions de *Noranda* (Québec) et de *Flin Flon* (Man.). Jusqu'à l'ouverture de la mine de la *Gaspé Copper Mines Ltd.* en 1955, tout le sélénium et le tellure produits au Canada provenaient du Bouclier.

Tantale et niobium

Les gîtes pegmatitiques de tantalite-colombite étaient autrefois la principale source de niobium (ou colombium)

et de tantale; actuellement, la plus grande partie du niobium provient de complexes alcalins.

La colombite-tantalite est un composant mineur de la plupart des pegmatites riches en lithium et béryllium du Bouclier, mais elle ne se trouve en quantités notables que dans quelques dykes, surtout dans ceux des principales régions riches en lithium et béryllium. La seule production enregistrée provenait de la région de *Yellowknife-Beaulieu*. Près du *lac Ross* des pegmatites à feldspath-quartz-muscovite, riches en béryl, ont fourni 3,750 livres de concentrés de tantalite-colombite extraits de 940 tonnes de roches tirées d'excavations en 1946 et 1947. Près du chenal *Hearne*, des pegmatites à zonalité de lithium et béryllium ont donné 2,600 livres de concentrés de tantalite-colombite, en 1946 et 1947, et 39,100 livres de concentrés lors du traitement de 18,928 tonnes, en 1953 et 1954. Dans la région de la rivière *Winnipeg*, la pegmatite à zonalité de la mine *Chemalloy Minerals* du lac *Bernie* renferme de la colombite-tantalite et de la woginite, minéral rare d'étain et de tantale, dans la zone interne d'albite.

Les plus grosses réserves de niobium sont associées aux complexes ignés alcalins. Ce sont des masses plus ou moins circulaires, composées de diverses roches, y compris des syénites riches en sodium et en néphéline, des ijolites, des jacupirangites, des roches carbonatées et des roches carbonatées métasomatisées. Les gîtes sont dans les complexes et dans les roches encaissantes félicitées. Les minéraux de niobium comprennent le pyrochlore, le pyrochlore renfermant de l'uranium, la bétafite, la colombite, l'ilménorutile, la pérovskite et la niocalite. Les minéraux accessoires comprennent l'apatite, la magnétite, la biotite, le pyroxène sodique, la hornblende sodique, la pyrite et la pyrrhotine. Les plus gros gîtes se trouvent dans l'intrusion montérégienne d'*Oka* (Québec), du Crétacé. D'autres gisent dans la partie centrale de la province du lac Supérieur, le long d'une zone s'étendant au nord du lac Supérieur au-delà de *Kapuskasing*. A *Oka* (49) (Québec), la production de concentrés de niobium a commencé en 1961. En 1965, les expéditions de concentrés de pyrochlore ont atteint 2.3 millions de livres d'oxyde pentavalent de colombium contenu, d'une valeur de \$2,350,000. L'estimation des réserves de ce gîte atteint 62.7 millions de tonnes de minerai à teneur moyenne de 0.4 p. 100 en Cb_2O_5 .

Étain

Aucun gîte d'étain de valeur économique n'a été découvert dans le Bouclier canadien. Près du lac *Sproule* et du chenal *Hearne*, dans la région de *Yellowknife-Beaulieu*, quelques pegmatites contiennent du minerai à teneur appréciable en étain. Les concentrés de tantale-colombium obtenus du minerai de la mine *Best Bet* auraient une teneur de 13.4 p. 100 en étain. Dans la région de la rivière *Winnipeg*, près des lacs *Bernic* et *Shatford* (Man.), on a tenté d'exploiter des pegmatites pour l'étain. A la mine *Chemalloy Minerals*, près du lac *Bernic*, la

zone d'aplite à albite d'une pegmatite complexe (fig. V-37) contient de la wodginite, minéral rare de tantale et d'étain, ainsi qu'un peu de cassitérite. Au lac Red Sucker au nord-est du Manitoba un dyke d'albitite contient de la cassitérite.

Tungstène

La scheelite, tungstate de calcium, est le principal minéral de tungstène dans le Bouclier. Elle se trouve surtout dans les minerais d'or et également dans les filons de quartz de la région de Yellowknife-Beaulieu (T.N.-O.). On n'a pas encore trouvé de gîte de teneur suffisante pour être exploité pour le tungstène seulement, mais pour répondre aux besoins de guerre, on a séparé des minerais

d'or, les quantités relativement petites de scheelite qui s'y trouvaient. A la mine Hollinger, dans la région de Porcupine (Ont.), où se trouvent peut-être les plus gros gîtes de scheelite, la société a construit une usine d'une capacité de traitement quotidien de 135 tonnes de minéral; cette usine traitait également le minéral expédié par les autres mines de la région. On a récupéré dans le passé un peu de tungstène d'un gîte sur les îles Outpost dans le Grand lac des Esclaves. Le minéral contenait de l'or, du cuivre, du tungstène et de l'étain, mais des difficultés ont surgi dans la préparation d'un concentré de tungstène satisfaisant. Le principal minéral de tungstène du gîte est la ferberite, un tungstate de fer; sa teneur en tungstène serait d'environ 1 p. 100.

LES MINÉRAUX INDUSTRIELS

Apatite

L'apatite, phosphate tricalcique, était extraite un certain temps en quantité considérable pour la fabrication de l'engrais superphosphate. Vers 1900, cependant, la plupart des mines d'apatite ont fermé. La faible quantité d'apatite produite depuis était un sous-produit de l'exploitation du mica et utilisée surtout à la fabrication du phosphore. La production en 1941, d'environ 2,500 tonnes, était la plus élevée depuis nombre d'années. Depuis 1951, il n'y a eu aucune production au Canada. Presque toute l'apatite était extraite de Cantley (Québec), au nord d'Ottawa, et des environs de Kingston (Ont.). Elle se trouvait dans des poches irrégulières dans une pyroxénite formée par l'altération de calcaires cristallins du groupe de Grenville.

Amiante

De 1950 à 1964, de petites quantités d'amiante étaient extraites de la mine Munro, près de Matheson (Ont.) et, depuis, de la mine Hedman. La production annuelle à la mine Munro a varié entre 25,000 et 30,000 tonnes et à la mine Hedman, en 1966, elle s'est élevée à 1,700 tonnes.

Le gîte de la mine Munro se trouvait dans un filon-couche de roches mafiques différenciées à pendage vertical, épais d'environ 1,000 pieds, et intrusif dans des roches volcaniques du Keewatin. La moitié sud du filon-couche, où la masse de minéral affleure, se compose de dunite et de péridotite serpentinisées; ces roches sont entourées de roches à carbonate et talc, qui s'épaississent en profondeur. Des filons d'amiante s'étendaient dans la partie centrale du filon-couche de roches ultramafiques ou dans la péridotite adjacente serpentinisée où l'amiante était associée à une serpentine grenue, d'un vert moyen à clair. Les fibres, d'une longueur d'environ un pouce, étaient le plus souvent rêches mais flexibles. Les filons formaient un système rectangulaire et étaient formés d'un ou de deux systèmes de fibres transversales.

De petites masses de serpentine à veinules d'amiante sont fréquentes en de nombreux endroits dans le groupe de Grenville, au nord et à l'est d'Ottawa. Ces masses étaient, suivant les opinions, soit des intrusions de péridotite, soit du calcaire cristallin métamorphisé. Les fibres sont de haute qualité, contiennent peu de fer et sont généralement exemptes de magnétite. L'exploitation de ces gîtes a été tentée de temps à autre, mais ils sont trop petits. Entre 1883 et 1927, on a exploité d'une façon intermittente de gros gisements d'actinolite, près du village d'Actinolite (Ont.). Il semble que ce minéral se trouve dans un basalte ou une autre roche verte altérée par l'intrusion de gneiss granitiques. Toutefois, comme d'autres parties de la zone de roches vertes contiennent de la dolomite ou du carbonate ferrugineux, il est possible que cette roche soit du calcaire cristallin altéré.

Ailleurs dans le Bouclier, de petits gîtes d'amiante de variété chrysotile sont connus, mais aucun d'eux ne s'est révélé rentable, bien que plusieurs aient livré de faibles quantités d'amiante, spécialement ceux de la zone de serpentine d'Abitibi dans le nord de l'Ontario. Dans le township de Bannockburn (Ont.), on a extrait une petite quantité d'amiante d'un petit gîte de nature exceptionnelle. Les veinules d'amiante s'étendaient dans une zone de rhyolite fracturée au contact d'une masse de péridotite très serpentinisée. Dans la région de l'Ungava du Nouveau-Québec, d'importants travaux de traçage sont exécutés à la mine Asbestos Hill, dont on a estimé les réserves à 20 millions de tonnes de minéral. Près du lac Knob (Québec), plusieurs indices de crocidolite, amiante bleue, sodique et ferrugineuse, ont été découverts et sont en cours d'exploration.

Corindon

Le corindon est un composant des syénites à néphéline de la province de Grenville du sud-est de l'Ontario. Il se présente dans des dykes larges de 18 pieds au plus,

surtout comme composant des syénites alcalines rougeâtres et de leur faciès pegmatitique. En certains endroits, il forme jusqu'à 10 p. 100 de la roche, mais la teneur moyenne de la roche après traitement était de 5 à 6 p. 100. L'extraction du corindon a commencé aux environs de 1900 et la production a atteint son maximum en 1906. De 1900 à 1921, les expéditions de ce minéral ont totalisé 19,524 tonnes. En 1946, à la mine Craigmont, le traitement des anciens stériles était suspendu; depuis, la mine n'a effectué aucune expédition de corindon. Durant les deux années d'exploitation, la mine a expédié aux États-Unis environ 2,600 tonnes de concentrés.

Feldspath

Au cours des dix dernières années la syénite à néphéline a remplacé le feldspath en verrerie. Le feldspath est employé actuellement comme fondant et dans la fabrication de la céramique. Il est extrait de dykes pegmatitiques, en général, des mêmes endroits que l'apatite et le mica. Au Canada, les aires productives étaient les régions de Kingston et de Bancroft (Ont.), de Gatineau et de Buckingham (Québec). En 1966, le seul producteur était la mine Derry, près de Buckingham, où le feldspath était extrait d'un gros dyke et trié à la main. En 1959, toute exploitation du feldspath de la région de la baie Johan Beetz (Québec), a cessé ainsi que sa récupération comme sous-produit de l'extraction du spodumène dans la région de Val-d'Or au Québec également. D'un maximum de 55,000 tonnes atteint en 1948, la production annuelle s'est stabilisée en moyenne à 20,000 tonnes jusqu'en 1959, puis à 10,000 depuis. En 1966, la production était de 10,924 tonnes.

Fluorine, barytine et célestine

Ces minéraux se rencontrent dans des filons d'âge paléozoïque, dans le sud-est de l'Ontario et dans les régions adjacentes du Québec. Les filons s'étendent dans les roches cristallines précambriennes et dans les couches paléozoïques horizontales sus-jacentes. La quantité des principaux minéraux varie fortement d'un filon à l'autre et même dans les différentes parties d'un même filon. Les filons à teneur de fluorine en quantités commerciales se trouvent près de Madoc et de Cardiff (Ont.). La région de Madoc contient deux groupes de filons. Le groupe de filons Moira Lake centré autour d'une faille à direction nord-ouest et décelé sur plus de 5 milles. La plupart des filons se trouvent dans le plan de faille, mais quelques-uns sont dans des fractures secondaires parallèles. Le groupe de Lee-Miller s'étend à un ou deux milles du groupe de filons Moira Lake et forme une série de gîtes à direction un peu plus vers le nord. Leur disposition linéaire porte à croire qu'ils sont également concentrés le long d'une faille. Les filons sont des lentilles longues de quelques pieds à 200 pieds et larges de 2 à 17 pieds. La fluorine se trouve en

masses et en cristaux dans de nombreuses géodes. Ces filons ont été exploités surtout en temps de guerre. De 1906 à 1920, la production de fluorine s'est élevée à environ 20,000 tonnes et de 1940 à 1945, à environ 38,671 tonnes. Ces dernières années, quelques centaines de tonnes de fluorine étaient expédiées annuellement de la région de Madoc. L'exploitation a cessé en 1961 et le volume de production a été estimé à 120,000 tonnes.

Grenat

Des schistes et des gneiss grenatifères se sont formés dans différentes parties du Bouclier, mais, très peu de grenat est extrait de ces roches, car les spécifications pour usage industriel sont plutôt sévères. En 1942, la production de grenat était de 17 tonnes extraites entièrement de la mine River Valley, située à 40 milles au nord-ouest de North Bay; en 1944, elle était seulement de 3 tonnes.

Graphite

Le graphite en paillettes forme un élément très fréquent dans les calcaires cristallins du groupe de Grenville. En certains endroits, ces roches ont subi l'action de solutions riches en silice, présumées dériver de granite ou d'intrusions de composition différente, et ont été transformées à divers degrés en minéraux silicates, tels que le feldspath, le diopside, la scapolite et le mica. S'y trouvent également d'importantes quantités de graphite et, par endroits, un peu de pyrite et de quartz dans les masses de roches riches en silicates calciques. Il semble que le graphite, la pyrite et le quartz soient les derniers à s'être formés car ils traversent les silicates et apparemment les remplacent. Il semble aussi que la structure ait exercé une influence, car les gîtes de graphite sont bien plus larges et plus riches à la crête anticlinale de plis prononcés, que plus loin sur les flancs des plis. Le plus important gîte de graphite, découvert en 1889 et exploité, avec quelques interruptions de 1895 à 1954, était celui de la mine Black Donald, à 25 milles au sud-ouest de Renfrew (Ont.). Ce gîte est une masse semblable à une couche épaisse de 10 à 30 pieds, qui a été fortement plissée en un synclinal dissymétrique plongeant vers le nord-est à un angle d'environ 20°. Les données disponibles portent à croire qu'à l'extrémité nord-est des chantiers, le flanc nord du synclinal se transforme en un anticlinal. La teneur en graphite du minerai était exceptionnellement élevée; la majorité du minerai extrait au début avait une teneur de 70 à 85 p. 100 et l'évaluation de la teneur en graphite du gîte donnait une moyenne de 55 à 65 p. 100, bien que les deux dernières années elle était seulement de 15 p. 100. De 1944 à 1953, la production a totalisé environ 23,000 tonnes de graphite.

Kaolin

Des gîtes de kaolin sont connus dans diverses régions du Québec et du nord de l'Ontario, mais leurs petites di-

mensions et la présence d'impuretés, obstacle à l'enrichissement du kaolin, ont généralement entravé leur mise en valeur. Le gîte de kaolin près de Saint-Rémi (Québec) se trouve sur une colline orientée nord, large d'environ un demi-mille, et formée de lits de quartzite et de gneiss à grenat de Grenville à direction nord-nord-ouest et à pendage presque vertical. Sur le flanc est, la colline est massive et non fracturée, mais son flanc ouest est si fracturé que sur une zone d'environ 1,000 pieds de large, la roche est une masse friable. La zone de roches friables a été suivie sur au moins 7,000 pieds. Dans cette zone, des masses de kaolin en forme de filons ont une largeur de quelques pieds à plus de 100. Elles contiennent des fragments et des grains épars de quartzite. Le kaolin provient de sa substitution au quartzite fracturé, apparemment dû à l'ascension de matières liquides chaudes ou de vapeurs. La teneur moyenne en kaolin de la zone serait d'environ 11 p. 100. En 1942, le volume d'extraction a atteint près de 25,000 tonnes, mais en 1946 l'exploitation a cessé. Le sous-produit de l'exploitation du kaolin est un sable à silice lavé utilisable en verrerie. On a découvert plusieurs autres indices de kaolin dans le Québec; l'un d'eux, près de Point Comfort, sur le lac Trente et un Milles, contient une argile à porcelaine à haute teneur. Les gîtes près de Brébœuf, sur le lac Labelle, et près de Château-Richer, n'ont pas une dimension et une uniformité suffisantes pour être mis en valeur.

Disthène

Le disthène est assez abondant dans les gneiss sédimentaires de nombreuses régions du Bouclier canadien. Des indices de ce minéral sont répandus près de Mattawa et de Sudbury en Ontario, au Labrador, au Manitoba et dans les Territoires du Nord-Ouest. Certains secteurs particuliers de Mattawa contiennent 15 p. 100 de disthène ou plus. À l'est de Sudbury, le disthène se trouve dans du gneiss contenant des lentilles de sillimanite. L'estimation de ces réserves atteint 2 millions de tonnes de disthène à 18 p. 100, qui pourrait être transformé en un agrégat de mullite, utile en métallurgie et en verrerie.

Mica

De la phlogopite a été extraite des mêmes régions et des mêmes types de gîtes décrits pour l'apatite. En 1966, la mine Cantley (Québec), productrice de mica ambré depuis longtemps, a fermé. On expédie des fragments de phlogopite récupérés de vastes halles de stériles près de Kingston et d'anciennes exploitations du sud-est de l'Ontario et du sud-ouest du Québec. La totalité de la muscovite obtenue du Bouclier a été extraite dans la partie de l'Ontario. Elle gît dans des pegmatites et apparemment dans les parties extrêmement grossières des pegmatites, tels qu'au gîte d'Eau Claire, près de Mattawa, dont on en a extrait de petites quantités de 1956 à 1960, à la mine Purdy, près de North Bay, très important produc-

teur au cours de la Seconde Guerre mondiale, et dans le district de Parry Sound. En 1966, la production de mica au Canada a totalisé 270 tonnes.

Syénite à néphéline

Le vaste gîte de syénite à néphéline de Blue Mountain, près de Peterborough (Ont.), est le seul gîte en exploitation au Canada; les trois quarts de la production sont exportés. La masse de syénite de Blue Mountain est une masse en forme de poire, d'environ 5 milles de long et d'un maximum de 1 1/2 mille de large. Elle contient environ 50 p. 100 de feldspath sodique, de 20 à 25 p. 100 des deux minéraux néphéline et feldspath potassique, et de petites quantités de minerais de fer d'élimination facile. La production a augmenté régulièrement et est passée de 146,068 tonnes en 1955 à 366,696 en 1966.

L'intrusion de Blue Mountain fait partie d'une série de masses de syénite à néphéline de la province de Grenville du sud-est de l'Ontario. Ces masses se trouvent près du contact entre du granite et des calcaires cristallins et sont généralement considérées dériver du granite par différenciation. Cependant, des études approfondies effectuées en rapport avec l'exploitation, renforcent la conviction que ces roches sont dues à la granitisation de roches sédimentaires calcaires du groupe de Grenville. Les parties riches en néphéline sont parfaitement en concordance avec les gneiss encaissants et sont rubanées, ce qui représente peut-être une stratification parallèle et continue avec celle des gneiss dans laquelle elle passe peut-être graduellement.

Silice

La silice est extraite du Bouclier canadien sous forme de quartz et de quartzite. Aux fonderies de Sudbury et de Flin Flon, on a utilisé des minerais de cuivre et d'or à basse teneur comme fondant; le métal présent est un important sous-produit.

Plusieurs dykes de pegmatite, exploités pour leur teneur en feldspath, renferment des masses de ségrégation de quartz presque pur et, bien que la majeure partie de ce quartz a été rejetée comme stérile, une certaine quantité est vendue aux fondeurs ou aux fabricants de ferrosilicon, tels les exploitants de River Valley près de North Bay et de Verona au nord de Kingston (Ont). Le tiers supérieur de la formation de Lorrain du groupe de Cobalt de l'Aphébien est un quartzite très pur. On extrait ce quartzite près de Sudbury où il est utilisé comme fondant, près de Sault-Sainte-Marie (Ont.) où il entre dans la fabrication de la brique de silice, et à Killarney (Ont.) où il sert à la production de ferrosilicon.

Soufre

Du soufre sous forme d'acide sulfurique est obtenu au cours de l'extraction et de la fonte des métaux communs à partir des gaz de fonderies ou comme sous-produits de la pyrite et de la pyrrhotine. Bien que d'importants

gîtes de pyrite existent, il semble peu probable qu'ils seront utilisés du fait que d'énormes volumes de pyrite sont obtenus comme sous-produit. La production d'acide sulfurique s'effectue près des fonderies où il peut être utilisé sur place et souvent par les industries intégrées aux producteurs de l'acide. Les gîtes de pyrite exploités dans le Bouclier sont ceux des mines Noranda, Quemont et Nor-metal (Québec). L'acide sulfurique à partir des gaz de fonderies est produit au Québec et en Ontario à partir des minerais traités à Arvida et à Valleyfield (Québec) et à Copper Cliff et à Port Maitland (Ont.). Le soufre élémentaire est obtenu de l'affinage de la matte de sulfure de nickel à Sudbury (Ont.), et à Thompson (Man.) et était également récupéré à Noranda jusqu'en 1959. Le soufre est récupéré comme sous-produit du sulfate d'ammonium des minerais de nickel à Lynn Lake (Man.).

Talc

Les gisements près de Madoc (Ont.) ont fourni toute la production de talc du Bouclier canadien. Les mines Henderson et Conley (110a) sont en production depuis 1937; on y a récupéré du talc broyé de différentes qualités et de faible teneur. En 1966, la production a totalisé 15,100 tonnes. Le talc blanc foliacé forme une masse tabulaire presque verticale de 25 à 75 pieds de large et moins de 1,100 pieds de long. La masse repose entre des lits de calcaire dolomitique et les contacts sont plutôt abrupts. A l'intérieur des masses de talc on peut voir les traces de lits du calcaire dolomitique original à partir duquel le talc s'est formé. Il est probable que l'action de solutions provenant d'un granite voisin a conduit à la formation du talc et qu'un stade intermédiaire de cette altération a amené la conversion du calcaire en trémolite.

CHOIX D'OUVRAGES À CONSULTER

- Allan, J. D.
1950: The Lynn Lake nickel area, Manitoba; *Bull., Inst. can. mines et mét.*, pp. 509-514.
- Baragar, W. R. A.
1960: Petrology of basaltic rocks in part of the Labrador Trough; *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 71, pp. 1589-1644.
1966: Geochemistry of the Yellowknife volcanic rocks; *Can. J. Earth Sci.*, vol. 3, pp. 9-30.
- Beck, L. S.
1967: Uranium developments in Saskatchewan, present and future; *Can. Mining J.*, vol. 88, n° 4, pp. 126-129.
- Bowen, N. L.
1911: Silver in Thunder Bay district; *bur. Mines, Ont.*, rapp. ann., vol. 20, part. 1, pp. 119-132.
- Boyle, R. W.
1968: The geochemistry of silver and its deposits; *Comm. géol., Can.*, Bull. 160.
- Burrows, A. G.
1909: The Gowganda and Miller Lakes silver area; The South Lorrain silver area; *bur. Mines, Ont.*, rapp. ann., vol. 18, part. II, pp. 1-35.
1926: Gowganda silver area; *min. Mines, Ont.*, rapp. ann., vol. 35, part. 3, pp. 1-61.
- Byers, A. R., Kirkland, S. J. T., et Pearson, W. J.
1965: Geology and mineral deposits of the Flin Flon area, Saskatchewan; *min. Ress. minérales, Sask.*, Rapp. 62.
- Campbell, D. D.
1957: Port Radium mine, dans *Structural geology of Canadian ore deposits*; *Inst. can. mines et mét.*, vol. 2, pp. 177-189.
- Chadbourn, C. H.
1923: Paragenesis of the ores of the Silver Islet mine, Thunder Bay region, Lake Superior; *Econ. Geol.*, vol. 18, pp. 77-82.
- Chakraborty, K. L.
1966: Ferromagnesian silicate minerals in the metamorphosed iron-formation of Wabush Lake and adjacent areas, Newfoundland and Quebec; *Comm. géol., Can.*, Bull. 143.
- Clark, L. A.
1965: Geology and geothermometry of the Marbridge nickel deposit, Malartic, Quebec; *Econ. Geol.*, vol. 60, pp. 792-811.
- Collins, W. H.
1913: The geology of the Gowganda Mining Division; *Comm. géol., Can.*, Mém. 33.
1934-
1937: Life history of the Sudbury nickel irruptive (parties I, II, III, IV); *Trans., Soc. Roy. Can.*, vol. 28, 29, 30, 31.
- Cunningham, L. J.
1964: A description of recent silver deposits, Cobalt, Ontario; *Can. Mining J.*, vol. 85, n° 5, pp. 49-53.
- Davidson, C. F.
1957: On the occurrence of uranium in ancient conglomerates; *Econ. Geol.*, vol. 52, pp. 668-692.
- Davies, J. F.
1960: Geology of the Thompson-Moak Lake District, Manitoba; *Can. Mining J.*, vol. 81, n° 4, pp. 101-104.
- Derry, D. R.
1960: Evidence of the origin of the Blind River uranium deposits; *Econ. Geol.*, vol. 55, pp. 906-927.
- Donaldson, J. A.
1965: The Dubawnt Group, Districts of Keewatin and Mackenzie; *Comm. géol., Can.*, Étude 64-20.
- Dubuc, F.
1966: Geology of the Adams mine; *Bull., Inst. can. mines et mét.*, vol. 59, pp. 176-181.
- Dugas, J., et Hogg, W. A.
1962: An outline of the Rouyn-Noranda area, Quebec; *Can. Mining J.*, vol. 83, n° 4, pp. 101-104.

- Dugas, J., Latulippe, M., et Duquette, G.
1967: Bibliographie annotée sur la minéralisation métallique dans les régions de Noranda, Matagami, Val-d'Or et Chibougamau; *min. Rich. nat., Québec*, Étude spéc. n° 2.
- Dunbar, W. R.
1948: Structural relations, Porcupine area, dans Structural geology of Canadian ore deposits; *Inst. can. mines et mét.*, vol. 2, pp. 442-464.
- Duquette, G.
1966: General geology and asbestos mineralization in the Chibougamau district; *Can. Mining J.*, vol. 87, n° 4, pp. 70-75.
- Eade, K. E., Fahrig, W. F., et Maxwell, J. A.
1966: Composition of crystalline rocks and fractionating effects of regional metamorphism; *Nature*, vol. 211, pp. 1245-1249.
- Emslie, R. F., et Moore, J. M.
1961: Geological studies in the Lynn Lake-Fraser Lake area, Manitoba; *min. Mines et Rich. nat., Man.*, Publ. 59-4.
- Fahrig, W. F., et Eade, K. E.
1968: The chemical evaluation of the Canadian Shield; *Can. J. Earth Sci.*, vol. 5, pp. 1247-1252.
- Ferguson, S. A.
1966: The relationship of mineralization to stratigraphy in the Porcupine and Red Lake areas, Ontario; *Ass. géol. Can.*, Étude spéc. n° 3, pp. 99-120.
- Furnival, G. M.
1939: A silver-pitchblende deposit at Contact Lake, Great Bear Lake area, Canada; *Econ. Geol.*, vol. 34, pp. 739-776.
- Gilmour, P.
1965: The origin of the massive sulphide mineralization in the Noranda district, northwestern Quebec; *Proc., Ass. géol. Can.*, vol. 16, pp. 63-81.
- Goodwin, A. M.
1956: Facies relations in the Gunflint iron-formation; *Econ. Geol.*, vol. 51, n° 6.
1961: Genetic aspects of Michipicoten iron-formations; *Trans., Inst. can. mines et mét.*, vol. 64.
1962: Structure, stratigraphy, and origin of iron-formations, Michipicoten area, Algoma district, Canada; *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 73, pp. 561-586.
1965: Mineralized volcanic complexes in the Porcupine-Kirkland Lake-Noranda region; *Econ. Geol.*, vol. 60, pp. 955-971.
1968: Evolution of the Canadian Shield; *Proc. Ass. géol. Can.*, vol. 19, pp. 1-14.
- (soumis) On the growth and mineralization of the Canadian Shield; *Inst. can. mines et mét.*
- Graham, A. R.
1930: Obonga Lake chromite area, district of Thunder Bay; *min. Mines, Ont.*, rapp. ann., n° 39, part. 2, pp. 51-60.
- Graham, R. B.
1951: Geology and mineral occurrence of the Chibougamau district; *Can. Mining J.*, vol. 72, n° 9, pp. 65-71.
- Gross, G. A.
1960: Formations ferrifères et le géosynclinal du Labrador; *Comm. géol., Can.*, Étude 60-30.
- Gross, G. A. (*fin*)
1962: Gisements ferrifères situés près de la baie d'Ungava, Québec; *Comm. géol., Can.*, Bull. 82F.
1965: Geology of iron deposits in Canada, Vol. I: General geology and evaluation of iron deposits; 1967, Vol. II: Iron deposits in the Appalachian and Grenville regions of Canada; 1968, Vol. III: Iron ranges of the Labrador Geosyncline; *Comm., géol. Can.*, Sér. géol. écon., n° 22 (cartes bilingues).
1966a: The origin of high grade iron deposits on Baffin Island, N.W.T.; *Can. Mining J.*, vol. 87, n° 4, pp. 111-114.
1966b: Principal types of iron-formation and derived ores; *Bull., Inst. can. mines et mét.*, vol. 59, pp. 150-153.
- Hammond, P.
1949: Geology of Allard Lake ilmenite deposits; *Trans., Inst. can. mines et mét.*, vol. 52, pp. 64-68.
1952: Allard Lake ilmenite deposits; *Econ. Geol.*, vol. 47, pp. 634-649.
- Hargraves, R. B.
1959: Magnetic anisotropy and remnant magnetism in hemoilmenite from ore deposits at Allard Lake, Quebec; *J. Geophys. Research*, vol. 64.
- Hawley, J. E.
1962: The Sudbury ores; their mineralogy and origin; *Can. Mineralogist*, vol. 7.
- Holmes, S. W.
1957: Pronto mine, dans Structural geology of Canadian ore deposits; *Inst. can. mines et mét.*, vol. 2, pp. 324-339.
- Jolliffe, A. W.
1966: Stratigraphy of the Steeprock Group, Steep Rock Lake, Ontario; *Ass. géol. Can.*, Étude spéc. n° 3, Symposium sur le Précambrien, pp. 75-98.
- Knight, C. W.
1924: Geology of the mine workings of Cobalt and South Lorrain silver areas; *min. Mines, Ont.*, vol. 31, part. 2, pp. 1-374.
- Lang, A. H.
1970: La prospection au Canada; *Comm. géol., Can.*, Sér. géol. appliquée, n° 7, 4^e éd.
- Lang, A. H., Griffith, J. W., et Steacy, H. R.
1962: Canadian deposits of uranium and thorium; *Comm. géol., Can.*, Sér. géol. écon. n° 16.
1967a: Discovery methods of post-1955 new producers; *Can. Mining J.*, vol. 88, n° 1, pp. 47-50.
1967b: 100 years of prospecting in Canada; *Can. Mining J.*, vol. 88, n° 5, pp. 55-63.
- Langford, G. B.
1927: Shiningtree silver area, district of Timiskaming; *min. Mines, Ont.*, rapp. ann., vol. 36, part. 2, pp. 87-99.
- Latulippe, M.
1966: The relationship of mineralization to Precambrian stratigraphy in the Matagami Lake and Val d'Or districts of Quebec; *Ass. géol. Can.*, Étude spéc. n° 3, Symposium sur le Précambrien, pp. 21-42.
- Lindeman, E., et Bolten, L. L.
1917: Iron ore occurrences in Canada; vol. I et II; *Dir. des mines*, Rapp. 217.

- Lord, C. S.
1951: Mineral industry of District of Mackenzie, Northwest Territories; *Comm. géol., Can., Mém.* 261.
- Markland, G. D.
1966: Geology of the Moose Mountain mine and its application to mining and milling; *Bull., Inst. can. mines et mét.*, vol. 59, n° 646, pp. 159-170.
- Mellon, G. B.
1962: Petrology of Upper Cretaceous oolitic iron-rich rocks from northern Alberta; *Econ. Geol.* vol. 57.
- Miller, W. G.
1908: The cobalt-nickel arsenides and silver deposits of Timiskaming, 3^e éd.; *bur. Mines, Ont.*, rapp. ann., vol. 16, part. 2, pp. 1-212.
1913: The cobalt-nickel arsenides and silver deposits of Timiskaming, 4^e éd.; *bur. Mines, Ont.*, rapp. ann., vol. 19, part. 2, pp. 1-279.
- Milligan, G. C.
1960: Geology of the Lynn Lake district; *min. Mines et Rich. nat., Man.*, Publ. 57-1.
- Moore, E. S.
1934: Genetic relations of silver deposits and Keweenawan diabase in Ontario; *Econ. Geol.*, vol. 29, pp. 725-756.
1956: Geology of the Miller Lake portion of the Gowganda silver area; *min. Mines, Ont.*, rapp. ann., vol. 64, part. 5, pp. 1-41.
1957: Gowganda silver area, dans structural geology of Canadian ore deposits, vol. 2; *Inst. can. mines et mét.*, pp. 388-392.
- Naldrett, A. J., et Kullerud, G.
1967: Investigations of the nickel-copper ore and adjacent rocks of the Strathcona mine, Sudbury district, Ontario; rapp. ann. du Directeur, *Laboratoire géophysique*, pp. 302-320.
- Oja, R. V.
1967: Geochemical investigations of the Thunder Bay silver area; Proceedings Symposium on Geochemical Prospecting, Ottawa, 1966, *Comm. géol., Can.*, Étude 66-54, pp. 211-221.
- Personnel de l'Algoma Ore
1956: Algoma Ore Properties: Part II—Helen mine geology; *Can. Mining J.*, vol. 77, n° 11, pp. 80-87.
- Philpotts, A. R.
1961: Textures of the Ungava nickel ores; *Can. Mineralogist*, vol. 6, pp. 680-688.
- Pienaar, P. J.
1963: Stratigraphy, petrology, and genesis of the Elliot Group-Blind River, Ontario, including the uraniferous conglomerate; *Comm. géol., Can.*, Bull. 83.
- Pye, E. G.
1957: Geology of the Manitouwadge area; *min. Mines, Ont.*, rapp. ann., vol. 66, part. 8.
- Reid, J. A.
1943: Mineral resources of the Timiskaming silver-cobalt area; *min. Mines, Ont.*, Bull. 134.
- Robertson, D. S., et Steenland, N. C.
1960: The Blind River uranium ores and their origin; *Econ. Geol.*, vol. 55, pp. 659-993.
- Robertson, J. A.
1967: Recent geological investigations in the Elliot Lake-Blind River uranium area, Ontario; *Can. Mining J.*, vol. 88, n° 4, pp. 120-126.
- Roscoe, S. M.
1965a: Atomic energy developments and future uranium requirements as envisaged at the Third International United Nations Conference on the Peaceful Uses of Atomic Energy, Geneva, September 1964; *Comm. géol., Can.*, Étude 65-33.
1965b: Geochemical and isotopic studies, Noranda and Matagami areas, dans Symposium on strata-bound sulphides; *Trans., Inst. can. mines et mét.*, vol. 68, pp. 279-285.
1966: Unexplored uranium and thorium resources of Canada; *Comm. géol., Can.*, Étude 66-12.
- Roscoe, S. M., et Steacy, H. R.
1958: On the geology and radioactive deposits of Blind River region, dans Mémoires sur la Seconde conférence internationale sur les utilisations pacifiques de l'énergie atomique.
- Rose, E. R.
1958: Iron deposits of eastern Ontario and adjoining Quebec; *Comm. géol., Can.*, Bull. 45.
- Ruttan, G. D.
1955: Geology of Lynn Lake; *Bull., Inst. can. mines et mét.*, vol. 48, pp. 339-348.
- Schiller, E. A.
1965: Echo Bay Mines Limited, dans Mineral industry of the Northwest Territories, 1964; *Comm. géol., Can.*, Étude 65-11, pp. 42-44.
- Schiller, E. A., et Hornbrook, E. H.
1964: Echo Bay Group, dans Mineral industry of the District of Mackenzie, 1963; *Comm. géol., Can.*, Étude 64-22, pp. 16-19.
- Shaw, D. M., Reilly, G. A., Muysson, J. R., Pattenden, G. E., et Campbell, F. E.
1967: An estimate of the chemical composition of the Canadian Precambrian Shield; *Can. J. Earth Sci.*, vol. 4, pp. 829-854.
- Souch, B. E., et Podolsky, T.
1968: The sulphide ores of Sudbury: Their particular relation to a distinctive inclusion-bearing facies of the nickel irruptive, dans *Soc. Econ. Geologists*, Étude spéc. éditée par H. D. B. Wilson.
- Tanton, T. L.
1931: Fort William and Port Arthur, and Thunder Cape map-areas, Thunder Bay district, Ontario; *Comm. géol., Can.*, Mém. 167.
1948: New Helen mine, dans Structural geology of Canadian ore deposits; *Inst. can. mines et mét.*
- Thomson, J. E.
1956: Geology of the Sudbury Basin; *min. Mines, Ont.*, rapp. ann., vol. 65.
- Thomson, J. E., Ferguson, S. A., Johnston, W. G. Q., Pye, E. G., Savage, W. S., et Thomson, R.
1957: Copper, nickel, lead, and zinc deposits in Ontario; *min. Mines, Ont.*, Metal Resources Circular #2.

- Thomson, R.
 1957: Cobalt camp, dans Structural geology of Canadian ore deposits; *Inst. can. mines et mét.*, vol. 2, pp. 377-388.
 1964: Cobalt silver area; *min. Mines, Ont.*, cartes 2050, 2051 et 2052.
 1965: Casey and Harris townships; *min. Mines, Ont.*, Rapp. géol. n° 36.
- Thorpe, R. I.
 1966: Echo Bay Mines, Limited, dans Mineral industry of the Northwest Territories, 1965; *Comm. géol., Can.*, Étude 66-52, pp. 47-49.
- Todd, E. W.
 1926: Gowganda vein minerals; *min. Mines, Ont.*, rapp. ann., vol. 35, part. 3, pp. 62-78.
- Tyler, S. A., et Barghoorn, E. S.
 1955: Survey of world iron ore resources, occurrence, appraisal and use; *Publ., Dép. Affaires économiques et sociales, Nations Unies.*
- Whitman, A. R.
 1920: Diffusion in vein-genesis at Cobalt; *Econ. Geol.*, vol. 15, pp. 136-149.
 1928: Diffusion in ore genesis; *Econ. Geol.*, vol. 23, pp. 473-488.
- Wilson, H. D. B.
 1966: Alkalic and alkaline ring complexes in the Archaean; *Can. Geophys. Bull.*, vol. 19, p. 182.
- Wilson, H. D. B., Andrews, P., Maxham, R. L., et Ramlal, K.
 1965: Archaean volcanism in the Canadian Shield; *Can. J. Earth Sci.*, vol. 2, n° 3, pp. 161-175.
- Wilson, H. D. B., et Brisbin, W. C.
 1961: Regional structure of the Thompson-Moak Lake nickel belt; *Bull., Inst. can. mines et mét.*, vol. 53, pp. 815-822.
- Zurbrigg, H. F.
 1963: Thompson mine geology; *Bull., Inst. can. mines et mét.*, vol. 56, pp. 451-460.

VI. Géologie du Sud-Est du Canada

Introduction.....	254
Le Précambrien.....	256
Le Paléozoïque.....	262
Le Mésozoïque et le Cénozoïque.....	334
Choix d'ouvrages à consulter.....	340



INTRODUCTION

La région du Sud-Est du Canada s'étend jusqu'à la bordure sud-est du Bouclier canadien et comprend la plate-forme du Saint-Laurent, l'orogène des Appalaches et le plateau continental de l'Atlantique (fig. VI-1).

Ces trois importants éléments géologiques tectoniques couvrent une superficie globale d'environ 475,000 milles carrés, dont les trois quarts se trouvent sous les eaux de la mer. La plate-forme du Saint-Laurent constitue la limite sud-est du Bouclier et forme une étroite bande de terre qui prolonge vers le nord-est la plate-forme de l'intérieur de l'Amérique du Nord. Elle est bornée au sud-est par l'orogène des Appalaches. Elle repose sur une mince couche presque horizontale d'orthoquartzite, de roches carbonatées et de schiste argileux du Paléozoïque inférieur et moyen en discordance sur les roches cristallines du Bouclier. Étant la plus vieille région colonisée du Canada, l'agriculture et l'industrie y sont florissantes depuis longtemps. La plate-forme a une superficie d'environ 60,000 milles carrés et forme un reste d'une vaste couverture cratonique qui s'étendait autrefois à la plate-forme de la baie d'Hudson au nord. La plate-forme du Saint-Laurent est divisée en trois parties par les roches

cristallines du Bouclier: 1) le sud-ouest de l'Ontario, zone qui entoure le bassin de Michigan et la fosse d'Alleghany; 2) les basses-terres de la région Ottawa-Québec (bassin de Québec et baie d'Ottawa); et 3) les îles d'Anticosti et de Mingan et la plaine littorale sur la côte occidentale de Terre-Neuve et la côte sud-est du Labrador (bassin d'Anticosti).

La péninsule du sud-ouest de l'Ontario est séparée des basses-terres de la région Ottawa-Québec par les roches précambriennes de l'arche de Frontenac. La péninsule proprement dite recouvre une région haute du socle précambrien orientée sud-ouest, dénommée l'arche d'Algonquin, à partir de laquelle les roches cambriennes, ordoviciennes, siluriennes et dévoniennes plongent vers le nord-ouest dans le bassin de Michigan et vers le sud-est dans la fosse d'Alleghany. La couverture paléozoïque a une épaisseur maximale de près de 5,000 pieds près du sud du lac Huron et sous les eaux du lac Érié.

Dans la région centrale de la plate-forme du Saint-Laurent, ou les basses-terres de la région Ottawa-Québec, les roches du Paléozoïque inférieur sont par endroits en contact de faille avec les roches précambriennes qui forment un escarpement au-dessus de la surface de ces basses-terres. Dans le Québec, ces basses-terres se trouvent bornées au sud-est par des failles de chevauchement connues comme la ligne de Logan. Les roches du Cambrien et de l'Ordovicien supérieurs varient en épaisseur depuis quelque 3,000 pieds dans la baie d'Ottawa jusqu'à environ 9,500 pieds dans le centre du bassin de Québec.

¹ L'étude géologique de la plate-forme du Saint-Laurent a été faite par B. V. Sanford; celle des roches du Carbonifère et du Permien par D. G. Kelley; et celle du Précambrien par H. Williams. Pour ce qui est des autres régions de roches paléozoïques, H. Williams a étudié la géologie de Terre-Neuve et W. H. Poole celle de la partie continentale. W. H. Poole a aussi effectué l'étude géologique des roches du Mésozoïque et du Cénozoïque et s'est occupé de la coordination générale. Pour fins de référence, veuillez noter l'auteur et la page.

VI

Géologie du Sud-Est du Canada

W. H. Poole, B. V. Sanford, H. Williams,
et D. G. Kelley¹

Gypse dans le groupe de Codroy,
bassin de St-Georges (T.-N.).

La subdivision orientale de la plate-forme comprend le bassin d'Anticosti, dont les roches paléozoïques affleurent au-dessus des eaux du golfe Saint-Laurent dans l'île d'Anticosti et les îles Mingan, et sous forme d'étroites bandes de terre le long de la rive nord du golfe et de la côte nord-ouest de Terre-Neuve. Les roches vont du Cambrien au Dévonien inférieur et ont une épaisseur d'environ 12,000 pieds au centre du bassin d'Anticosti.

Il existe plusieurs buttes-témoins formées de roches du Paléozoïque dans le Bouclier, au nord de la plate-forme du Saint-Laurent. La plupart de ces buttes ont peu d'étendue et leurs strates horizontales ont seulement quelques pieds d'épaisseur, mais d'autres sont formées de successions relativement épaisses et ont été préservées dans des blocs bornés par des failles à bascules.

L'orogène des Appalaches s'étend depuis Terre-Neuve sur 2,000 milles vers le sud-ouest le long de la côte atlantique jusqu'à l'Alabama, et vers le nord-est jusqu'au bord du plateau continental de l'Atlantique. Il se peut que cet orogène ait formé autrefois une seule et même chaîne avec l'orogène du Calédonien dans la région nord-est de l'Atlantique en Irlande et en Grande-Bretagne. Vers le sud-est, l'orogène se prolonge sous les roches de couverture, probablement horizontales, du Mésozoïque supérieur et du Cénozoïque. Dans le Sud-Est du Canada, l'orogène des Appalaches est une région de bas-plateaux, de hautes-terres, de basses-terres, de vallées et de fjords qui a subi la glaciation. Cet orogène était à l'origine un orthogéosynclinal caractérisé par une grande mobilité et par une

succession eugéosynclinale relativement épaisse de matériaux sédimentaires et volcaniques mis en place au Paléozoïque inférieur et moyen. La région nord-ouest de cet orogène a par endroits des roches miogéosynclinales. L'orogène des Appalaches comprend deux parties: 1) une zone de plissements formée par les orogénèses du Taconique de l'Ordovicien et de l'Acadien du Dévonien; et 2) un bassin de couverture formé de strates de la fin du Paléozoïque, dont une partie a été légèrement déformée par l'accident des Maritimes.

Le géosynclinal appalachien a été dominé pendant le Cambrien et l'Ordovicien par quatre zones de faciès: une zone de sédiments miogéosynclinaux au nord-ouest; une succession épaisse de sédiments eugéosynclinaux au centre; une succession relativement mince de schiste argileux et d'un peu de calcaire au sud-est; et une succession très épaisse de grauwacke-ardoise plus au sud-est. Ces roches, déformées par endroits, ont été le siège d'intrusions au cours de l'orogénèse du Taconique de l'Ordovicien. Dans l'ouest de Terre-Neuve, sur la plate-forme du Saint-Laurent, s'étendent près du bord de cette plate-forme deux gros klippen qui ont été transportés vers l'ouest à partir de la partie ouest du géosynclinal où ils s'étaient formés. Les successions transportées renferment des roches plutoïques ultramafiques de l'Ordovicien moyen.

Au Silurien et au Dévonien, la mise en place des matériaux s'est limitée à plusieurs dépressions séparées par des soulèvements géanticlinaux. Il y a eu accumulation en eau peu profonde de sédiments marins, de conglomérats,

de roches volcaniques et de grès d'origine fluviale et terrestre. Au cours du Dévonien moyen et supérieur, durant l'orogénèse de l'Acadien, presque tout le géosynclinal a été déformé, en partie métamorphisé, envahi par des batholites granitiques, soulevé et érodé.

Ultérieurement, cette zone de plissements a servi de plate-forme sur laquelle un épieu géosynclinal formé de matériaux allant du Dévonien supérieur au Permien s'est déposé sous forme d'une étroite bande reliant la baie de Fundy à la baie Blanche, à Terre-Neuve. La déformation dans l'épieu géosynclinal a été limitée surtout à des failles et plissements, à de petites masses intrusives à certains endroits et à des indices d'une faille de métamorphisme régionale.

LE PRÉCAMBRIEN

Résumé tectonique

Le Précambrien du Sud-Est du Canada renferme une variété de roches qui diffèrent entre elles au point de vue de la mise en place, de la tectonique et du métamorphisme. Ces roches sont groupées en quatre catégories: 1) les roches cristallines de l'Hélikien ou plus anciennes du craton oriental qui se trouvent sous-jacentes aux roches paléozoïques de la plate-forme du Saint-Laurent; 2) les roches sédimentaires et volcaniques généralement non métamorphisées, probablement du début de l'Hadrymien, qui ont été déformées et par endroits envahies par des roches intrusives durant l'orogénèse de l'Avalonien de l'Hadrymien; 3) une épaisse couche de roches sédimentaires et volcaniques de la fin de l'Hadrymien; et 4) une mince couche de quartzite du type plate-forme de l'extrême fin de l'Hadrymien ou du tout début du Cambrien qui recouvre en concordance ou non les roches de l'Hadrymien, et elle-même recouverte en concordance par du schiste argileux fossilifère du Cambrien inférieur. De plus, des roches d'âge incertain qui peuvent être en partie de l'Hadrymien constituent les roches les plus anciennes dans la partie nord-ouest de la région des Appalaches; elles sont décrites avec les roches cambriennes.

Une pénélaine s'étend sur des roches de l'Hélikien et des roches plus anciennes de la province de Grenville du Bouclier. Cette pénélaine s'incline vers le sud-est sous les couches du Paléozoïque de la plate-forme du Saint-Laurent et sous la partie nord-ouest du géosynclinal appalachien. Il est possible qu'elle se prolonge sous toute la région du géosynclinal jusqu'à la bordure sud-est du continent sous l'océan Atlantique, mais on n'a pas encore la certitude de cette possibilité. Des parties du craton adjacentes au géosynclinal appalachien étaient des dépressions pendant presque tout le Paléozoïque et ont ainsi formé la fosse d'Alleghany, le bassin de Québec et le bassin d'Anticosti (fig. VI-1). À l'ouest, sur le craton existait une autre forte dépression, c'était le bassin de Michigan. L'arche d'Algonquin qui sectionne la plate-forme du Saint-Laurent était une vaste structure allongée

Les roches déformées du Carbonifère ont été à leur tour recouvertes par les roches sédimentaires et volcaniques d'origine terrestre du Trias supérieur déposées dans une dépression bornée par des failles.

Le plateau continental de l'Atlantique comprend la zone légèrement submergée qui s'étend vers l'est jusqu'au bord du bloc continental. Sa stratigraphie et sa structure ne sont pas connues, mais les données géophysiques et celles obtenues par forages portent à croire que ce plateau est formé surtout de strates non déformées du Crétacé et du Cénozoïque semblables à celles de la plaine côtière de l'Atlantique qui reposent sur des roches paléozoïques déformées.

beaucoup moins affaissée, mais qui n'a cessé de s'affaisser lentement durant le Paléozoïque. Les sédiments du Cambrien et de l'Ordovicien inférieur s'amincissent en direction de cette arche et, par suite d'un léger soulèvement, ils sont biseautés et recouverts par les sédiments de l'Ordovicien moyen.

Des roches précambriennes d'âge inconnu, peut-être du début de l'Hadrymien, se trouvent dans la zone de Trinité de la partie sud-est de l'orogène des Appalaches, dans l'est de Terre-Neuve, dans l'île du Cap-Breton et dans le sud du Nouveau-Brunswick. Elles sont les plus vieilles roches en affleurement de l'orogène et, si elles sont postérieures à l'orogénèse du Grenvillien, elles représentent les premières couches à se former sur les flancs ou en bordure du craton. On ignore la nature de l'élément tectonique dans la mise en place de ces roches. À Terre-Neuve, les roches sont surtout des assemblages de matériaux volcaniques tandis que dans l'île du Cap-Breton et au Nouveau-Brunswick, elles sont de l'argilite, du calcaire et du quartzite. À Terre-Neuve, les roches volcaniques surtout du type subaérien et les couches rouges ont été mises en place sur un socle actuellement recouvert. Par endroits, des conglomérats intercalés, contenant des cailloux de granite, témoignent d'une certaine activité tectonique. D'autre part, les assemblages sédimentaires de l'île du Cap-Breton et du sud du Nouveau-Brunswick évoquent l'idée de la mise en place dans un milieu de plate-forme sur un socle stable maintenant recouvert. Une comparaison de ces couches à des roches semblables de l'orogène du Grenvillien, montre qu'elles pourraient appartenir à l'Aphébien et représenter une partie d'un craton caché, beaucoup plus vaste, sur lequel le géosynclinal appalachien s'est développé.

Durant l'orogénèse de l'Avalonien de l'Hadrymien moyen, les roches volcaniques et sédimentaires de l'Hadrymien inférieur dans l'est de Terre-Neuve ont été plissées, faiblement métamorphisées, injectées de granite, soulevées et érodées (fig. VI-2). Il est également probable que des roches de l'Hadrymien inférieur dans l'île du Cap-Breton

et dans le sud du Nouveau-Brunswick ont été déformées, mais la tectonique de ces roches demeure obscure.

Durant l'Hadrymien supérieur, d'épaisses couches de roches sédimentaires et volcaniques se sont déposées dans la zone de Trinité, à un endroit qui devait être une fosse profonde. Les assemblages inférieurs, composés d'ardoise et de grauwacke, se sont formés dans un milieu marin profond, tandis que les roches volcaniques et l'assemblage supérieur composé d'arkose et de conglomérat rouge sus-jacents sont d'origine non marine et déposés en eau peu profonde. L'assemblage supérieur a été déposé sur toute la superficie de la fosse de Trinité, tandis que l'assemblage inférieur ne se retrouve que dans l'est de Terre-Neuve. Les roches de l'Hadrymien supérieur à Terre-Neuve ont été déposées dans des dépressions allongées bordées par des terrains surélevés formés de roches volcaniques, sédimentaires et granitiques plus anciennes; elles indiquent que lors de leur dépôt il existait une diminution progressive de la profondeur des mers, un passage progressif des conditions marines aux conditions non marines, et une source croissante de détritiques grossiers.

Vers la fin de l'Hadrymien ou au tout début du Cambrien (fig. VI-4), la fosse de Trinité est devenue la plate-forme d'Avalon. Une couche assez mince de grès quartzeux pur s'est déposé sur la majeure partie de cette plate-forme dans une mer peu profonde. Il existait également des terrains bas et stables dans la partie la plus orientale de Terre-Neuve et la partie nord-ouest de l'île du Cap-Breton. Environ à la même époque, les plus vieilles roches de la dépression de Notre-Dame du Paléozoïque, décrites ici en même temps que les roches du Cambrien, se sont déposées le long du bord nord-ouest du géosynclinal appalachien dans les Cantons de l'Est, au Québec, et sur la péninsule Burlington, à Terre-Neuve. Ces roches ont un faciès surtout sableux et argileux et renferment un peu de roches volcaniques et de roches carbonatées. Sur la plate-forme du Saint-Laurent, d'épaisses couches rouges de matériaux clastiques grossiers se sont déposées dans le bassin du lac Supérieur, près de l'île Manitoulin. Ces matériaux provenaient vraisemblablement de terrains précambriens du nord du Michigan.

Hélikien et plus ancien

Les roches de l'Hélikien et les roches plus anciennes de l'enclave de Great Northern à Terre-Neuve et des enclaves plus petites dans le sud constituent les complexes de Long Range et d'Indian Head Range (Clifford et Baird, 1962; Riley, 1962). Ces roches sont des schistes et des gneiss déformés en plis serrés à axes à direction nord. Des granites, dont la biotite a donné au K-Ar entre 945 et 960 m.a., coupent le complexe de Long Range. La biotite extraite de pegmatite et des gneiss du complexe d'Indian Head Range a donné entre 830 et 900 m.a.

Le complexe de Long Range est formé d'assemblages bien stratifiés, de schiste et gneiss psammitiques, de

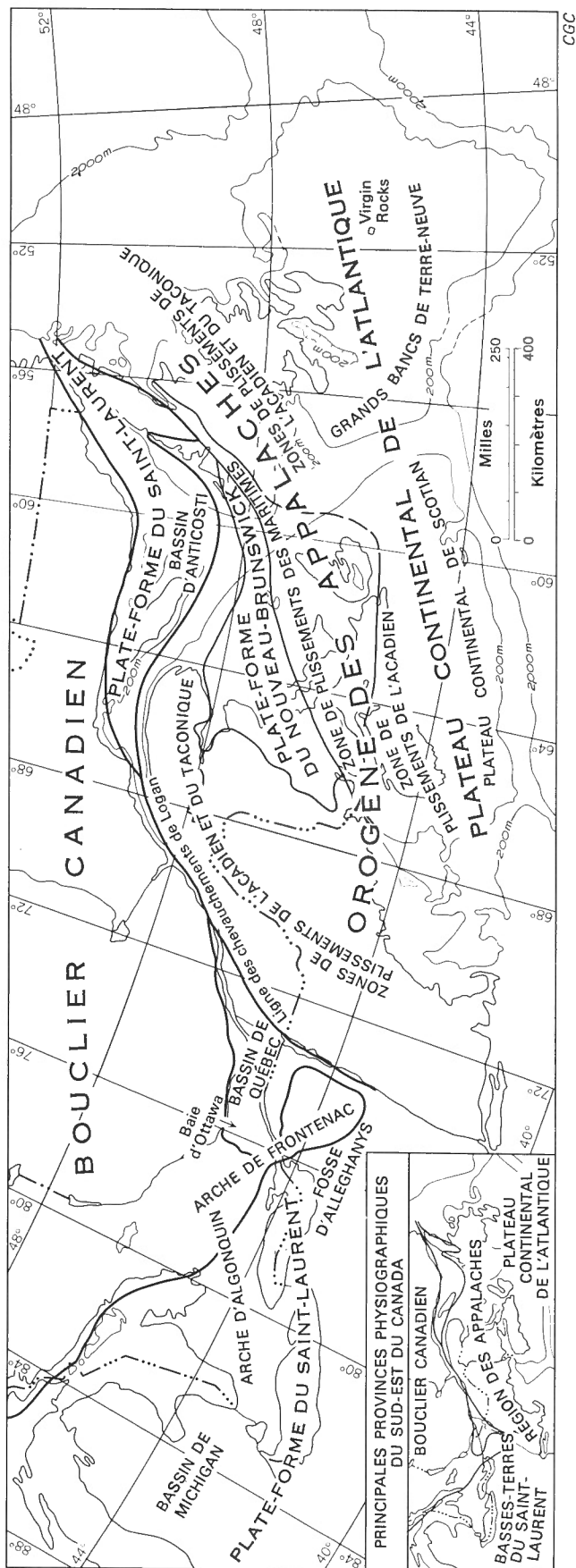
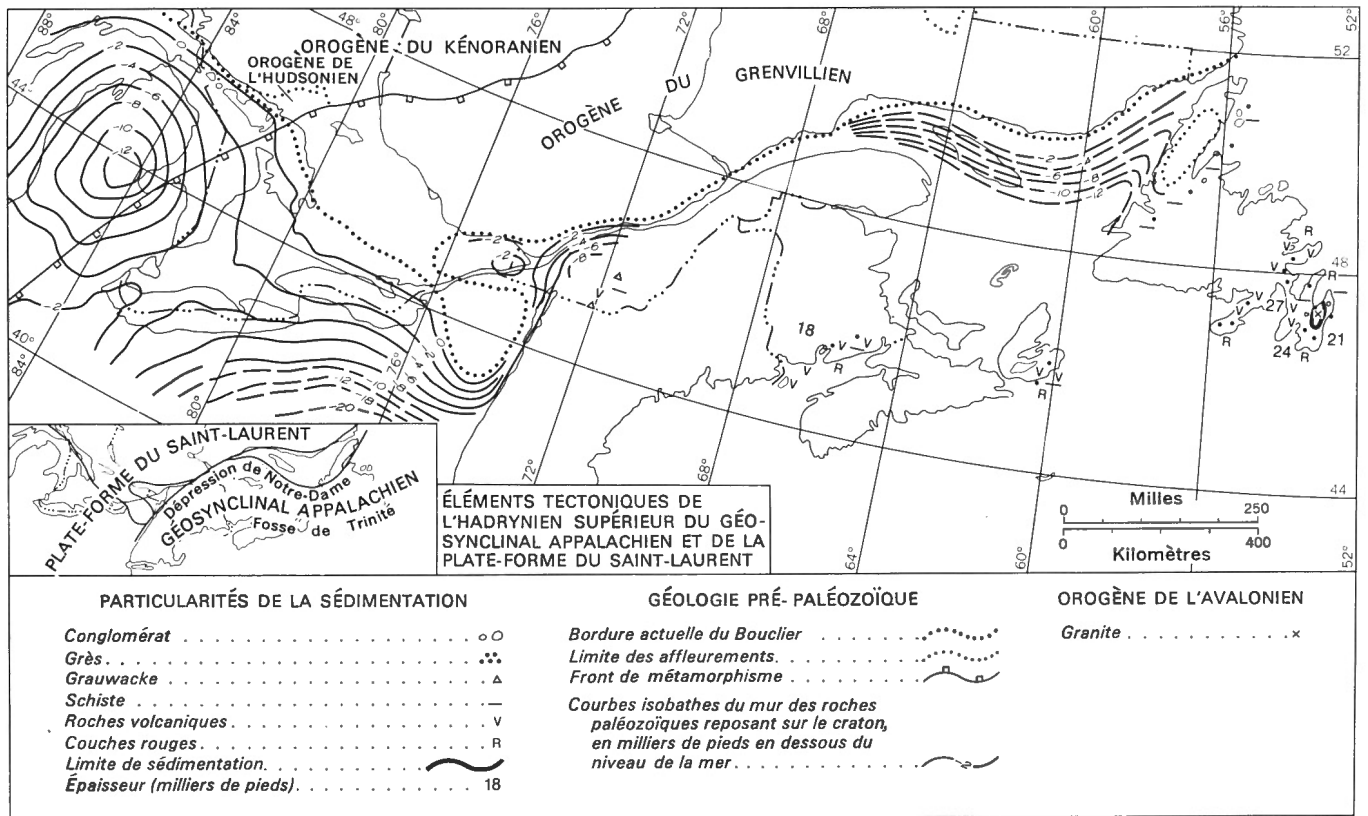


FIGURE VI-1. Principaux éléments géologiques du Sud-Est du Canada.

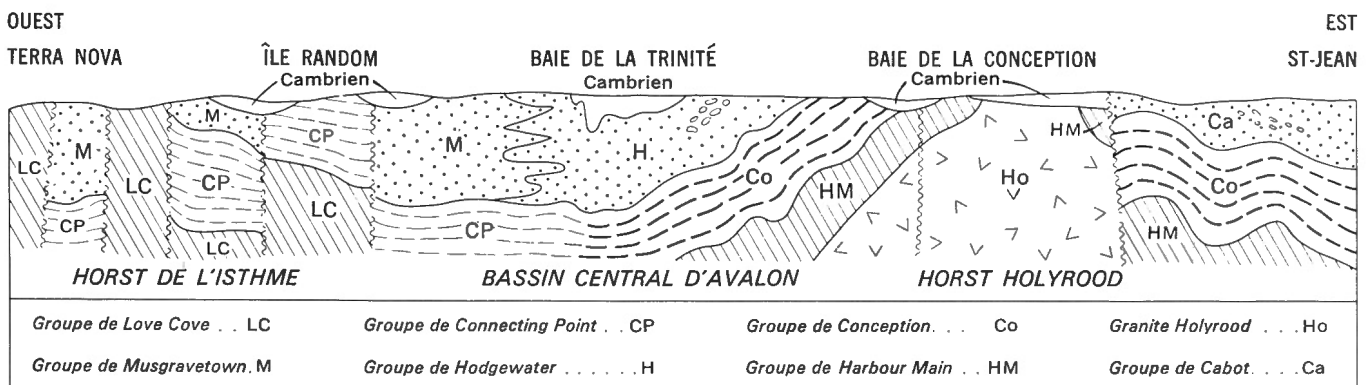


CGC

FIGURE VI-2. Sédimentation, volcanisme et tectonisme de la fin de l'Hadrymien dans le Sud-Est du Canada; aspects topographiques à la suite de l'orogénèse de l'Avalonien de l'Hadrymien moyen et surface du socle avant l'Hadrymien dans la région de la plate-forme du Saint-Laurent.

quartzite, de schiste et gneiss pélitiques et semi-pélitiques, et de schiste et gneiss à hornblende. La plupart de ces roches auraient une origine sédimentaire, et les associations amphibole-plagioclase et la présence de sillimanite par endroit indiquent que le métamorphisme régional a atteint le faciès amphibolite à almandin. Le complexe

d'Indian Head Range se trouve dans deux petites enclaves au sud-ouest du complexe de Long Range. Il est formé de roches mafiques à siliciques, la plupart d'origine plutonique, et qui comprennent de l'anorthosite, de la pyroxénite, une variété de gneiss granitiques et de la pegmatite granitique. L'anorthosite est semblable à celle des provin-



CGC

FIGURE VI-3. Coupe transversale des roches précambriennes et cambriennes de la plate-forme d'Avalon, partie est de Terre-Neuve (coupe modifiée de McCartney et coll., 1966).

ces de Grenville et de Nain du Bouclier canadien, où elle a été considérée comme un produit de l'orogénèse de l'Elsonien. Un énorme massif d'anorthosite dans des schistes et gneiss du Paléozoïque, à 20 milles à l'est du complexe d'Indian Head Range, est aussi considéré comme une enclave du Grenvillien, mais la relation entre l'anorthosite et les roches du Paléozoïque a été masqué par le métamorphisme et la déformation. Un essaim de dykes de diabase, orienté nord-est, intersecte le complexe de Long Range. Ces dykes alimenteraient les coulées de basalte qui recouvrent en discordance les gneiss et schistes près du détroit de Belle-Isle. Ces basaltes se trouvent recouverts par les roches du Cambrien inférieur. Des dykes de roches mafiques, probablement du même âge, coupent également le complexe d'Indian Head Range.

Hadrymien

Hadrymien inférieur

Dans la partie orientale de Terre-Neuve, le groupe de Harbour Main, probablement de l'Hadrymien inférieur, est formé de plus de 6,000 pieds de roches subaériennes, comprenant de l'andésite, de la rhyolite, du tuf rhyolitique soudé, et des intercalations de grès rouge (McCartney, 1967; McCartney et coll., 1966; Rose, 1952). La moitié inférieure de la succession renferme du silstone et de l'ardoise bien stratifiés, de couleur vert à gris, et probablement d'origine marine. Les roches volcaniques ont donné au Rb-Sr un âge de 568 ± 29 m.a. (Fairbairn et coll., 1966). Cet âge correspond au Cambrien moyen et est bien trop récent du fait que le groupe est recouvert en discordance par des roches de l'Hadrymien supérieur et du Cambrien inférieur.

Le groupe de Love Cove (Jenness, 1963) correspond lithologiquement au groupe de Harbour Main et est formé de 15,000 pieds de roches volcaniques et sédimentaires interstratifiées. On y trouve des laves siliciques et des roches pyroclastiques de composition intermédiaire et le basalte est probablement représenté par des schistes à chlorite et à épidote. La grauwacke feldspathique prédomine parmi les roches sédimentaires, et s'y trouvent aussi des conglomérats et de l'ardoise métamorphisés. Partout le groupe de Love Cove est plus déformé et métamorphisé que les roches hadrymiennes voisines et les conglomérats hadrymiens renferment apparemment des cailloux de chloritoschiste du groupe de Love Cove. Le groupe de Love Cove se trouve plus près de la région axiale d'intense déformation qui caractérise les roches du Paléozoïque dans le centre de Terre-Neuve que ne l'est le groupe de Harbour Main, et il a été par endroits feldspathisé et granité au cours du Paléozoïque.

Les formations de Deer Pond Park et de Southern Hill de la péninsule Burin sont en grande partie des assemblages volcaniques qui correspondent probablement en partie aux assemblages des groupes de Harbour Main et de Love Cove. Ces formations reposent sur des roches sédimentaires de l'Hadrymien et du Cambrien.

Dans l'île du Cap-Breton, le groupe de George River est formé de quartzite et autres roches métasédimentaires clastiques, de marbre, de schistes et gneiss quartzo-feldspathiques, d'amphibolite, et probablement de roches métavolcaniques (Weeks, 1954). Dans la région type, on a reconnu dès le début qu'il était possible de cartographier deux unités: une unité inférieure de quartzite, de schiste et de gneiss, et une unité supérieure de marbre. Les types de roches le plus facilement identifiables sont le marbre et le quartzite, et, bien que ces deux roches abondent dans la région type, elles sont moins abondantes que le schiste et le gneiss dans le nord de l'île du Cap-Breton. On trouve par endroits des caractères d'une sédimentation en eau peu profonde, notamment une stratification entrecroisée, des rides de plage et des structures de creusement et de remblaiement. Des couches du Cambrien moyen recouvrent en discordance angulaire prononcée le groupe de George River tandis que le Cambrien est presque en concordance sur les roches de l'Hadrymien des environs.

Le groupe de Green Head, près de Saint-Jean au Nouveau-Brunswick, ressemble au groupe de George River à plusieurs égards. Il est surtout formé de calcaire, de quartzite, d'argilite et de conglomérat calcareux. Ces roches passent graduellement, par endroits, en du schiste et du gneiss (Alcock, 1938). A certains endroits, les couches de quartzite montrent une stratification entrecroisée et certains horizons de calcaire contiennent les stromatolites *Archaeozoon acadieense*.

Orogenèse de l'Avalonien

Au cours de l'Hadrymien moyen, le groupe de Harbour Main de Terre-Neuve a été déformé, faiblement métamorphisé, pénétré par le granite Holyrood, soulevé et érodé pendant l'orogénèse de l'Avalonien. Des couches du Cambrien inférieur recouvrent en discordance angulaire ce groupe, et le groupe de Conception de l'Hadrymien supérieur le recouvre aussi localement en discordance. Le groupe de Conception renferme par endroits des fragments de granite semblable au granite Holyrood, ce qui indiquerait que le groupe de Conception est postérieur au granite (McCartney, 1967). Avant l'orogénèse, la région était caractérisée par des hautes-terres dont les matériaux se sont déposés dans les étroites dépressions et bassins durant l'Hadrymien supérieur. Le métamorphisme avalonien, de faible intensité, a formé les ardoises du groupe de Harbour Main et les schistes verts du groupe de Love Cove. Les plis sont ouverts et orientés vers le nord. Le granite Holyrood est surtout une monzonite à quartz et à biotite et une granodiorite; il est massif, à grains grossiers et légèrement cataclastique et altéré. Sa datation au Rb-Sr a donné 574 ± 11 m. a. (McCartney et coll., 1966), c'est-à-dire un âge près de la limite entre le Précambrien et le Cambrien; cet âge semble être trop récent.

Il existe peu d'indices de l'orogénèse de l'Avalonien dans l'île du Cap-Breton et dans le sud du Nouveau-Brunswick. Le groupe de George River est recouvert en

discordance par des roches du Cambrien moyen. Ces roches recouvrent en concordance plus à l'est les roches volcaniques de l'Hadrymien supérieur du groupe de Fourchu. On n'est pas encore certain des relations tectoniques entre le groupe de Green Head et les roches volcaniques de l'Hadrymien supérieur du groupe de Coldbrook. Des fragments de granite se trouvent dans les roches du groupe de Coldbrook et les couches du Cambrien, mais on ne connaît pas encore l'origine du granite. On croit que le métamorphisme qui a conduit à la formation des schistes et des gneiss dans les groupes de Green Head et de George River date du Paléozoïque.

Hadrymien supérieur (fig. VI-2)

Sur la presqu'île Avalon à Terre-Neuve, les groupes de Conception et de Connecting Point (McCartney, 1967; Jenness, 1963) sont stratigraphiquement équivalents et se trouvent à la base de la succession de l'Hadrymien supérieur (fig. VI-4). Ils sont composés d'ardoise, de silstone, et de grauwacke et ils renferment aussi un peu de quartzite, de conglomérat et de roches volcaniques. Ces roches ont été déposées dans la fosse de Trinité. Le groupe de Conception a environ 7,000 pieds d'épaisseur, et le groupe de Connecting Point entre 9,000 et 30,000 pieds. Ça et là, le groupe de Conception comprend à la base 100

pieds de conglomérat et de grès rouge, et au sommet les roches sédimentaires rouges de la formation de Hibbs Hole. Ces irrégularités dans la lithologie semblent indiquer que la mise en place des sédiments a alterné d'un milieu marin profond à un milieu non marin peu profond. Des empreintes de métazoaires à corps mou, dont la forme ressemble à une feuille de fougère, et longues jusqu'à 30 cm, ont été découvertes récemment par S. B. Misra dans du mudstone à rides de plage de la partie supérieure. Le groupe de Conception repose en concordance sur le groupe de Harbour Main, sauf près du granite Holyrood, où il est en discordance et où les conglomérats à la base du groupe contiennent des cailloux de granite. Le groupe de Connecting Point est en contact de faille avec les roches plus anciennes et avec la plupart des roches plus récentes. La direction des axes de plissement dans le groupe de Connecting Point semble indiquer que durant l'Hadrymien il existait des déformations locales. Les axes de ces plis s'orientent à certains endroits un peu à l'ouest du nord, contrairement à la direction prédominante vers le nord-est des axes de plissement des roches hadrymiennes sus-jacentes.

La formation de Bull Arm (McCartney, 1967; Jenness, 1963) comprend du basalte, de l'andésite, des brèches volcaniques et roches pyroclastiques de composition

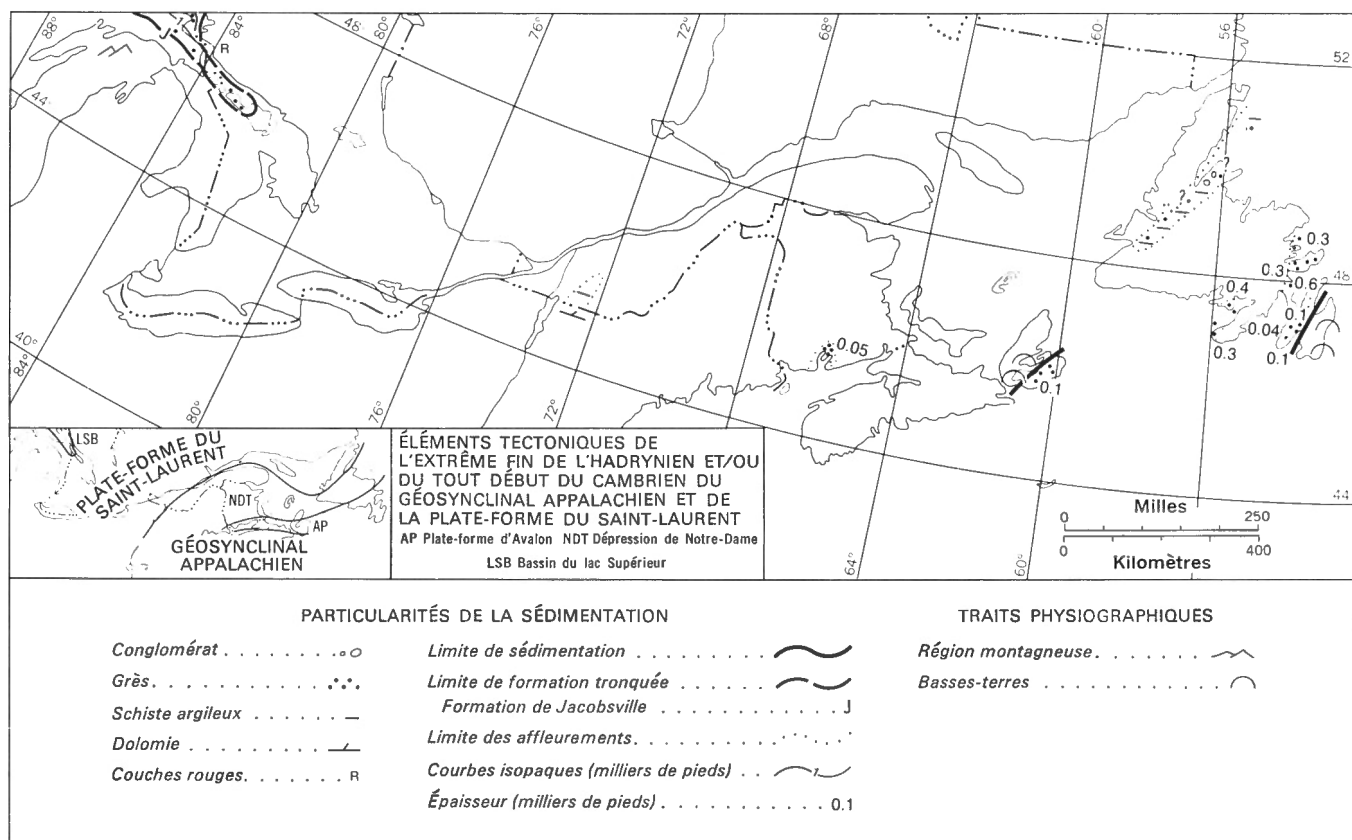


FIGURE VI-4. Sédimentation, volcanisme et tectonisme de la fin de l'Hadrymien et/ou du début du Cambrien dans le Sud-Est du Canada.

mafique et silicique, des laves siliciques, des roches sédimentaires tufacées, de l'arkose rouge et verte, de l'ardoise, du siltstone et du conglomérat. Les roches volcaniques ont donné au Rb-Sr, 494 ± 30 m.a., ce qui serait un âge trop récent (Fairbairn et coll., 1966). Les roches correspondantes dans l'île du Cap-Breton et le sud du Nouveau-Brunswick ont donné respectivement par la même méthode, 509 ± 40 m.a. et 495 ± 30 m.a., des âges également trop récents pour des raisons inconnues. La formation de Bull Arm a une épaisseur maximale de 8,000 pieds. L'ardoise et le siltstone, très répandus près de la base de la formation, sont similaires aux roches sous-jacentes du groupe de Connecting Point. Le contact avec ce groupe est concordant et la base de la formation de Bull Arm est fixée arbitrairement au niveau volcanique le plus bas. A certains endroits, la formation de Bull Arm repose sur la formation de Cannings Cove, qui recouvre le groupe de Connecting Point en discordance angulaire. La formation de Cannings Cove est formée de plus de 2,000 pieds de grès et de conglomérat rouges et verts et renferme des fragments de roches volcaniques similaires aux roches volcaniques de la formation de Bull Arm, ce qui indique que le dépôt date de l'époque du volcanisme dans les régions avoisinantes.

Partout dans la péninsule Burin, quelques-unes des roches volcaniques incluses dans les formations de Deer Park Pond et de Southern Hills semblent être équivalentes à la formation de Bull Arm.

A Terre-Neuve, les roches sédimentaires de l'Hadrymien supérieur sont généralement connues sous les noms de groupes de Musgravetown, de Hodgewater et de Cabot (McCartney, 1967; Jenness, 1963; Rose, 1952), sauf dans le voisinage de la baie de Fortune, où elles prennent les noms de groupe de Dantzig, ou de formations de Doten Cove et de Chapel Island. Toutes ces roches sont sous-jacentes au quartzite blanc de la formation de Random, ou de son équivalent, la formation de Blue Pinion. Ces quartzites sont à leur tour recouverts par les schistes argileux fossilifères du Cambrien. Toutes les roches sédimentaires de l'Hadrymien supérieur, sous-jacentes à la formation de Random, sont considérées comme équivalentes les unes aux autres, du moins en partie, mais les diverses formations n'ont pas toutes la même étendue, sauf que, localement, on a constaté d'après les changements dans le faciès que les couches de Musgravetown passent graduellement en les couches du groupe de Hodgewater. Le groupe de Musgravetown est formé d'environ 10,000 pieds de grès arkosique, de siltstone, d'ardoise et de conglomérat, qui reposent en concordance sur la formation de Bull Arm. Les groupes de Hodgewater et de Cabot se ressemblent et ont, respectivement, environ 17,000 et 14,000 pieds d'épaisseur. Les groupes de Hodgewater et de Cabot se trouvent à l'est du groupe de Musgravetown, et ils reposent en concordance tous les deux sur le groupe de Conception, sur les flancs opposés du horst d'Holyrood.

Dans l'île du Cap-Breton, le groupe de Fourchu de l'Hadrymien supérieur (Weeks, 1954) se compose de roches pyroclastiques de composition silicique à intermédiaire et il comprend par endroits des intercalations de coulées volcaniques et un peu de schiste argileux, de siltstone et de grauwaacke. Souvent, un niveau pyroclastique distinct est au sommet de la succession. Beaucoup de roches du groupe de Fourchu sont schisteuses ou laissent voir des fragments allongés parallèlement çà et là, tandis qu'ailleurs elles sont difficiles à différencier des roches volcaniques non métamorphisées du Cambrien moyen du voisinage. La formation de Morrison River, qui recouvre en concordance le groupe de Fourchu, est constituée d'une unité de base de grès rouge à stratification entrecroisée et de couches intercalées de conglomérat, et d'une unité intermédiaire d'ardoise arénacée interstratifiée à du quartzite. Les cailloux du conglomérat sont surtout du quartz filonien et des roches sédimentaires; quelques-uns seulement sont de roches volcaniques. La formation a une épaisseur maximale d'environ 2,400 pieds au nord-est, un minimum de 130 pieds au sud-ouest et, au nord-ouest, elle s'amincit apparemment jusqu'à disparaître complètement en profondeur.

Dans le sud du Nouveau-Brunswick, le groupe de Coldbrook de l'Hadrymien supérieur, d'une épaisseur de 18,000 à 33,500 pieds, est constitué de coulées volcaniques et de roches pyroclastiques en proportions à peu près égales, dans lesquelles les variétés siliciques à intermédiaires sont plus abondantes que les variétés mafiques (Alcock, 1938). Le groupe renferme aussi un peu de conglomérat, de la phyllade et du grès schisteux. Une couche de conglomérat renferme des cailloux de granite rouge, et le grès contient de nombreux fragments de feldspath rouge; ces matériaux sont d'origine inconnue. Le contact de ce groupe avec le groupe de Green Head sous-jacent a été interprété comme une discordance angulaire, mais cette relation demeure incertaine. Le groupe de Coldbrook est recouvert par la formation de Ratcliffe Brook (Hayes et Howell, 1937; Alcock, 1938). Cette formation, d'une épaisseur variant entre 20 et 2,000 pieds, est constituée de grès micacé rouge à grain fin avec du conglomérat à la base. A un endroit, les fragments sont surtout des cailloux de roches volcaniques et de granite. La grande variation dans l'épaisseur de la formation porte à croire qu'il y a eu remblaiement d'une surface irrégulière d'érosion sur les roches volcaniques du groupe de Coldbrook, mais on ignore la nature exacte du contact.

Extrême fin de l'Hadrymien et /ou tout début du Cambrien (fig. VI-4)

Sur la plate-forme d'Avalon, dans l'est de Terre-Neuve, l'île du Cap-Breton et le sud du Nouveau-Brunswick, la mise en place des couches rouges de l'Hadrymien supérieur dans la fosse de Trinité est passée graduellement à du sable quartzeux pur, blanc, d'origine marine, sans aucune interruption apparente dans le processus de mise

en place. Le quartzite est recouvert en concordance par du schiste argileux fossilifère du Cambrien inférieur. Il est probablement du même âge dans les trois régions, mais il est peut-être partiellement transgressif et diachrone.

A Terre-Neuve, la formation de Random est constituée de quartzite blanc suffisamment pur pour être utilisé comme source de silice commerciale (McCartney, 1967; Jenness, 1963). La couche atteint 200 à 300 pieds d'épaisseur. La partie inférieure contient du schiste argileux et du siltstone rouges tout comme les groupes de Musgravetown et de Hodgewater sous-jacents; la partie supérieure contient des couches de schiste argileux gris, rouge et vert comme les formations cambriennes sus-jacentes.

Dans l'île du Cap-Breton, la partie supérieure de la formation de Morrison River (Weeks, 1954) renferme jusqu'à 350 pieds de quartzite blanc. La masse s'amincit vers le nord-ouest pour disparaître complètement dans le centre de l'île, où les roches du Cambrien moyen reposent directement sur le groupe de George River.

Dans le sud du Nouveau-Brunswick, la formation de Glen Falls (Hayes et Howell, 1937) comprend de 20 à 50 pieds de grès quartzeux. La partie inférieure de cette

formation est de grès blanc tandis que le sommet contient de 3 à 6 pieds ou plus de grès noir.

La formation de Jacobsville se présente sous forme de buttes-témoins sous les couches paléozoïques et repose en discordance angulaire sur les roches cristallines aphébiennes ou plus anciennes, entre l'extrémité ouest de l'île Manitoulin et la péninsule Keweenaw dans le nord du Michigan (Hamblin, 1958). Elle est formée de grès, de conglomérat et de schiste argileux rouges d'origine non marine. Son épaisseur atteint plus de 700 pieds à Sault-Sainte-Marie. La formation a été mise en place sur le côté nord d'un terrain orienté vers l'est qui s'étendait à travers le nord du Michigan. La formation est d'âge imprécis et a été placée tantôt dans le Protérozoïque tantôt dans le Cambrien inférieur, moyen et supérieur. Attendu que la formation de Jacobsville est recouverte en discordance par les couches clastiques grossières d'origine marine du Cambrien supérieur et que lithologiquement elle diffère des autres roches cambriennes de la région, elle date probablement de l'Hadrymien, et représente les couches postgrenvilliennes les plus anciennes de la plateforme du Saint-Laurent.

LE PALÉOZOÏQUE

Cambrien

Résumé tectonique

C'est au cours du Cambrien que les limites et les caractères tectoniques de la plate-forme du Saint-Laurent et du géosynclinal appalachien ont clairement pris forme (fig. VI-5, 6). Dans le géosynclinal, d'épaisses successions de roches clastiques non volcaniques se sont déposées le long des flancs sud-est et nord-ouest de la dépression de Notre-Dame. Ces successions se trouvent en contact dans le sud du Québec avec une zone de roches volcaniques, probablement de la fin du Cambrien. Une mince succession de schiste argileux fossilifère du Cambrien contenant un peu de calcaire s'est déposée dans la fosse de Trinité de l'Hadrymien sur des roches plissées et non déformées et du granite. Les mers cambriennes ont débordé latéralement pour recouvrir les terrains précambriens et, vers la fin du Cambrien, les eaux submergeaient la majeure partie des terrains et se sont probablement jointes aux mers de la dépression de Notre-Dame. L'épaisseur des formations, leur répartition, leur faciès sédimentaire et les modes de recouvrement indiquent que les strates cambriennes se sont accumulées dans des bassins de dépôt à direction nord-est sur la plate-forme d'Avalon, et les ressemblances fauniques donnent à penser qu'elles avaient un lieu direct avec le milieu marin. A partir du Cambrien et jusqu'au début de l'Ordovicien, la plate-forme d'Avalon était un élément tectonique stable qui s'affaïssait lentement, mais au cours des orogénèses du Paléozoïque subséquentes, elle fut partiellement déformée;

toutefois, elle est demeurée en partie intacte sous forme de blocs stables qui ont protégé les roches de couverture cambro-ordoviciennes contre les déformations dans les fosses adjacentes. Les relations entre les couches cambriennes de la plate-forme d'Avalon et les couches de la dépression de Notre-Dame à l'ouest et de la fosse de Meguma à l'est demeurent inconnues.

Au sud-est de la plate-forme d'Avalon, une succession très épaisse de grauwwacke et de quartzite s'est déposée dans la fosse de Meguma, en grande partie par des courants de turbidité. Les détritiques provenaient probablement d'une masse de terre située au sud-est dans une région maintenant recouverte par l'océan Atlantique.

Sur la plate-forme du Saint-Laurent s'est formée une accumulation de grès orthoquartzitique et de roches carbonatées. La partie orientale du bassin d'Anticosti, près de la dépression de Notre-Dame, a été submergée par les eaux d'une mer peu profonde au début du Cambrien. Les roches arkosiques à la base de la succession et les quelques coulées de basalte sont recouvertes par une épaisse succession de grès orthoquartzitique et de dolomie du Cambrien inférieur à supérieur. Durant le Cambrien supérieur, la mer a envahi le bassin de Québec et la baie d'Ottawa et atteint l'arche d'Algonquin dans le sud-ouest de l'Ontario, laissant sur son passage des dépôts de grès et de dolomie qui recouvrent en discordance le socle précambrien. Un volume considérable de détritiques de quartz était déposé dans la partie sud du bassin de Québec, à partir des montagnes le long du côté nord de l'arche de

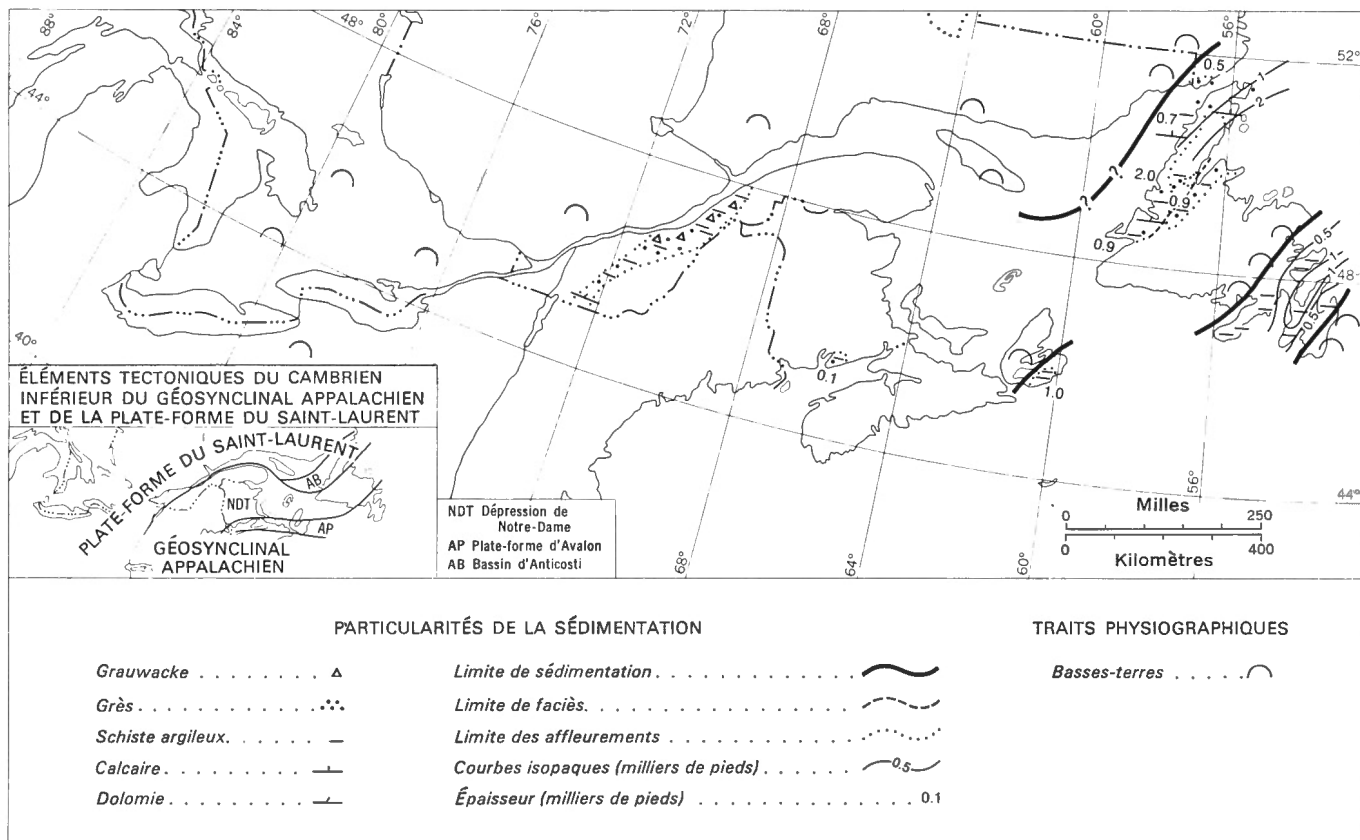


FIGURE VI-5. Sédimentation et tectonisme du Cambrien inférieur dans le Sud-Est du Canada.

CGC

Frontenac. Les couches cambriennes déposées dans le bassin de Québec s'épaississent vers le sud-est et passent probablement aux roches du géosynclinal qui affleurent maintenant dans les nappes de charriage de l'orogène des Appalaches déplacées vers le nord-ouest.

La faune de la succession de roches pélitiques qui recouvre la plate-forme d'Avalon est typique de celle du Cambrien des régions européennes ou atlantiques et est caractérisée par le trilobite *Paradoxides*. Les fossiles des roches carbonatées de la plate-forme du Saint-Laurent sont typiques de la faune de l'Amérique du Nord ou du Pacifique; ils comprennent des fossiles caractéristiques comme les archaeocyathidés et le trilobite *Olenellus*. La présence de deux provinces fauniques distinctes assez proches l'une de l'autre a été attribuée à: 1) une barrière terrestre linéaire, le «géanticlinal du Nouveau-Brunswick», ou une série d'arcs insulaires qui séparaient les deux aires de sédimentation; 2) un fond marin très profond le long de l'axe central du géosynclinal qui empêchait le mélange des faunes en mer peu profonde de chaque côté du géosynclinal; et 3) des roches cambriennes et plus anciennes du côté sud-est du géosynclinal appalachien représentant une partie d'un autre continent, séparé de l'Amérique du Nord durant le Cambrien et l'Ordovicien par un océan proto-Atlantique. Ce bassin

océanique du début du Paléozoïque s'est probablement fermé durant le Paléozoïque moyen, pour se rouvrir plus tard le long d'un nouveau chenal devenu l'actuel océan Atlantique au Mésozoïque. La ligne géographique de séparation des deux provinces fauniques est compliquée du fait de la récente découverte, dans la partie axiale de la dépression de Notre-Dame, dans le nord-est de Terre-Neuve, de trilobites du Cambrien moyen typiques de la province Atlantique.

Géosynclinal appalachien

Dépression de Notre-Dame. Les roches cambriennes n'affleurent pas suffisamment ou les fossiles y sont trop rares pour en déterminer l'âge, de sorte qu'il a été impossible de reproduire toutes les conditions dans lesquelles les matériaux se sont déposés dans cette dépression. A la ville de Québec, le long du flanc nord-ouest de la dépression dans le *sud du Québec*, les roches les plus anciennes sont celles de la formation de Charny (Osborne, 1956), qui est une partie de ce qui était autrefois la formation de Sillery. La formation de Charny a probablement 2,000 pieds ou plus d'épaisseur, et est bornée au sommet et à la base par des failles de chevauchement. Elle date surtout du Cambrien inférieur et est constituée de schiste argileux rouge, vert et gris d'origine marine, de

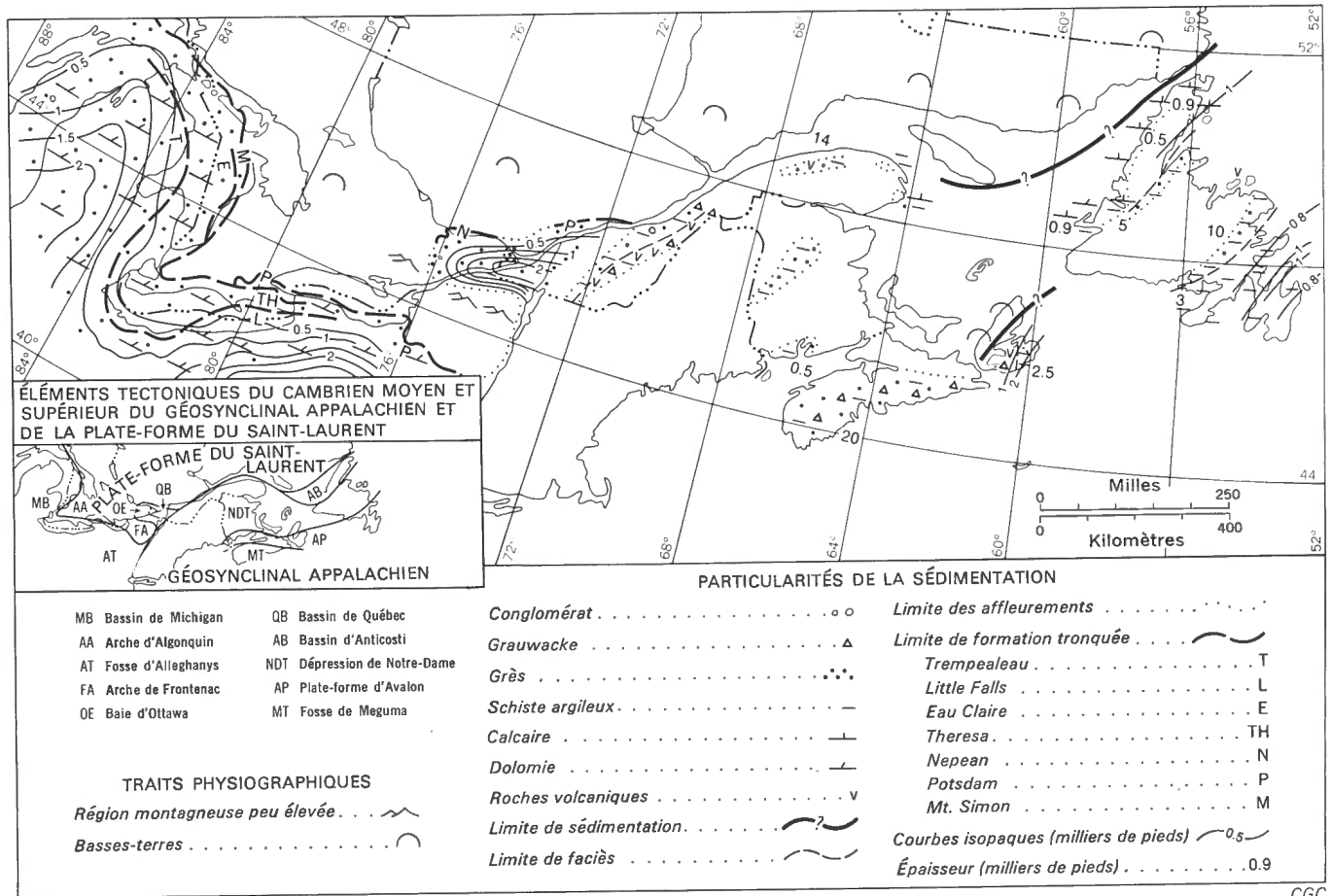


FIGURE VI-6. Sédimentation, volcanisme et tectonisme du Cambrien moyen et supérieur dans le Sud-Est du Canada.

grès et d'un conglomérat à petits cailloux. La formation de Lauzon date surtout du Cambrien supérieur et comprend environ 2,000 pieds de schiste argileux rouge, de siltstone gris, noir et vert, de grès et d'un conglomérat calcareux. Des roches ayant des traits semblables existent çà et là sur le pourtour de la dépression dans le sud du Québec. Dans les Cantons de l'Est dans le sud du Québec, le groupe d'Oak Hill de l'extrême fin de l'Hadryrien et du Cambrien constitue le cœur de l'anticlinorium du mont Sutton (Cady, 1960, 1967; Eakins, 1964). Ce groupe est formé de plusieurs formations d'une épaisseur totale d'environ 2,000 pieds. Les types de roches dominants de ce groupe, par ordre ascendant, sont des roches volcaniques de composition intermédiaire à mafique, de la grauwacke, de la dolomie, du quartzite, de l'ardoise noire, du quartzite, de la dolomie, du siltstone, du quartzite et de l'ardoise noire. Cette succession indique une mise en place tantôt dans un géosynclinal, tantôt sur une plate-forme. Ces roches passent graduellement aux roches métamorphisées du schiste de Sutton. Vers le nord-est, le long de la direction des formations (Béland, 1962), le cœur de l'anticlinorium est constitué du groupe de Ro-

saire, sous-jacent dans le nord-ouest au groupe d'Armagh et, dans le sud-est, au groupe de Caldwell. On ne connaît ni l'âge ni les relations tectoniques de ces groupes, mais il est possible que la plupart de ces roches non fossilifères soient du Cambrien. Le groupe de Rosaire, épais de quelques milliers de pieds, est formé de quartzite blanc et gris, de siltstone et d'ardoise; ces roches sont caractéristiques du mode de mise en place dans des eaux en mer peu profondes et dans un milieu tectoniquement stable, comme une plate-forme. Probablement plus récents et équivalents, les groupes d'Armagh et de Caldwell ont chacun environ 25,000 pieds d'épaisseur. Ils sont constitués de grès impur vert, rouge et gris, de grès arkosiques et de grauwacke, de siltstone, d'ardoise et de quartzite. Le groupe de Caldwell renferme en outre des roches volcaniques mafiques, et les groupes de Rosaire et de Caldwell passent graduellement aux schistes du groupe de Bennett. Les roches sédimentaires des groupes d'Armagh et de Caldwell sont semblables aux formations cambriennes de la ville de Québec et aux formations équivalentes au nord-est et au sud-ouest. Les groupes d'Armagh et de Caldwell sont probablement en partie de l'Ordovicien inférieur. L'abondance des dé-

tritus de feldspath, tout particulièrement de plagioclase, semble indiquer que ces roches auraient comme source des formations cristallines comme le Bouclier canadien au nord. Des roches semblables, du Cambrien, ou peut-être, ont été reconnues sur le prolongement de la direction de ces roches dans le nord de la Gaspésie. On a prélevé dans l'ardoise gris foncé du groupe de Québec des fossiles de trilobites datant de la fin du Cambrien moyen et du début du Cambrien supérieur; on y a trouvé aussi un trilobite du Cambrien moyen dans un fragment calcaire d'un conglomérat (Ollerenshaw, 1967). On a identifié dans l'est de la Gaspésie une petite région de calcaire et de schiste argileux datant de la fin du Cambrien moyen et du début du Cambrien supérieur. Ces roches constituent les formations de Corner-of-the-Beach et de Murphy Creek (McGerrigle, 1950); elles sont en quelque sorte uniques, car elles se trouvent au sud du prolongement de la direction des groupes de Québec et de Shickshock. Les trilobites du Cambrien dans la Gaspésie sont caractéristiques de la faune du Pacifique.

Dans l'ouest de Terre-Neuve, des roches du Cambrien et d'autres, probablement du Cambrien, se trouvent sur le côté ouest de la dépression de Notre-Dame et dans des successions allogènes en provenant et sises maintenant sur la plate-forme du Saint-Laurent (Poole, 1967). On ne connaît pas l'âge du groupe de Fleur-de-Lys de la péninsule Burlington que l'on trouve dans cette dépression (Neale et Nash, 1963; Neale et Kennedy, 1967), ni celui de ses équivalents probables près de Deer Lake, la formation de Mount Musgrave et le groupe de Grand Lake Brook (Brückner, 1966; Lilly, 1967). Par ailleurs, leurs relations stratigraphiques aux roches adjacentes ne sont pas claires. Les roches de ces groupes sont surtout des schistes psammitiques et pélitiques, d'une épaisseur de plusieurs milliers de pieds, avec quelques métagglomérats à blocs de roches plutoniques. Toutes ces roches sont, à la suite d'un métamorphisme général, du faciès amphibolite ou du faciès schiste vert. Par endroits dans la péninsule Burlington, des brèches de marbre en couches minces et des brèches calcaires se trouvent le long de la limite occidentale de la zone d'affleurement du groupe de Fleur-de-Lys, tandis que les affleurements le long de la limite orientale sont des schistes verts amphibolitiques et chloritiques d'origine volcanique probable. La formation de Mount Musgrave et le groupe de Grand Lake Brook paraissent s'étendre sous les roches carbonatées autochtones du groupe de Labrador du Cambrien inférieur sur la plate-forme du Saint-Laurent ou semblent passer graduellement vers l'ouest en ces roches. Leur répartition suggère que leur contact avec le groupe de Labrador est concordant et qu'une partie est plus ancienne. Ces roches ont eu un passé tectonique et métamorphique beaucoup plus prononcé que les roches paléozoïques voisines de la dépression dans l'est, ce qui semble indiquer que le contact est une discordance ou une faille. Il ressort des renseignements recueillis que les roches du groupe de Fleur-de-Lys et leurs équivalents représentent

probablement une succession de roches formées en bordure de la dépression équivalente aux strates cambriennes de la plate-forme du Saint-Laurent ou sous-jacente à ces strates.

Les successions cambriennes allochtones de l'ouest de Terre-Neuve se trouvent dans les klippen de Humber Arm et de Hare Bay (Rodgers et Neale, 1963). Le klippe de Humber Arm est constitué de roches cambriennes de deux faciès, le faciès des roches carbonatées du groupe de Cow Head dans le nord et le faciès des roches clastiques dans le sud et l'est. La partie inférieure du groupe de Cow Head (Kindle et Whittington, 1958) d'une épaisseur de 300 à 400 pieds comprend du calcaire fossilifère, du schiste argileux et du conglomérat ou brèche calcaire du Cambrien moyen et supérieur (pl. VI-1). Les fragments calcaires de ce conglomérat ou brèche ont à peu près le même âge et la même composition que les couches sur lesquelles ce conglomérat repose directement, mais leur faciès est différent, et ils renferment une faune distincte de celle des roches carbonatées qui affleurent présentement sur la plate-forme du Saint-Laurent. On suppose que les fragments calcaires sont venus des bancs voisins de roches carbonatées contemporains qui n'affleurent pas de nos jours, qu'ils s'en séparaient périodiquement et qu'ils se sont déplacés en empruntant les pentes sous-marines pour aller se mêler aux boues calcareuses de la base. Ce genre de dépôt n'était pas à caractère local, car les conglomérats à Lévis, près de Québec, et ceux du groupe de Québec, le long de la rive sud du Saint-Laurent, renferment également des blocs calcaires du Cambrien remarquablement similaires, litho-



PLANCHE VI-1. Calcaire cambrien finement stratifié et brèche calcaire du groupe de Cow Head, à l'extrémité nord du klippe de Humber Arm, à Cow Head (T.-N.).

logiquement et fauniquement, à ceux du groupe de Cow Head. Ainsi, le faciès de roche dont ces blocs provenaient s'étendait dans le sens de la direction des formations mais, peut-être pas nécessairement d'une façon continue, sur une distance d'environ 800 milles. Il s'agissait probablement du faciès des roches carbonatées de l'est de la plate-forme du Saint-Laurent. Le faciès des roches clastiques de la partie sud et est du klippe (Brückner, 1966); R. K. Stevens) est formé de 2,500 à 3,000 pieds de schiste argileux généralement en couches minces, de grès, de calcaire et de conglomérat calcaireux, connus dans l'ordre ascendant, comme les formations de Summerside, d'Irishtown et de Cooks Brooks. Les deux dernières contiennent des fragments calcaires du Cambrien inférieur, et, en plus, la formation de Cooks Brook renferme dans sa partie inférieure des fossiles indigènes du Cambrien moyen et à son sommet des graptolites du Trémadocien. Autrefois, on croyait que ces roches étaient de l'Ordovicien moyen et qu'elles recouvraient les roches carbonatées autochtones de l'intervalle allant du Cambrien à l'Ordovicien moyen de la plate-forme du Saint-Laurent. Actuellement, à la suite de la découverte de fossiles datant du Cambrien et de l'Ordovicien inférieur, il paraît certain que le groupe de Cow Head et les roches clastiques du sud sont pour la plupart contemporains de la succession des roches carbonatées autochtones et que, par conséquent, ils sont allochtones (Rodgers et Neale, 1963). Le faciès des roches clastiques a probablement été déposé dans la dépression de Notre-Dame plus à l'est que la zone entre la plate-forme et la dépression où le groupe de Cow Head a été déposé.

Le klippe de Hare Bay, à l'extrémité nord de la péninsule Great Northern, renferme des lames de char-

riage des formations de Maiden Point et de Goose Cove (Cooper, 1937) dont on ignore l'âge, mais qui probablement datent en partie du Cambrien. La formation de Maiden Point est constituée de 6,000 pieds ou plus de grès et de grauwaacke grossiers, d'un peu d'ardoise grise et rouge, et, près de la base, de coulées en coussins et de roches pyroclastiques de composition andésitique et basaltique. Quelques roches volcaniques peuvent être de l'Ordovicien inférieur comme celles sises près de la baie Notre-Dame. La formation de Goose Cove est constituée de schiste, de gneiss et d'amphibolite dérivés des roches volcaniques andésitiques et basaltiques qui bordent les massifs ultra-ferromagnésiens du klippe. Cette formation a apparemment été chevauchée sur la formation de Maiden Point; leurs relations stratigraphiques demeurent inconnues.

Dans la partie axiale de la dépression de Notre-Dame dans le nord-est de Terre-Neuve, M. Kay a récemment découvert, dans des lentilles de calcaire dans des roches volcaniques, d'une formation considérée jusque-là comme étant de l'Ordovicien moyen, des trilobites du début du Cambrien moyen ayant une affinité probable avec la faune de l'Atlantique. Les roches volcaniques, qui affleurent seulement sur quelques centaines de pieds, ne représentent peut-être qu'un immense bloc exotique, comme le suggèrent les affleurements de roches diverses dans le voisinage. Cependant, si ce bloc a été charrié, son transport a été court et indique que ces roches cambriennes du faciès eugéosynclinal ont été déposées, au moins à certains endroits, dans les parties centrales de cette dépression à Terre-Neuve.

Le long de la bordure orientale de la dépression de Notre-Dame, dans la partie *est du centre de Terre-Neuve*,

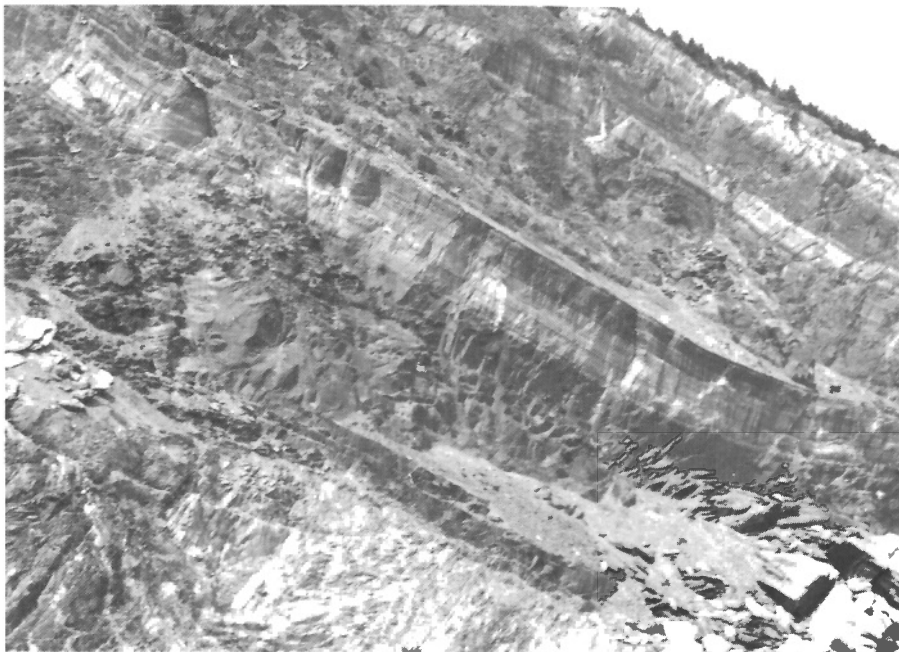


PLANCHE VI-2

Groupe de Harbour Main de l'Hadrymien, plissé durant l'orogénèse de l'Avalonien de l'Hadrymien, recouvert en discordance angulaire par de l'ardoise et du calcaire du Cambrien inférieur, plissés, probablement durant l'orogénèse de l'Acadien du Dévonien, à Brigus South Point (T.-N.).

des roches clastiques occupent une position dans cette dépression comparable à celles du groupe de Fleur-de-Lys le long de la bordure occidentale. La partie inférieure du groupe de Gander Lake (Jenness, 1963) et les roches probablement correspondantes dans le sud-ouest, le groupe de Baie d'Espoir, forment une succession monotone de siltstone, de grès micacé, d'ardoise, de grauwacke et de quartzite, d'une épaisseur d'au moins 10,000 pieds. La partie inférieure, dépourvue de fossiles, est sous-jacente, probablement en discordance, à l'ardoise et aux roches volcaniques de l'Ordovicien moyen de la partie intermédiaire. La base de ce groupe touche le groupe de Love Cove de l'Hadrymien le long d'un contact interprété comme une faille plutôt que comme une discordance, du fait surtout que les roches précambriennes sont moins intensément métamorphisées à l'endroit où les deux groupes se trouvent en contact.

Plate-forme d'Avalon. Les couches cambriennes de la plate-forme d'Avalon sont surtout du schiste argileux, un peu de grès, du calcaire et, par endroits, dans l'île du Cap-Breton, de grandes épaisseurs de roches volcaniques. L'épaisseur totale de ces couches varie entre moins de 1,000 pieds à un maximum de plus de 4,000 pieds dans l'est de Terre-Neuve. Les couches sédimentaires ont été déposées surtout dans des mers peu profondes et leur succession lithologique demeure remarquablement uniforme dans presque toute la région. En certains endroits, les couches renferment d'abondants fossiles et la succession de faunes similaires donne à penser que les mers recouvrant la plate-forme dans l'est de Terre-Neuve, l'île du Cap-Breton et le sud du Nouveau-Brunswick ne faisaient qu'une et s'étendaient jusque dans la région de Boston au sud-ouest, et probablement jusqu'aux îles Britanniques et en Scandinavie. Tous les fossiles recueillis appartiennent à la faune de l'Atlantique.

Les couches cambriennes reposent en concordance sur les quartzites à la base des formations de Random, de Morrison River et de Glen Falls. Là où les couches cambriennes sont en discordance sur les roches précambriennes, l'âge de ces couches et leur épaisseur variable indiquent que les couches du Cambrien inférieur et moyen se sont accumulées dans des fosses à direction nord-est et que la transgression marine était nord-ouest. La mise en place des schistes argileux de la fin du Cambrien moyen et du Cambrien supérieur a été plus générale et les mers ont probablement submergé la totalité de la plate-forme d'Avalon. La présence de couches plus épaisses et plus arénacées, près de l'extrémité occidentale de la plate-forme d'Avalon dans la région de la baie de Fortune à Terre-Neuve, suggère que les plus récentes couches cambriennes deviennent graduellement les dépôts de la partie orientale de la dépression de Notre-Dame.

Les couches cambriennes de la plate-forme d'Avalon sont préservées dans des grabens ou synclinoria dans des terrains précambriens (fig. VI-3). Elles sont déformées

en simples plis. Aux endroits où ces couches s'étendent au-delà et recouvrent le groupe de Harbour Main de roches précambriennes déformées et le granite Holyrood dans l'est de Terre-Neuve, elles ne sont pas plissées, mais seulement coupées par des failles normales.

Dans la partie *est de Terre-Neuve* (McCartney, 1967; Jenness, 1963; Hutchinson, 1962), l'axe d'accumulation maximale durant le Cambrien est demeuré près de la baie de la Trinité, où plus de 4,000 pieds de schiste argileux et un peu de calcaire ont été déposés. Les formations successives au Cambrien inférieur recouvraient au-delà de la formation sous-jacente et s'étendaient vers l'est et l'ouest à travers des basses-terres de roches précambriennes qui n'ont pas fourni de détritiques clastiques grossiers. Bonavista, la plus ancienne de ces formations, consiste en du schiste argileux rouge et vert, de petites quantités de calcaire et par endroits du conglomérat de base. Dans l'ordre ascendant, on a reconnu la formation de Smith Point du Cambrien inférieur et composée de calcaire algueux rouge et vert, la formation de Brigus constituée de schiste argileux rouge et vert et renfermant quelques intercalations et nodules de calcaire, et la formation de Chamberlains Brook du début du Cambrien moyen composée de schiste vert qui comprend, par endroits à la base, des couches riches en manganèse et du schiste argileux rouge. La formation correspondante de Youngs Cove, dans la baie de Fortune, contient plus de siltstone, ce qui est un indice de l'existence d'un terrain d'alimentation à l'ouest. La formation de Manuels River de la fin du Cambrien moyen et la formation d'Elliott Cove du Cambrien supérieur reposent sur la formation de Chamberlains Brook. La formation de Manuels River est constituée de schiste argileux gris et noir, d'intercalations de calcaire et de quelques intercalations de basalte et de tuf. La formation d'Elliott Cove comprend du schiste silteux vert et noir et du siltstone. La même succession dans la baie de Bonavista, au nord-ouest de la presqu'île Avalon, comprend deux groupes: le groupe d'Adeyton, composé de schiste argileux rouge et vert du Cambrien inférieur et du début du Cambrien moyen, et le groupe de Harcourt de la fin du Cambrien moyen à l'Ordovicien inférieur formé de schiste argileux gris et noir.

Dans la partie *est de l'île du Cap-Breton* (Hutchinson, 1952; Weeks, 1954), il s'est déposé, dans une dépression à direction nord-est, du schiste argileux du Cambrien renfermant des brachiopodes et des trilobites et à un endroit un assemblage de grauwacke et de roches volcaniques. La dépression était limitée à l'ouest par un terrain bas durant le Cambrien inférieur et moyen. Les formations de Mac-Codrum et de Canoe Brook de la fin du Cambrien inférieur, composées de 1,000 pieds de schiste argileux gris, vert et rouge et de siltstone, recouvrent dans la partie est de la dépression la formation de Morrison River de l'Hadrymien supérieur et/ou de la base du Cambrien. Ces formations sont recouvertes, dans la partie nord-ouest de la dépression, par les formations de Trout Brook et de

MacLean Brook de la fin du Cambrien moyen et constituées de 1,500 pieds de schiste gris foncé et noir et de siltstone et dans la partie sud-ouest par le groupe de Bourinot de la fin du Cambrien moyen, constitué de 500 pieds de lave silicique et mafique, de roches pyroclastiques, de grauwacke et de schiste argileux. Ce dernier complexe est recouvert par le groupe de Kelvin Glen formé d'au moins 2,300 pieds de schiste argileux rouge et vert et de siltstone, et, près de la base, de schiste argileux rouge et vert et de siltstone, de conglomérat rouge et gris à fragments de quartz et de quartz-feldspath et de grès arkosique rouge. Dans la partie ouest de la dépression, le groupe de Bourinot du Cambrien moyen recouvre en discordance angulaire le groupe de George River de l'Hadrymien. Dans cette région, le groupe de Bourinot s'amincit depuis 2,000 pieds de roches entièrement volcaniques au centre ou près du centre de la zone de volcanisme, à 600 pieds en direction nord-est et à 1,200 pieds en direction sud-ouest jusqu'à un point situé à plusieurs milles du centre où il y a interstratification des couches de roches volcaniques et de grauwacke, de quartzite et de schiste argileux. La formation de MacMullin sus-jacente du Cambrien moyen est composée de siltstone et de schiste argileux gris. Elle s'amincit depuis environ 1,000 pieds à partir du nord-est et du sud-ouest pour disparaître complètement dans la région centrale du volcanisme. La formation de MacNeil du Cambrien supérieur, épaisse de plusieurs centaines de pieds, est formée de schiste argileux gris foncé et noir et de rares intercalations de calcaire noir. Elle repose sur des couches du Cambrien moyen dans les parties est et ouest de la dépression et, tout comme le groupe d'Elliott Cove correspondant de Terre-Neuve, indique qu'à cette époque la mer recouvrait toute la région. Dans la partie ouest de la dépression, la formation de MacNeil s'étend au-delà de la formation de MacMullin et vient reposer directement sur la partie centrale élevée des roches volcaniques du groupe de Bourinot.

Près de Saint-Jean, au sud du Nouveau-Brunswick (Hayes et Howell, 1937; Alcock, 1938), environ 1,000 pieds de schiste argileux gris foncé et noir du Cambrien, mêlé d'un peu de grès et de calcaire du groupe de St. John, recouvrent en concordance structurale le quartzite de la formation de Glen Falls de l'Hadrymien supérieur et/ou du Cambrien inférieur. On a défini en majorité les sept formations minces du Cambrien d'après leur âge et leurs fossiles. Les roches fossilifères les plus anciennes, la formation de Hanford Brook de la fin du Cambrien inférieur est formée d'environ 75 pieds de grès et de schiste argileux gris. Cette formation est recouverte d'environ 145 pieds de schiste argileux noir de la fin du Cambrien moyen, contenant de minces intercalations et nodules de calcaire gris; ces roches sont, en ordre ascendant, les formations de Fossil Brook, de Porter Road et de Hastings Cove. Les strates sus-jacentes du Cambrien supérieur ont une épaisseur de plus de 500 pieds et sont composées de schiste argileux gris foncé et noir, de quelques intercalations de

calcaire et de grès qui représentent, en ordre ascendant, les formations d'Agnostus Cove, de Black Shale Brook et de Narrows.

Fosse de Meguma. En Nouvelle-Écosse, la formation de Goldenville (Taylor, 1967), qui est la formation la plus basse du groupe de Meguma, est composée d'au moins 18,000 pieds de grauwacke lithique, de quartzite feldspathique et d'un peu de conglomérat et d'ardoise. Cette formation est partiellement métamorphisée en grauwacke à biotite et en schiste et gneiss des faciès schiste vert et amphibolite à almandin. La formation de Goldenville ne renferme pas de fossiles, mais il est possible qu'elle appartienne au Cambrien supérieur, du fait que la formation d'Halifax sus-jacente renferme des graptolites du Trémadocien. Le conglomérat contient des fragments de quartz, de quartzite et de grauwacke. Les empreintes de mur à la base des couches de grauwacke suggèrent que ces couches sont dues à des courants de turbidité orientés nord-est et est, sous-parallèles à la direction structurale actuelle des roches. La source devait être au sud-est, dans une région actuellement recouverte par l'océan Atlantique, et les courants devaient se déplacer parallèlement à l'axe de la fosse car, au nord-ouest, sur la plate-forme d'Avalon, de minces couches de schiste argileux noir se sont déposées.

Plate-forme du Saint-Laurent

Cambrien inférieur. Les couches du Cambrien inférieur du bassin d'Anticosti se trouvent dans la partie occidentale de Terre-Neuve et au Labrador. La nature de ces couches indique qu'elles se sont déposées dans des conditions stables. Elles s'épaississent graduellement vers le sud-est, jusqu'aux affleurements actuels des complexes de Long Range et d'Indian Head Range du socle, ce qui indique que les enclaves précambriennes n'étaient pas des éléments positifs au début du Cambrien. En bordure du détroit de Belle-Isle, la formation de Bradore à la base du groupe de Labrador (Schuchert et Dunbar, 1934) repose en discordance angulaire sur les roches cristallines du Précambrien et est formée d'arkose rouge à gris clair, de grès orthoquartzitique, de conglomérat et de schiste argileux. Les épanchements de basalte en prismes sont interstratifiés avec des roches arkosiques rouges près de la base. Les roches ne renferment pas de fossiles, sauf la présence de tubes du ver de terre *Scolithus linearis*. La formation s'épaissit vers le sud-est à partir du Labrador jusqu'à environ 300 pieds de chaque côté du détroit de Belle-Isle. La formation de Cloud Mountains correspondante, près de la baie Canada, a 585 pieds d'épaisseur. La stratification entrecroisée remarquée dans le grès au Labrador indique un charriage de détritiques en direction sud-est. La formation de Forteau recouvre en concordance, ou légèrement en discordance, la formation de Bradore. Elle est formée de couches minces de schiste argileux bigarré rouge et gris et de calcaire gris renfermant des récifs d'archaeocyathidés et des couches sableuses et oolithiques.

La formation de Forteau s'épaissit vers le sud-est de 185 pieds dans la partie sud-est de Labrador à 386 pieds sur les hautes-terres de St-Jean dans l'ouest de Terre-Neuve et à 700 pieds près de la baie Canada. Vers l'intérieur à partir de la côte du Labrador, le caractère de la formation de Forteau change: les récifs d'archaeocyathidés diminuent en épaisseur et en nombre, et les calcaires deviennent graduellement plus uniformément stratifiés et plus argileux. La formation de Forteau est sous-jacente au grès orthoquartzitique, au calcaire et au schiste argileux de la formation de Hawke Bay, d'une épaisseur d'environ 300 pieds à la section type de la formation dans l'ouest de Terre-Neuve.

Dans le centre occidental de Terre-Neuve, des couches du groupe de Labrador du Cambrien inférieur excèdent localement 2,000 pieds en épaisseur. Elles comprennent surtout du grès orthoquartzitique, du calcaire et du schiste argileux, mais il est facile de les subdiviser suivant les diverses formations reconnues au nord. Ces roches reposent en discordance sur le socle précambrien et vers le sud-est elles se transforment graduellement en des roches méta-

morphiques qui peuvent partiellement être du Précambrien. Près de Port-au-Port, dans le sud-ouest de Terre-Neuve, 900 pieds de couches fossilifères de la formation de Kippens du Cambrien inférieur reposent en discordance prononcée sur les roches plutoniques du complexe d'Indian Head Range (Riley, 1962). La formation de Kippens est formée de schiste argileux, de grès, et de calcaire et possède plusieurs caractéristiques lithologiques semblables à celles de la formation de Forteau.

Cambrien moyen. A deux endroits seulement du bassin d'Anticosti, dans l'ouest de Terre-Neuve, on a identifié des couches du Cambrien moyen. A la baie Canada, environ 900 pieds de calcaire, de dolomie et de grès orthoquartzitique constituent les formations de Cloud Rapids et de Treytown Pond (Betz, 1939). La formation de Cloud Rapids, formée surtout de calcaire noir-bleuâtre et de schiste argileux gris, repose sur la formation de Forteau en discordance apparente indiquée par un mince conglomérat à cailloux. Elle est recouverte en concordance par du calcaire gris à grain fin de la formation de Treytown

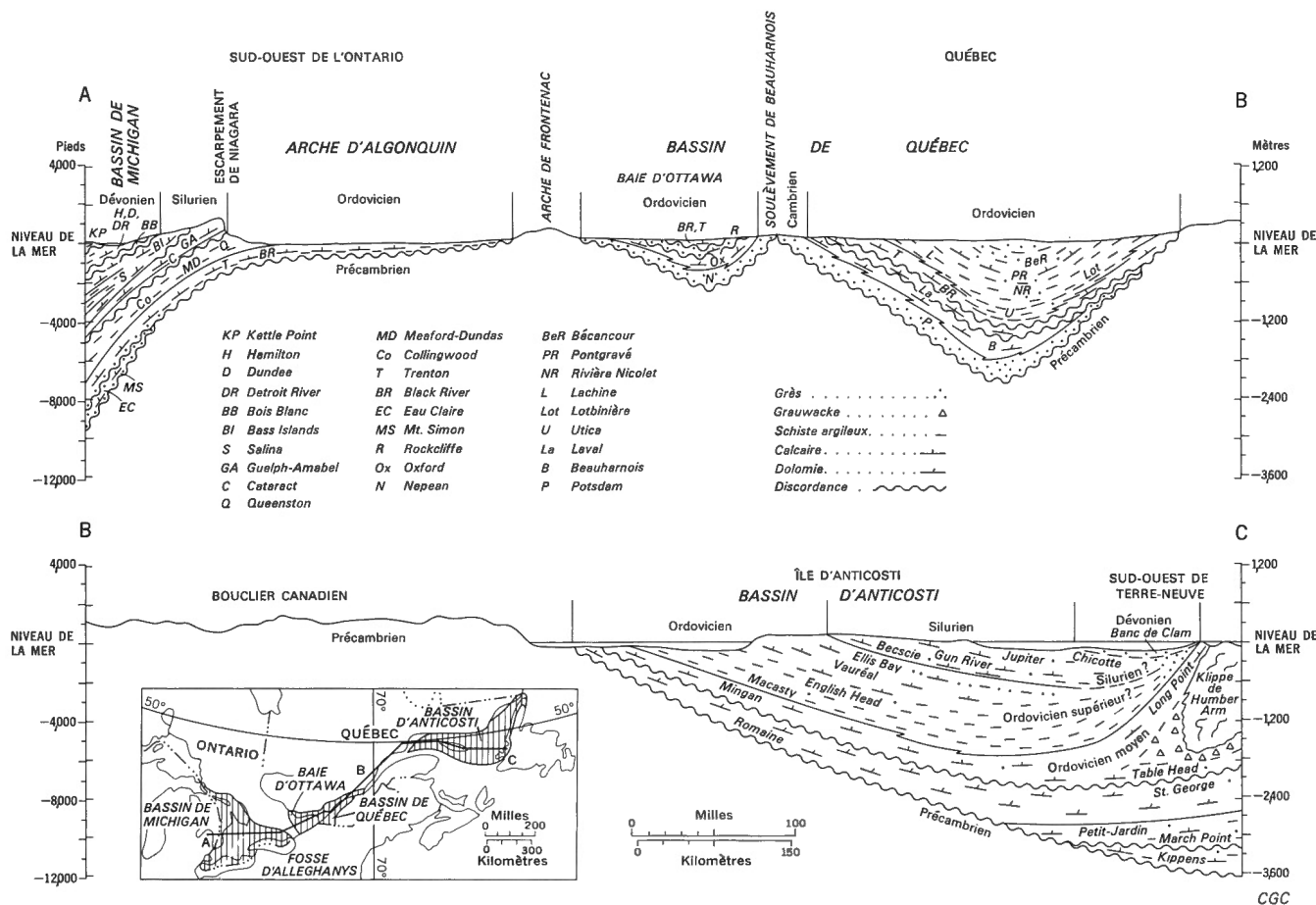


FIGURE VI-7. Coupe transversale des formations paléozoïques de la plate-forme du Saint-Laurent, du bassin de Michigan au bassin d'Anticosti (Sanford).

Pond, qui, à son tour, est recouverte par des couches très peu fossilifères de l'Ordovicien inférieur. Dans les falaises littorales de la péninsule Port-au-Port, on a donné le nom de formation de March Point à 850 pieds de dolomie et de schiste argileux du Cambrien moyen et de grès orthoquartzitique du Cambrien inférieur (Riley, 1962). La base n'affleure pas et les couches du Cambrien moyen se trouvent recouvertes en concordance par des couches du Cambrien supérieur et de l'Ordovicien inférieur.

Des fragments de calcaire du faciès de plate-forme du Cambrien moyen abondent dans les conglomérats du klippe de Humber Arm et dans ceux du groupe de Québec.

Cambrien supérieur. Des strates du Cambrien supérieur ont été mises en place sur toute l'étendue de la plate-forme du Saint-Laurent, sauf dans les îles d'Anticosti et Mingan et peut-être aussi à certains endroits dans la région nord-ouest de Terre-Neuve.

La mise en place de roches surtout carbonatées dans le bassin d'Anticosti, dans l'ouest de Terre-Neuve, commencée durant le Cambrien moyen, s'est probablement poursuivie dans la plupart des endroits durant la fin du Cambrien et le début de l'Ordovicien (fig. VI-7). Les couches du Cambrien supérieur n'ont pas été identifiées partout, du fait surtout qu'elles sont lithologiquement semblables aux couches de l'Ordovicien inférieur et qu'elles se transforment graduellement en ces dernières; elles ne peuvent être distinguées que par la faune. Par endroits, on a reconnu environ 500 pieds de calcaire, de dolomie et de schiste de la formation de East Arm, près de Bonne Bay, et des roches correspondantes plus silteuses et argileuses de la formation de Petit-Jardin, dans la péninsule Port-au-Port. Les fossiles fauniques recueillis récemment indiquent que la partie basale du groupe de St.

George, traditionnellement attribuée à l'Ordovicien inférieur, appartient en fait au Cambrien supérieur.

Dans le bassin de Québec, les grès transgressifs de la base du Paléozoïque constituent ce qu'on appelle la formation de Potsdam (Clark, 1965) ou, par endroits dans la baie d'Ottawa, la formation de Nepean (Wilson, 1946). Ils sont considérés comme partiellement corrélatifs avec des roches bien connues du Cambrien supérieur qui affleurent le long de la bordure septentrionale des Adirondacks dans l'État de New York, bien qu'il y ait sans doute des régions dans l'est de l'Ontario et dans le Québec où les couches du Potsdam transgressent la ligne qui sépare le Cambrien de l'Ordovicien. La formation de Potsdam atteint par endroits 2,000 pieds d'épaisseur. Elle est composée de grès orthoquartzitique blanc, gris-chamois et gris rougeâtre d'une maturité exceptionnelle et renferme à la base un conglomérat à cailloux de quartz-feldspath, localement interstratifié à un niveau plus élevé. Les structures sédimentaires primaires indiquent que la mise en place s'est faite dans des milieux qui variaient entre un talus terrestre résultant de cônes d'alluvions formés par ruissellement en bordure de régions à relief élevé comme l'arche de Frontenac et de lagunes inertes et d'estrans.

Dans le sud-ouest de l'Ontario, la répartition des roches du Cambrien supérieur a d'abord été conditionnée par les arches d'Algonquin et de Frontenac (Sanford et Quillian, 1959), mais ces éléments tectoniques ont probablement été recouverts par les couches allant de la fin du Cambrien supérieur à l'Ordovicien inférieur, qui furent plus tard érodées avant les transgressions marines de l'Ordovicien moyen (fig. VI-8). Au cours du Cambrien supérieur, l'arche d'Algonquin s'étendait vers le sud et était uni à l'arche de Waverly dans le centre-ouest de l'Ohio (Burgess, 1962). Les couches de base du Cambrien supé-

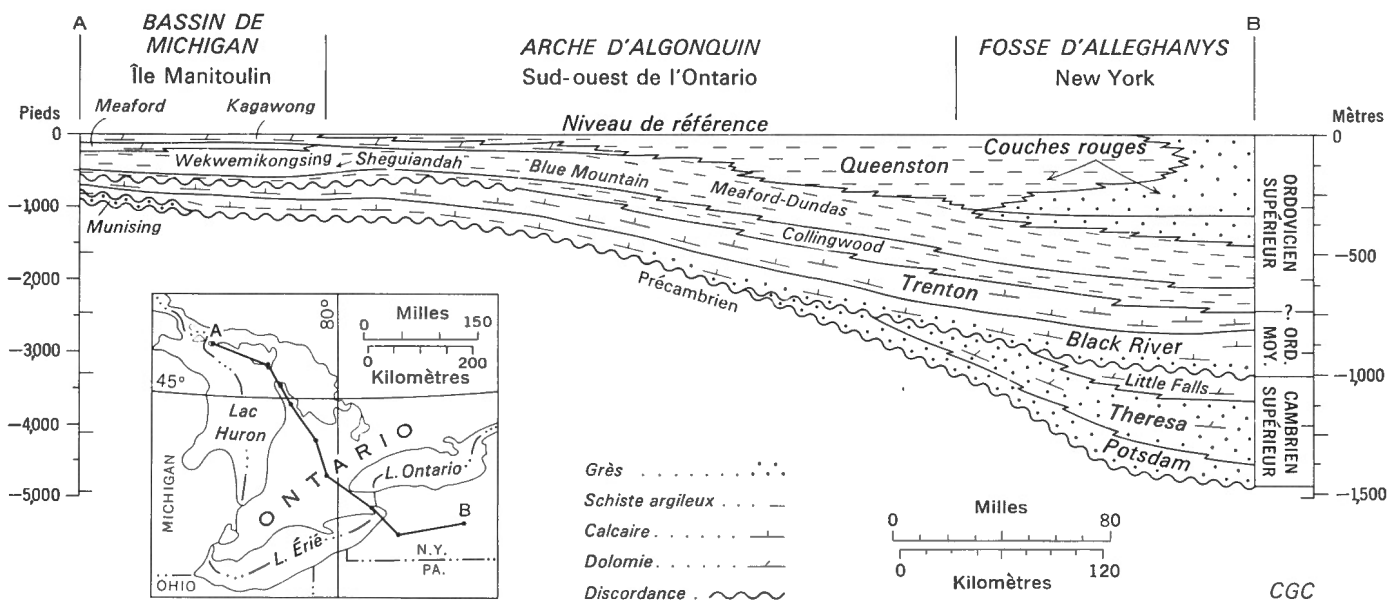


FIGURE VI-8. Coupe transversale des formations cambriennes et ordoviciennes du sud-ouest de l'Ontario et du nord de l'État de New York (B. V. Sanford).

rieur sont composées de grès orthoquartzitique blanc, gris et parfois rouge, qui s'épaissit de nul à leur bord arasé par l'érosion, à 150 pieds. On les appelle les couches de Potsdam au sud-est de l'arche d'Algonquin, et la formation de Mount Simon à l'ouest, dans le bassin de Michigan. Le Potsdam passe graduellement vers le haut en la formation de Theresa, formée de 350 pieds de couches alternantes de grès orthoquartzitique et de dolomie, et la formation de Mount Simon passe également graduellement vers le haut en la formation d'Eau Claire lithologiquement semblable, et d'une épaisseur de 200 pieds; ces deux formations s'étendent par endroits au-delà des couches plus anciennes et reposent directement sur des roches cristallines précambriennes. Dans la partie nord du bassin de Michigan, les formations d'Eau Claire et de Mount Simon fusionnent pour constituer la formation de Munising composée entièrement de grès orthoquartzitique (Hamblin, 1958). Cette formation, d'une épaisseur maximale de 30 pieds dans la partie occidentale de l'île Manitoulin, excède 200 pieds dans la péninsule nord de Michigan. Bien que le détritit soit probablement originaire de roches cristallines précambriennes sur lesquelles la mer du Cambrien supérieur avançait, il existait de vastes régions dans le nord du Michigan et du Wisconsin, pendant le Dresbachien et le Franconien, d'où est venue la plus grande

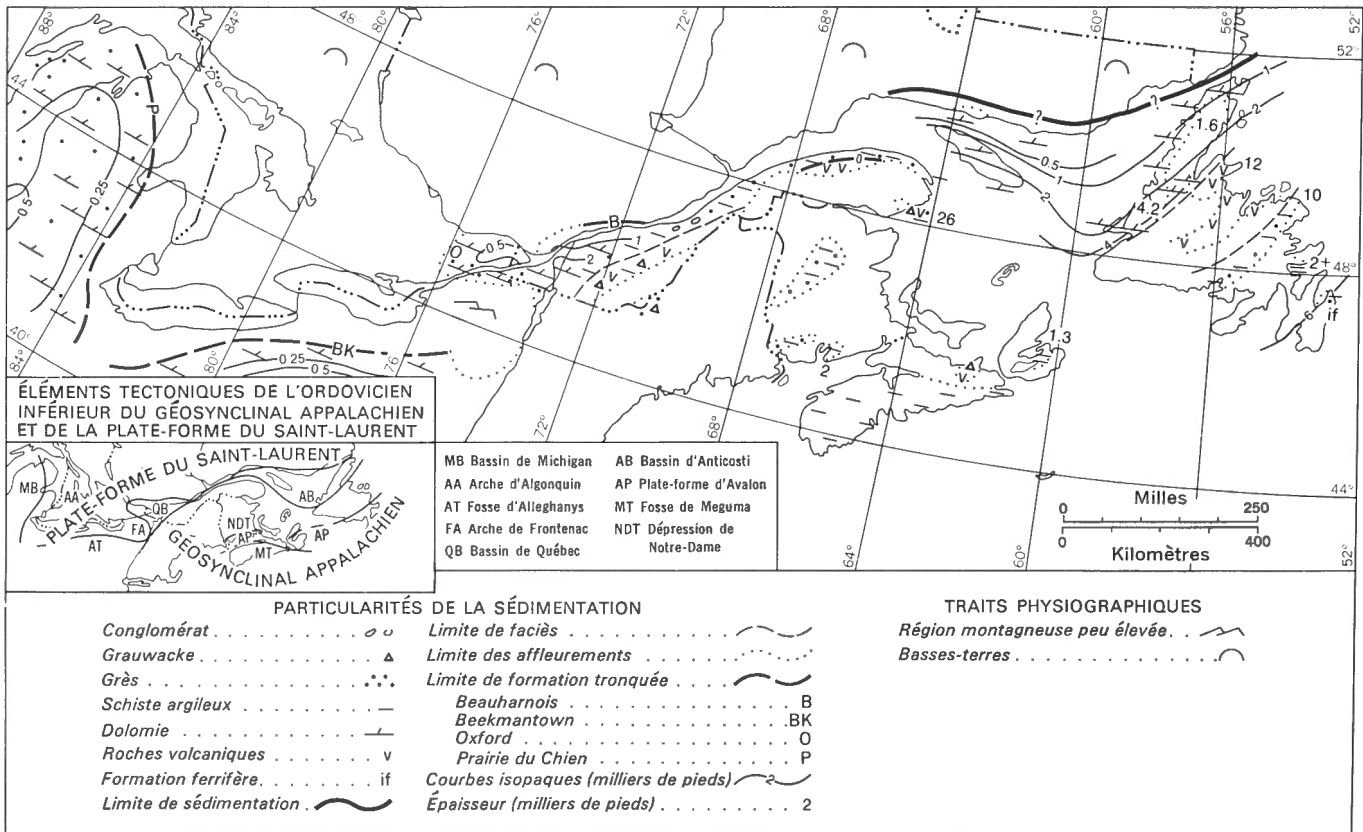
partie du détritit déposé dans les parties nord et ouest du bassin de Michigan.

Les roches cambriennes les plus récentes du sud-ouest de l'Ontario sont représentées par la formation de Little Falls. Cette formation repose sous les eaux du lac Érié et se transforme graduellement vers le bas en la formation de Theresa. Les roches les plus récentes sont formées de dolomie marron finement cristallisée, d'une épaisseur de 100 pieds à la frontière internationale.

Ordovicien

Résumé tectonique

Des successions très épaisses de roches sédimentaires et volcaniques, en grande partie eugéosynclinales, se sont déposées au cours de l'Ordovicien. Ces successions reposent en concordance sur les roches cambriennes dans le géosynclinal appalachien. Sur la plate-forme du Saint-Laurent, de minces couches de roches carbonatées et de schiste argileux ont été déposées en discordance angulaire sur les roches cristallines précambriennes du craton oriental ou elles sont en concordance sur les grès cambriens. Lors de l'orogénèse du Taconique, durant l'Ordovicien moyen et



CGC

FIGURE VI-9. Sédimentation, volcanisme et tectonisme de l'Ordovicien inférieur dans le Sud-Est du Canada.

supérieur, des parties du géosynclinal ont été plissées, métamorphosées, injectées de roches ultramafiques, mafiques et granitiques, soulevées et enfin érodées. La plate-forme du Saint-Laurent a été soulevée de façon intermittente par des mouvements épéirogéniques et ensuite érodée.

Au cours de l'Ordovicien inférieur et au début de l'Ordovicien moyen, plusieurs milliers de pieds de roches volcaniques et de grauwacke se sont accumulés dans la dépression de Notre-Dame et, dans la partie centrale de cette dépression au Nouveau-Brunswick, s'est formée une épaisse succession d'orthoquartzite et de schiste argileux de plate-forme (fig. VI-9, 10). Sur la partie de la plate-forme d'Avalon du continent, s'est déposée une mince couche de schiste argileux; il y eut aussi accumulation d'épaisses couches de siltstone et de grès, formée en eaux peu profondes, et d'intercalations de fer oolithique sur la partie de cette plate-forme dans le sud-est de Terre-Neuve. Une couche plutôt mince de dolomie de l'Ordovicien inférieur s'est déposée sur la plate-forme du Saint-Laurent et n'a probablement pas recouvert une grande superficie du Bouclier. A la fin de l'Ordovicien inférieur, la plate-forme du Saint-Laurent s'est soulevée, et les roches de l'Ordovicien inférieur et du Cambrien de la région de l'arche d'Algonquin et des régions en bordure des bassins de Québec et d'Anticosti ont été érodées. Au début de l'Ordovicien

moyen, il s'est déposé du calcaire, du grès et du schiste argileux dans les bassins de Québec et d'Anticosti, tandis que les régions du bassin de Michigan et des arches d'Algonquin et de Frontenac n'ont pas été submergées.

L'orogénèse du Taconique a débuté au cours de la phase intermédiaire de l'Ordovicien moyen, allant de l'Ashby au début du Wilderness (fig. VI-11). On trouve des masses de roches ultramafiques dans les zones de roches volcaniques de la dépression de Notre-Dame. Les géanticlinaux de Québec et de Burlington ont pris forme et les roches de ces régions ont été plissées, métamorphosées, envahies par des granites, soulevées et enfin érodées. Une autre dépression a pris naissance au nord-ouest des géanticlinaux, dans le voisinage de la plate-forme du Saint-Laurent, dans laquelle s'est effectuée la mise en place de grauwacke et de schiste argileux. Dans l'ouest de Terre-Neuve, les roches du Cambrien et de l'Ordovicien et des masses de roches ultramafiques et mafiques ont été charriées vers l'ouest jusque sur la plate-forme. Les couches du sud-ouest de la plate-forme d'Avalon ont probablement été plissées, métamorphosées, envahies par du granite, soulevées et érodées. On n'a pas relevé d'effets d'orogénèse tant sur la plate-forme d'Avalon à Terre-Neuve que dans la fosse de Meguma. Sur la plate-forme du Saint-Laurent, un soulèvement épéirogénique, coïncidant avec le début

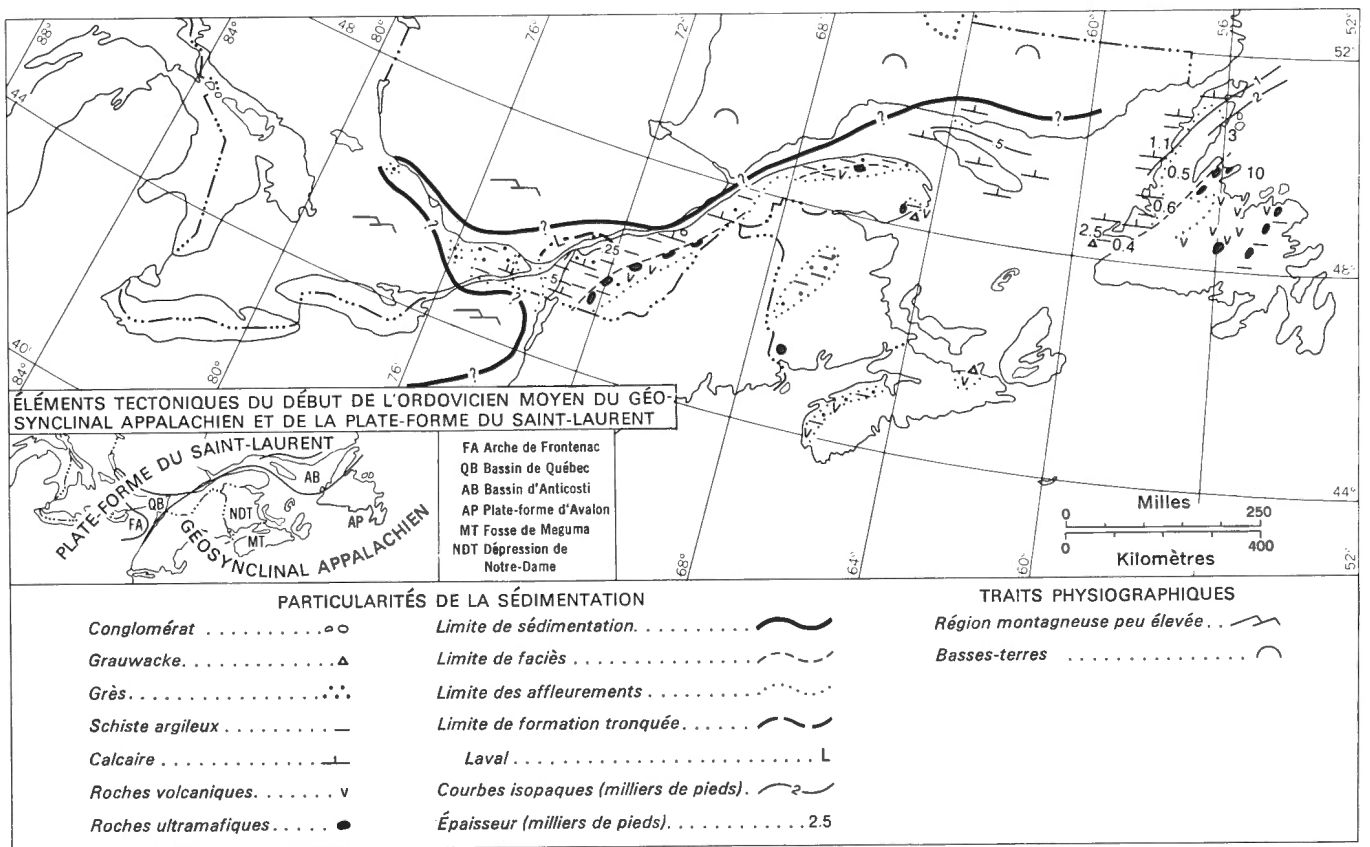


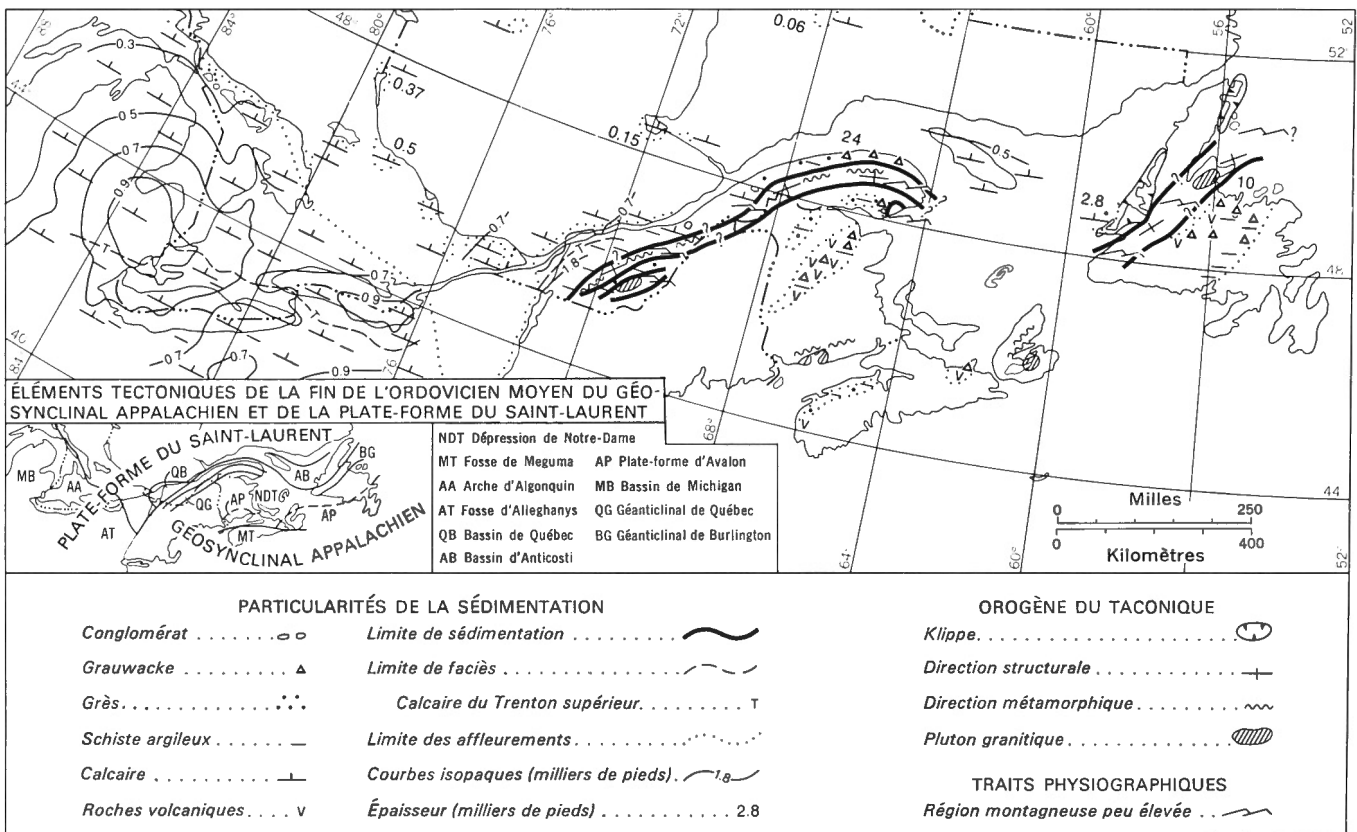
FIGURE VI-10. Sédimentation, volcanisme et tectonisme du début de l'Ordovicien moyen dans le Sud-Est du Canada.

de l'orogénèse du Taconique, a provoqué la régression marine et un peu d'érosion.

Durant la fin de l'Ordovicien moyen, une épaisse succession de schiste argileux noir et de grauwacke s'est déposée le long du bord nord-ouest du géanticlinal de Québec et à son extrémité sud-ouest. Dans la région axiale de la dépression de Notre-Dame, il s'est déposé pour la première fois dans le centre du Nouveau-Brunswick des roches sédimentaires et volcaniques eugéosynclinales, mais ces roches font partie d'une succession ininterrompue dans le centre de Terre-Neuve. Il n'y a pas de couches de la fin de l'Ordovicien moyen et de l'Ordovicien supérieur sur la plate-forme d'Avalon et, durant ce temps, cette plate-forme a peut-être été l'objet de peu de sédimentation ou d'érosion. La sédimentation eugéosynclinale et le volcanisme se sont poursuivis dans la fosse de Meguma pendant toute la durée de l'Ordovicien moyen et supérieur, sans aucune interruption même pendant l'orogénèse du Taconique. Les calcaires de la fin de l'Ordovicien moyen ont été déposés sur de vastes régions de la plate-forme du Saint-Laurent; ces roches constituent maintenant les plus anciennes couches qui ont été préservées dans les buttes-témoins du Bouclier canadien. Dans la fosse d'Alleghany et le bassin de Québec, le calcaire se

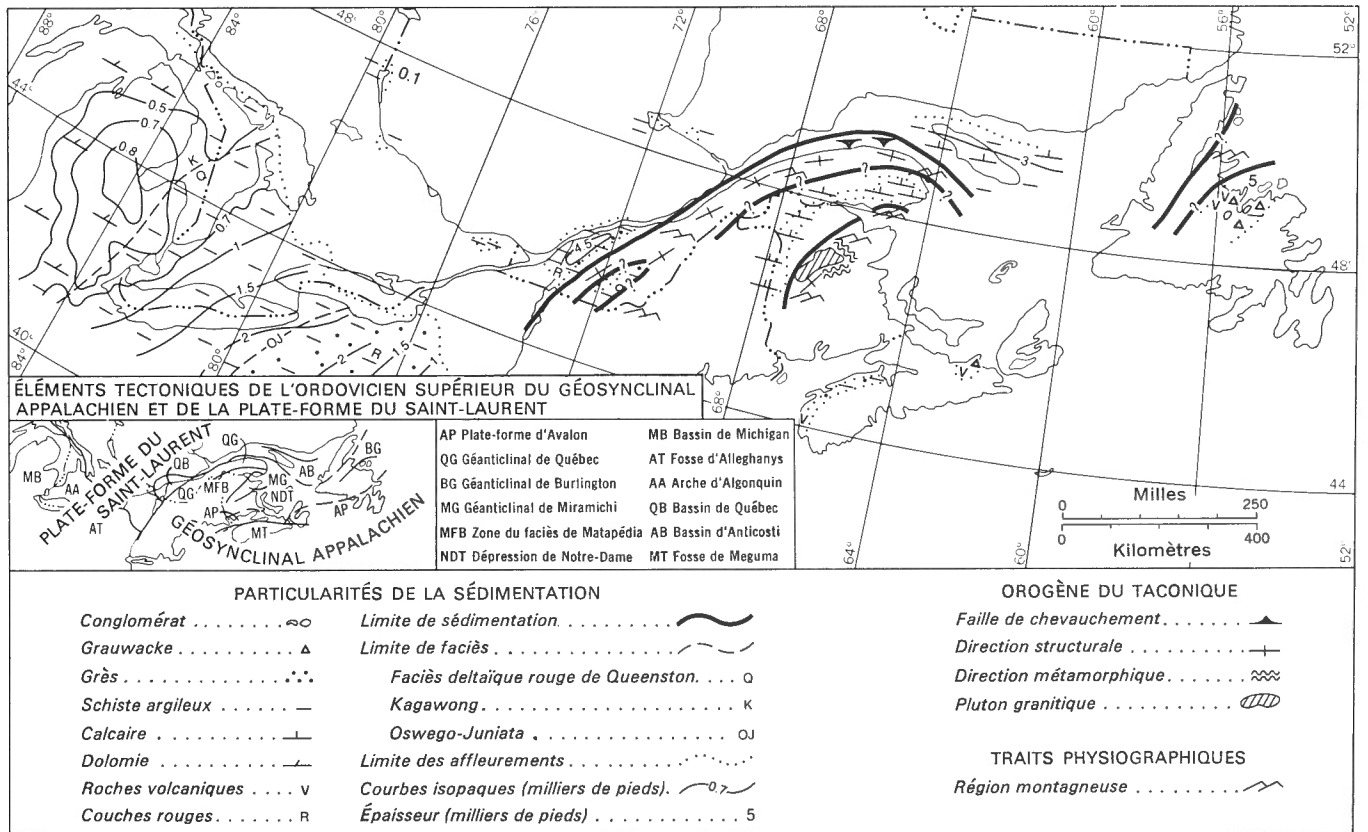
transforme vers le sud-est en d'épaisses couches de schiste argileux dérivé probablement du géanticlinal de Québec. Dans le sud-ouest de Terre-Neuve, du grès et du calcaire de l'Ordovicien moyen ont partiellement recouvert le klippe de Humber Arm.

La dernière phase de l'orogénèse du Taconique a produit, durant l'Ordovicien supérieur, des plissements, du métamorphisme, des intrusions de granite, des soulèvements et de l'érosion (fig. VI-12). Les géanticlinaux les plus anciens se sont agrandis et le géanticlinal de Miramichi a pris forme. Ces éléments ont par la suite contrôlé la sédimentation jusqu'au Dévonien moyen. Le géanticlinal de Québec et la région au nord-ouest de ce géanticlinal ont subi des plissements et des chevauchements vers le nord-ouest. A en juger par le volume de détritits produit durant l'Ordovicien supérieur, la partie sud-ouest du géanticlinal aurait été soulevée plus que la partie nord-est. Le géanticlinal de Burlington a probablement été soulevé et peut-être même plissé à cette époque. Le géanticlinal de Miramichi a pris naissance dans une zone volcanique; les roches de cette zone ont été plissées, métamorphosées, injectées de granite, soulevées et érodées. Dans la zone du faciès de Matapédia, dans l'axe de la dépression de Gaspé, entre le géanticlinal de Québec et



CGC

FIGURE VI-11. Sédimentation, volcanisme et tectonisme de la fin de l'Ordovicien moyen dans le Sud-Est du Canada; aspects topographiques de la région résultant de l'orogénèse du Taconique au milieu de l'Ordovicien moyen.



CGC

FIGURE VI-12. Sédimentation, volcanisme et tectonisme de l'Ordovicien supérieur dans le Sud-Est du Canada; aspects topographiques de la région résultant de l'orogénèse du Taconique.

celui de Miramichi, la mise en place de calcaire et de schiste argileux s'est poursuivie, depuis l'Ordovicien moyen jusqu'au début du Silurien, sans jamais être interrompue ou modifiée par l'orogénèse qui se déroulait dans les géanticlinaux du voisinage. De même, on n'a relevé aucun effet de cette phase orogénique sur la plate-forme d'Avalon ou dans la fosse de Meguma.

Le dépôt de matériaux dans le géosynclinal appalachien durant l'Ordovicien supérieur a été limité par la croissance des géanticlinaux mentionnés plus haut. Du grès et du schiste argileux étaient déposés dans le géanticlinal de Québec dans les Cantons de l'Est et ce phénomène s'est poursuivi sans interruption dans la zone du faciès de Matapédia. Dans la dépression de Notre-Dame, à Terre-Neuve, le volcanisme a été suivi par le dépôt de grauwacke et de conglomérat qui s'est poursuivi jusque dans le Silurien. Sur la plate-forme du Saint-Laurent, au début de l'Ordovicien supérieur, du schiste argileux noir et gris d'origine marine était déposé dans la fosse d'Alleghanys, dans les bassins de Michigan, de Québec et d'Anticosti, et dans la partie sud du Bouclier canadien. A l'extrême fin de l'Ordovicien, durant le Richmondien, des couches rouges deltaïques à grains allant de fins à grossiers, et dérivées du géanticlinal de Québec,

ont été charriées dans la fosse d'Alleghanys et le bassin de Québec et à travers l'arche d'Algonquin dans le bassin de Michigan et dans l'ouest du bassin d'Anticosti.

Ordovicien inférieur et début de l'Ordovicien moyen (fig. VI-9, 10)

Géosynclinal appalachien. Dans la dépression de Notre-Dame, les roches sédimentaires et volcaniques de l'Ordovicien inférieur et du début de l'Ordovicien moyen n'ont généralement pas été différenciées de roches semblables, remontant probablement au Cambrien, étant donné que les fossiles y sont rares ou absents et qu'à peu près partout la sédimentation a apparemment été continue. Dans le sud du Québec, on peut séparer les roches en deux zones de faciès parallèles au bord nord-ouest de la dépression de Notre-Dame: une zone de roches non volcaniques au nord-ouest et une zone de roches volcaniques au sud-est. Chacune de ces zones atteint probablement plusieurs milliers de pieds. La limite du faciès dans les Cantons de l'Est correspond approximativement à l'anticlinorium actuel dans lequel il y a affleurement de ro-

ches plus anciennes des formations d'Oak Hill, de Sutton, de Bennett et de Rosaire; en Gaspésie, cette limite correspond au côté nord des monts Shickshock. Dans la zone de roches non volcaniques à la ville de Québec même (Osborne, 1956), la formation de Lévis remonte à la fin du Cambrien ou au début de l'Ordovicien moyen et est limitée à la base et au sommet par des failles de chevauchement. Elle est constituée d'ardoise, de siltstone, de grès et d'un conglomérat calcaire. L'épaisseur de cette succession n'est pas connue. L'ardoise et le siltstone sont gris, verts et rouges. Le conglomérat calcaire se présente en couches lenticulaires aux vastes dimensions latérales. Environ 95 p. 100 des fragments sont du calcaire blanc au gris, à grain fin, et massif à oolithique tandis que les autres fragments sont de la dolomie et du schiste argileux. Leur forme varie de blocs et plaques anguleux à des cailloux, moellons et galets bien arrondis. La gangue est surtout formée de carbonates. Les fragments ont fourni des fossiles datant du Cambrien inférieur, moyen et supérieur et de l'Ordovicien inférieur. Un énorme bloc datant du Cambrien moyen a plus de 500 pieds de longueur sur 40 pieds d'épaisseur. Les couches qui seraient la source de ce bloc n'affleurent pas, elles s'étendent probablement au sud-est, et se trouveraient sous les nappes de charriage du groupe plissé de Québec.

Le long de la rive sud du Saint-Laurent, au nord-est de la ville de Québec (Hubert, 1967), s'étend la formation de Kamouraska de l'Ordovicien inférieur; composée d'orthoquartzite et d'un conglomérat calcaire, elle recouvre du grès feldspathique, de l'orthoquartzite et du conglomérat calcaire du Cambrien supérieur et de l'Ordovicien inférieur, et est sous-jacente à l'ardoise et au siltstone de l'Ordovicien inférieur. Le détritit du grès feldspathique provenait probablement du sud-est près de l'anticlinorium qui limite la zone de faciès de roches non volcaniques au sud-est, tandis que le détritit de l'orthoquartzite et du conglomérat calcaire provenait du nord-ouest. Plus au nord-est encore, dans le nord de la Gaspésie, s'étend une succession de grès feldspathique vert-gris et d'ardoise noire tous les deux graptolifères et mélangés à un peu de schiste argileux gris, vert et rouge, de conglomérat, de calcaire et de chert. L'épaisseur de cette succession est inconnue; elle date surtout de l'Ordovicien inférieur et en partie du début de l'Ordovicien moyen. Des couches d'orthoquartzite du type Kamouraska et de conglomérat calcaire se trouvent intercalées avec des couches cambro-ordoviciennes sur presque toute la longueur de la rive sud du Saint-Laurent. Les roches volcaniques sont rares.

La zone à faciès de roches volcaniques des Cantons de l'Est dans le sud du Québec (St-Julien, 1967) renferme des roches non fossilifères, datant probablement du Cambrien supérieur et de l'Ordovicien inférieur et peut-être aussi du début de l'Ordovicien moyen. Ces roches sont recouvertes en discordance par les roches de la fin de l'Ordovicien moyen et, plus au sud-est, par des

couches siluriennes et dévoniennes. Dans les Cantons de l'Est, le groupe de Caldwell et les formations de Brompton, d'Ascot et de Weedon sont tous considérés comme étant sensiblement du même âge, bien qu'ils se trouvent dans des régions différentes. Ce groupe et ces formations sont constitués de plusieurs milliers de pieds de lave silicique et mafique et de tuf, d'ardoise grise, verte et rouge, et de grauwaacke. Il y a beaucoup de lave mafique en coussins. Les roches de certaines formations ont été métamorphosées en phyllade et en schiste. Des amas de minerais de pyrite massive avec un peu de chalcopryrite et des traces de sulfures de plomb et de zinc se trouvent associés à la rhyolite schisteuse et au porphyre. A l'extrémité sud-est des Cantons de l'Est, la formation d'Arnold River affleure au cœur de l'anticlinorium du mont Boundary, lequel se trouve flanqué et partiellement recouvert de strates siluriennes. La formation d'Arnold River ne renferme pas de fossiles et date probablement du Cambrien supérieur et de l'Ordovicien inférieur. Elle est formée d'une grande épaisseur de quartzite feldspathique schisteux. Les roches volcaniques réapparaissent dans le groupe de Shickshock, dans le nord de la Gaspésie (Mattinson, 1964; Ollerenshaw, 1967). Ce groupe est constitué de plusieurs milliers de pieds de lave et de tuf mafiques, et d'un peu de grès feldspathique et d'ardoise. Ces roches ont été métamorphosées en amphibolite, en schiste à amphibole et en micaschiste. Quelques laves présentent souvent des structures en coussins. Les relations stratigraphiques et structurales de ces roches avec les couches non volcaniques au nord ne sont pas bien établies. L'hypothèse la plus raisonnable semble être qu'il existe entre les deux groupes une correspondance de faciès, compliquée çà et là par des failles. Dans le sud-est de la Gaspésie, le groupe de Maquereau (Ayrton, 1967) est en contact de faille avec le groupe de Mictaw de la fin de l'Ordovicien moyen, et recouvert en discordance par le groupe de Chaleurs Bay du Silurien. Il ne renferme pas de fossiles et remonterait à l'Ordovicien inférieur, au Cambrien ou au Précambrien. Il est probablement du Cambrien supérieur au début de l'Ordovicien moyen, tout comme les roches sises au sud du Saint-Laurent. Le groupe de Maquereau est formé de plusieurs milliers de pieds de grauwaacke quartzéuse, de siltstone et d'ardoise rouges et verts, de quartzite et de roches volcaniques mafiques.

Dans le centre du Nouveau-Brunswick (Poole, 1963), plusieurs milliers de pieds d'orthoquartzite, d'ardoise grise et vert-brun et de phyllade, en partie métamorphosés en schiste et en gneiss, représentent les plus vieilles roches du géanticlinal de Miramichi. Des coquillages trouvés dans les 50 pieds supérieurs de cette succession datent de l'Ordovicien inférieur ou du début de l'Ordovicien moyen (R. B. Newman). Des couches quartzéuses semblables dans la partie est du Maine seraient du Cambrien. La maturité plus avancée de ces roches indique un milieu de mise en place en eau peu

profonde et un milieu tectonique plus stable que celui dans lequel se sont déposés les strates sud ou le grau-wacke et les roches volcaniques du nord, dans le sud du Québec. Au sud du Nouveau-Brunswick, l'ardoise noire et le quartzite de la division d'argilite foncée du groupe de Charlotte, d'épaisseur inconnue, ont donné des fossiles de graptolites de l'Arénigien.

Dans les hautes-terres d'Antigonish, dans le nord de la Nouvelle-Écosse, les roches les plus anciennes forment le groupe de Browns Mountain (Williams, 1914). Ce groupe ne renferme pas de fossiles et est recouvert en discordance, faiblement ou non angulaire, par le groupe d'Arisaig du Silurien. Le groupe de Browns Mountain est formé de 15,000 pieds de lave silicique et mafique, de tuf et de brèche, de grau-wacke, d'ardoise et de quartzite. Quelques ardoises ont une teinte rouge et quelques roches volcaniques felsiques sont des ignimbrites. En deux endroits, on trouve des couches de quartzite hématitique et d'hématite oolithique. La formation de fer et les quelques coquillages linguiformes associés indiquent une corrélation possible avec les couches d'hématite de l'Ordovicien inférieur du sud-est de Terre-Neuve.

Les couches de l'Ordovicien inférieur de Terre-Neuve sont autochtones dans la dépression de Notre-Dame, dans le centre de l'île, mais allochtones sur la plate-forme du Saint-Laurent, où elles ont été charriées vers l'ouest au cours de l'orogénèse du Taconique du milieu de l'Ordovicien moyen. Dans la dépression de Notre-Dame, il est impossible de distinguer les roches de ou probablement de l'Ordovicien inférieur de celles de ou probablement du début de l'Ordovicien moyen. Celles sises dans la partie occidentale de la dépression sont en grande partie volcaniques et ont été attribuées aux groupes de Baie Verte, de Snooks Arm, de Lushs Bight et de Wild Bight, tandis que celles de la partie centrale de la dépression sont surtout sédimentaires et font partie des groupes des Exploits et de Gander Lake (Williams, 1964, 1969; Jenness, 1963). Les graptolites et les coquillages sont rares; la détermination d'âge des couches et leur correspondance sont généralement établies d'après leur lithologie et leur position stratigraphique. Les groupes de Snooks Arm, de Lushs Bight et de Wild Bight sont formés d'environ 15,000 pieds de roches volcaniques mafiques mêlées à un peu de roches sédimentaires. Les roches volcaniques sont surtout de la lave basaltique massive et en coussins, des brèches et du tuf, toutes altérées en roche verte; il y a aussi un peu d'andésite, de dacite et de trachyte, et de roches pyroclastiques aux couleurs variées. Certains basaltes renferment de 4 à 4.5 p. 100 de Na_2O et sont spilitiques. Les roches sédimentaires sont surtout de la grau-wacke, du grès et de l'ardoise noire, grise, verte et rouge. Le chert se présente sous forme de couches entre quelques coulées de basalte, de remplissage entre les structures en coussins de la lave, et de couches intercalées avec d'autres roches sédimentaires. Les couches calcaires sont rares et souvent fossi-

lifères. Le groupe de Baie Verte, à l'ouest de la baie Notre-Dame, ne renferme pas de fossiles, mais il est lithologiquement semblable aux roches de l'Ordovicien inférieur décrites ci-dessus. Il semble recouvrir en concordance structurale les schistes et gneiss du groupe de Fleur-de-Lys. Par endroits, des amas de chalcopryrite et de pyrite massifs à teneur de galène et de blende sont associés à des roches volcaniques mafiques schisteuses. La partie inférieure du groupe des Exploits contient quelques roches volcaniques et beaucoup d'ardoise, de la grau-wacke et un peu de conglomérat, de chert et de calcaire. Le long du côté est de la dépression de Notre-Dame, le quartzite et l'ardoise grise du niveau inférieur du groupe de Gander Lake datent probablement du début de l'Ordovicien et ont été décrits avec le Cambrien.

Dans la partie occidentale de Terre-Neuve, des roches sédimentaires et volcaniques de l'Ordovicien inférieur et du début de l'Ordovicien moyen forment les parties supérieures de deux klippen sus-jacents au calcaire et au schiste argileux noir de la formation de Table Head du début de l'Ordovicien moyen. Dans le klippe de Humber Arm, dans le sud-ouest de Terre-Neuve (Brückner, 1966), du schiste argileux noir, près du sommet de la formation de Cooks Brooks, contient des graptolites du Trémadocien. Ce schiste noir est recouvert en concordance par la formation de Middle Arm Point, épaisse de 400 à 900 pieds, et constituée de schiste argileux noir et vert et de quelques intercalations de siltstone, de brèches dolomitiques, de quartzite et de grès. Cette formation a fourni des graptolites de l'Arénigien et est recouvert en concordance par deux autres formations non fossilifères, probablement pas plus récentes que le début de l'Ordovicien moyen, car elles ont été déplacées comme partie du klippe vers le milieu de l'Ordovicien. Ces deux formations sont la formation de Blow-me-Down Brook, épaisse de 800 à 1,650 pieds et constituée de grès brun feldspathique impur à couches épaisses et d'un peu de conglomérat et d'argilite interstratifiée rouge et verte; elle est recouverte graduellement par «Humber Arm Volcanics», épais de 1,200 à 3,000 pieds de laves mafiques massives et en coussins et de roches pyroclastiques. À l'extrémité nord-est du klippe de Humber Arm, il y a du calcaire, du schiste argileux et du conglomérat calcaire de l'Ordovicien inférieur. On croit que ces roches faisaient partie du klippe mais, contrairement aux roches du klippe du sud, elles semblent être originaires d'un milieu de mise en place beaucoup plus stable, sur le bord est du bassin d'Anticosti. La formation de Green Point (Kindle et Whittington, 1958) a une épaisseur de 400 pieds et ni son sommet ni sa base n'affleurent. Elle est formée de schiste argileux gris et gris-vert et de calcaire finement stratifiés, d'un peu de schiste argileux rouge et vert, et de quelques intercalations de conglomérat calcaire (pl. VI-3). Sensiblement à la même époque, des glissements de terrain ou d'autres phénomènes diagénétiques ont provoqué le froissement des minces interstratifications de calcaire dans le schiste argileux, for-



PLANCHE VI-3

Brèche calcaire, avec intercalations de schiste argileux et de calcaire de la formation de Green Point de l'Ordovicien inférieur, Green Point (T.-N.).

mant des plis insolites à direction irrégulière dont les traces étaient des traits polygonaux de plusieurs pouces de diamètre. Les crêtes des anticlinaux sont ployées, fissurées ou rompues (pl. VI-4). Plus au nord dans le klippe, sur la péninsule Cow Head, les 400 pieds supérieurs du groupe de Cow Head sont composés de calcaire, de conglomérat calcaire et de passées de schiste argileux de l'Ordovicien inférieur et du début de l'Ordovicien moyen. Ces roches sont lithologiquement semblables aux roches de la partie inférieure du Cambrien. Les blocs de calcaire sont un peu plus anciens que les couches; les blocs des couches ordoviciennes vont du Cambrien supérieur dans les couches inférieures, au début de l'Ordovicien moyen (Whiterock) dans les couches supérieures. Les couches du conglomérat, tout comme celles de la formation de Green Point, étaient à l'origine des accumulations de fragments calcaires qui, avec le temps, ont glissé dans les régions de

sédimentation régulière de calcaire. A quelques milles au nord et au sud de la péninsule Cow Head, le groupe de Cow Head est recouvert en concordance par une autre formation non encore dénommée, constituée de quelques centaines de pieds de grès vert et de schiste argileux gris et rouge renfermant des graptolites de Llanvirnien.

Dans le klippe de Hare Bay, dans le nord de Terre-Neuve (M.F. Tuke), la formation de Northwest Arm de l'Ordovicien inférieur est formée de 200 pieds ou plus d'argilite schisteuse noire et verte et d'interstratifications de grès, de calcaire, de grauwacke et de conglomérat. Sous l'effet d'une poussée originaire de l'est, les formations de Maiden Point et de Goose Cove, à teneur de grauwacke et de roches volcaniques dont une partie date de l'Ordovicien inférieur, ont été chevauchées sur la formation de Northwest Arm. Les couches de ces formations ressemblent à celles du groupe de Canada Head et aux roches



PLANCHE VI-4

Stratification de la formation de Green Point de l'Ordovicien inférieur montrant les crêtes de petits plis anticlinaux fissurés et effondrés probablement au cours d'éboulements contemporains, à Green Point (T.-N.).

volcaniques sus-jacentes qui effleurent plus au sud dans le klippe de Hare Bay.

Sur la *plate-forme d'Avalon*, il s'est déposé dans le sud du Nouveau-Brunswick et dans l'île du Cap-Breton du schiste argileux noir de l'Ordovicien inférieur, tandis que dans le sud-est de Terre-Neuve, les dépôts étaient du schiste argileux, du grès et de la formation de fer. Ces couches sont les plus récentes de l'Ordovicien que l'on ait identifiées sur cette plate-forme. A Saint-Jean, au Nouveau-Brunswick (Hayes et Howell, 1937), la formation de Navy Island, constituée de 100 pieds de schiste argileux noir finement stratifié, renfermant des graptolites du Trémadocien, recouvre probablement en discordance légèrement angulaire le schiste argileux noir semblable de la formation de Narrows du Cambrien supérieur. Au-dessus, la formation de Suspension Bridge de l'Arénigien est formée de 50 pieds de schiste argileux noir à teneur de graptolites. Dans le centre de l'île du Cap-Breton (Hutchinson, 1952), la formation de McLeod Brook, formée de moins de 1,300 pieds de schiste argileux gris à teneur de quelques brachiopodes et graptolites du Trémadocien et de l'Arénigien, recouvre en concordance la formation

de MacNeil, formée de schiste argileux noir et d'un peu de calcaire du Cambrien supérieur. Dans le sud-est de Terre-Neuve (Rose, 1952; Jenness, 1963), la formation de Clarenville du Trémadocien, formée de quelque 2,000 pieds de schiste argileux gris et noir, recouvre en concordance des schistes argileux semblables du groupe d'Elliott Cove du Cambrien supérieur, dans la partie occidentale de la plate-forme d'Avalon, à l'ouest de la baie de la Trinité. Dans la baie de la Conception, sur le côté est de la plate-forme, on croit qu'il y a de 2,000 à 3,000 pieds de schiste argileux de la formation de Clarenville au fond de la baie. Les îles dans la baie sont formées de couches du Trémadocien et de l'Arénigien. Le groupe de Bell Island, plus ancien, est formé d'un amas, estimé de 4,000 pieds, de grès micacé gris, brun et verdâtre, de siltstone et de schiste argileux, renfermant quelques passées d'hématite. Le groupe de Wabana qui recouvre le groupe Bell Island en concordance a une épaisseur d'au moins 1,000 pieds, et est formé de schiste argileux gris, brun et verdâtre, de siltstone, de grès micacé, et d'hématite oolithique. La stratification entrecroisée, des rides de plage et des fentes de

retrait indiquent que la mise en place s'est faite en eau peu profonde. Les couches d'hématite du groupe de Wabana ont fait l'objet d'une exploitation et ont fourni un minerai de fer relativement riche en phosphore.

Dans la *fosse de Meguma*, la formation d'Halifax (Taylor, 1967) contient des graptolites du Trémadocien et recouvre en concordance la formation de Goldenville, probablement du Cambrien supérieur. Le passage d'une formation à l'autre est graduel. La formation d'Halifax, formée d'ardoise grise finement stratifiée et d'un peu d'ardoise verdâtre et noire, s'amincit à partir de plus de 12,000 pieds au nord-est, près de Wolfville, à 1,500 pieds à l'extrémité occidentale de la Nouvelle-Écosse près de Yarmouth.

Plate-forme du Saint-Laurent. Dans le *bassin de Québec* (Clark, 1965; Wilson, 1946), la formation de March consiste en du grès orthoquartzitique interstratifié avec de la dolomie. Elle forme un faciès transitoire entre le grès orthoquartzitique sous-jacent et la dolomie d'Oxford sus-jacente. La formation de March varie en épaisseur depuis environ 30 pieds près d'Ottawa à 250 pieds à Montréal et 500 pieds dans le sud-est du bassin de Québec. La formation d'Oxford, dans la région d'Ottawa, et son équivalent, la formation de Beauharnois, dans l'ouest du Québec, sont formées de dolomie cristalline en grains de fins à moyens, de couleur gris bleuâtre et brune, qui a été déposée à proximité du rivage dans une mer peu profonde. Les couches supérieures sont formées de dolomie microcristalline d'un gris-brun foncé, et d'intercalations de calcaire, de siltstone et de schiste argileux. Ces couches, sises dans la partie sud-est du bassin, paraissent avoir été déposées en eau un peu plus profonde. La formation d'Oxford a une épaisseur de 410 pieds, et la formation de Beauharnois, d'une épaisseur de 800 pieds près de Montréal, passe à 1,500 pieds dans la partie sud-est du bassin.

Les formations de Rockcliffe et de Laval datent du début de l'Ordovicien moyen (Marmor) et font partie du groupe de Chazy (Wilson, 1946). Elles reposent en discordance sur la dolomie de l'Ordovicien inférieur et s'étendent par endroits au-delà des bords de cette dolomie autour du bassin et reposent directement sur les roches cristallines du Précambrien. Dans la baie d'Ottawa, la formation de Rockcliffe est formée de schiste argileux vert olive, d'un peu de schiste argileux rouge et de siltstone, et de lentilles de grès protoquartzitique grossier, d'une épaisseur de 250 pieds. La formation de Laval, dans l'est et le sud du bassin de Québec, a plus de 600 pieds d'épaisseur et est composée d'une unité de base de grès protoquartzitique et de schiste argileux gris verdâtre et de siltstone. Cette unité de base se transforme verticalement et latéralement, en direction du bassin, en une épaisse unité de calcaire, de schiste argileux et de dolomie argileuse tous interstratifiés. Des couches de calcarénite, appelées le niveau de St-Martin, sont en interdigitation avec la formation de Rockcliffe dans la partie est de la baie d'Ottawa. Elles se pré-

sentent de la même façon avec les parties intermédiaires et supérieures de la formation de Laval dans le bassin de Québec. De petits récifs biohermes de coraux et de bryozoaires se sont édifiés par endroits dans le faciès calcarénite à des horizons divers dans la partie supérieure de la formation de Laval.

Dans la partie occidentale du *bassin d'Anticosti*, la formation de Romaine de l'Ordovicien inférieur a 260 pieds là où elle recouvre en discordance les roches cristallines du Précambrien de la partie continentale du Québec (Twenhofel, 1938). Son épaisseur augmente vers le sud et, en profondeur sous le centre de l'île d'Anticosti, elle atteint 1,200 pieds. Elle est formée de dolomie stromatolitique brun grisâtre et gris bleuâtre et, à sa base, d'une mince couche de grès orthoquartzitique. Dans les îles Mingan, la formation de Mingan du début de l'Ordovicien moyen (Marmor et Ashby) repose en discordance sur la dolomie de l'Ordovicien inférieur. Elle est constituée, par ordre ascendant, d'un conglomérat de base épais jusqu'à 39 pieds de grès et de schiste argileux, de 30 pieds de calcaire bioclastique et calcarénite grossier, et de 96 pieds de calcaire finement cristallisé et aphanitique. La formation s'épaissit vers l'ouest et passe de 165 pieds dans les îles Mingan à environ 500 pieds sous l'île d'Anticosti.

Dans la partie est du bassin d'Anticosti, le groupe de St. George (Schuchert et Dunbar, 1934) affleure dans la partie occidentale de Terre-Neuve et s'enfonce pour passer sous les deux klippen. Il est en majorité de l'Ordovicien inférieur, mais, par endroits, il comprend un peu de Cambrien. Il est formé de couches épaisses et massives de dolomie qui s'altère, passe à gris et chamois, et contient dans sa partie supérieure des interstratifications de dolomie et de calcaire. Le groupe s'épaissit vers le sud-est à partir de 1,600 pieds le long de la rive nord jusqu'à 4,200 pieds près de Corner Brook. Sur le côté est de la péninsule Great Northern, la formation de Chimney Arm, à baie Canada, repose en discordance sur les roches carbonatées du Cambrien moyen et s'enfonce pour passer sous le klippe de Hare Bay (Betz, 1939). Elle est formée de plus de 1,200 pieds de dolomie noire et grise et de calcaire gris foncé et comprend quelques intercalations de schiste argileux. Les couches avec fentes de retrait indiquent que la mise en place s'est effectuée en eau peu profonde. À l'ouest de la baie Blanche, la formation de Doucers lui ressemble, mais ne renferme pas de fossiles (Neale et Nash, 1963). Elle est formée de 120 à 300 pieds de marbre à grain fin de couleur blanche à gris-bleu. La formation de Table Head, du début de l'Ordovicien moyen (de Whiterock au début de Marmor), comprend à sa localité type sur la côte occidentale de Terre-Neuve 1,110 pieds de calcaire et de schiste argileux sis en discordance sur de la dolomie de l'Ordovicien inférieur (Whittington et Kindle, 1963). Elle est formée d'une unité de base de 810 pieds de calcaire gris foncé, d'une unité intermédiaire de 270 pieds de calcaire gris foncé et de schiste argileux noir et de quelques couches aux roches déformées, broyées

et éboulées. Elle comprend aussi une unité supérieure de 30 pieds de schiste argileux noir. La formation est recouverte en concordance par au moins 700 pieds de siltstones gris et de grès verdâtres sans nom et non datés mais présumés être du début de l'Ordovicien moyen et où l'on trouve de la stratification entrecroisée, du granoclasement vertical et des empreintes de charge. Des grès semblables recouvrent le groupe de Cow Head du klippe, et s'ils appartiennent à la même formation, comme tout semble l'indiquer, leur dépôt a commencé plus tôt, c'est-à-dire au cours de la mise en place de la partie supérieure du calcaire et du schiste argileux du groupe de Table Head, et dans ces deux endroits avant l'emplacement du klippe. Les sables, originaires probablement de la dépression de Notre-Dame, à l'est, ont recouvert progressivement les couches plus récentes vers l'ouest. La formation de Table Head s'amincit vers le sud et passe de 1,100 pieds à 600 pieds près de Corner Brook, et à 400 pieds ou plus à Port-au-Port; ainsi, apparemment, elle s'amincit en direction sud-est dans le sens opposé au groupe de St. George sous-jacent. Dans la péninsule Port-au-Port, la formation de Table Head est sous-jacente à plusieurs centaines de pieds de conglomérat calcaire renfermant des fragments de roches carbonatées du groupe de St. George et de la formation de Table Head. Ce conglomérat se trouve à son tour sous-jacent à quelque 2,500 pieds de grauwaacke et de schiste argileux gris verdâtre datant de la fin du Llanvirnien au début du Caradocien. La partie inférieure de la succession de grauwaacke, plus à l'est sur la péninsule, a été recouverte par le klippe de Humber Arm. Des blocs provenant du klippe ont été incorporés dans la succession de grauwaacke, apparemment lorsque les roches du klippe se déplaçaient vers l'ouest. Dans la baie Canada, dans le nord de la péninsule Great Northern, les formations de Bide Arm et d'Englee sont en grande partie corrélatives à la formation de Table Head. La formation de Bide Arm repose sur de la dolomie et du calcaire de l'Ordovicien inférieur, et est formée d'environ 1,500 pieds de calcaire gris foncé, de dolomie bleu-gris et de marbre. La formation d'Englee est sus-jacente à la formation de Bide Arm et est formée d'environ 1,500 pieds d'ardoise noire et renferme du grès près du sommet.

Orogenèse du Taconique, première phase

Intrusions ultramafiques. On trouve dans une zone le long du flanc occidental de la dépression de Notre-Dame, dans le sud du Québec et dans l'ouest de Terre-Neuve, des masses de roches ultramafiques et mafiques et leurs roches associées de petits stocks et dykes de roches granitiques. Ces roches se trouvent aussi le long du flanc oriental de cette même dépression dans l'est de Terre-Neuve, sous forme de masses faisant partie de deux klippen dans l'ouest de Terre-Neuve et sous forme d'une masse isolée dans le sud du Nouveau-Brunswick (fig. VI-10). Elles se trouvent parmi des roches volcaniques datant du Cam-

brien, de l'Ordovicien inférieur et probablement du début de l'Ordovicien moyen et ont été mises en place durant le début ou le milieu de l'Ordovicien moyen. Les petites masses de roches granitiques qui leur sont associées, le sont spatialement et paraissent génétiquement apparentées; elles sont donc probablement du même âge. Les roches ultramafiques du sud du Québec ont fourni des matériaux détritiques aux couches de la fin de l'Ordovicien moyen. Les masses dans le klippe de Humber Arm ont été charriées vers l'ouest comme partie du klippe qui, une fois déplacé, a été recouvert par des couches de la fin de l'Ordovicien moyen (Wilderness). Les masses ultramafiques du klippe de Hare Bay et celles de la partie ouest de la dépression de Notre-Dame seraient du même âge. Dans l'ouest de la baie Notre-Dame, on trouve dans le groupe de Cape St. John, probablement du Silurien, des fragments de roches ultramafiques et de la chromite détritique, provenant des roches qui ont pénétré les roches volcaniques du groupe de Snooks Arm de l'Ordovicien inférieur. Le groupe de Snooks Arm est recouvert en discordance par le groupe de Cape St. John. Au cours de déformation postérieure, dans l'orogénèse de l'Acadien, la masse de roches ultramafiques s'est déplacée vers le haut sous forme d'une intrusion solide et est venue intersecter le groupe de Cape St. John. Les masses de roches ultramafiques qui ont pénétré le groupe de Gander Lake, dans la partie est de la dépression de Notre-Dame, ont été mises en place dans des roches volcaniques et sédimentaires de l'Ordovicien inférieur ou moyen, mais on ne connaît avec précision ni la relation ni l'âge des couches environnantes. Près de l'extrémité sud-ouest de la zone de serpentine de Gander Lake dans le centre de Terre-Neuve, une masse de roches ultramafiques semble avoir pénétré le groupe de Botwood du Silurien. Des fragments de roches ultramafiques se trouvent çà et là dans les conglomérats de la formation de Goldson, du Silurien inférieur et moyen. Les roches ultramafiques de St. Stephen, dans la partie est de la dépression de Notre-Dame, dans le sud-ouest du Nouveau-Brunswick, ont été injectées dans l'ardoise noire et le quartzite du groupe de Charlotte de l'Ordovicien inférieur. Cette intrusion a probablement fourni les fragments de diorite que l'on trouve dans la formation voisine d'Oak Bay du Silurien moyen. Le petit massif allongé de péridotite serpentinisée en forme de dyke le long d'une faille d'âge acadien, la faille Rocky Brook-Millstream, dans le nord du Nouveau-Brunswick, est d'âge incertain, mais a pénétré dans des couches siluriennes sans effets métamorphiques causés par la chaleur. Quant aux masses de roches ultramafiques d'âge ordovicien certain, on ignore si leur mise en place est reliée génétiquement et directement à l'orogénèse du Taconique ou à des phénomènes volcaniques. La plupart de ces masses n'ont pas d'auréoles de métamorphisme thermique.

Les roches ultramafiques des Cantons de l'Est sont célèbres pour leurs gîtes d'amiante chrysotile (chap. VII). Elles sont formées de masses allongées de péridotite, de

dunite et d'un peu de pyroxénite et de gabbro et se trouvent presque en concordance avec les couches encaissantes. Des cheminées et des dykes de granite et de syénite cataclastiques coupent les masses de roches ultramafiques et se limitent à ces dernières. La muscovite de deux de ces masses a donné au K-Ar 477 et 481 1 m.a., ce qui les situerait vers le début de l'Ordovicien moyen. Ces roches ultramafiques sont extrêmement cisailées et serpentinisées et localement stéatiteuses et carbonatées. En certains endroits, on en extrait de la pierre de savon et du talc. Par contre, la masse de roches ultramafiques du mont Albert dans le nord de la Gaspésie a des contours ovoïdes, et on croit qu'elle s'est formée à des températures élevées. Elle est composée de dunite, de péridotite et d'un peu de pyroxénite. Elle a été peu serpentinisée et ne renferme pas de roches granitiques. Une zonation à faible pendage indique une structure interne en forme de dôme. L'auréole thermique de contact atteint par endroits 1,000 pieds de large. Le schiste vert du groupe de Shickshock se transforme graduellement en amphibolite et en granulite grenatifère à hornblende et à pyroxène au contact. De la muscovite et de la biotite provenant de quartzite micacé grenatifère de l'auréole, à 700 pieds du contact, ont donné au K-Ar un âge de 495 m.a., c'est-à-dire le début de l'Ordovicien. Le massif de St. Stephen, dans le sud-ouest du Nouveau-Brunswick, est formé de gabbro d'une superficie de plusieurs milles carrés et d'un peu de péridotite; il ne renferme pas d'intrusions granitiques. Le gabbro contient des gîtes de sulfures de nickel et de cuivre. La biotite du gabbro près de la péridotite a donné au K-Ar un âge de 462 ± 20 m.a., c'est-à-dire l'Ordovicien moyen.

A Baie-Verte, à Terre-Neuve, dans la partie occidentale de la dépression de Notre-Dame, on extrait de l'amiante chrysotile de péridotite et d'un peu de pyroxénite. Ces roches sont généralement serpentinisées et par endroits stéatiteuses et carbonatées. On trouve associées aux roches ultramafiques de petites masses de gabbro et de diorite, mais sans cheminées et dykes granitiques; elles sont probablement apparentées génétiquement aux roches ultramafiques, tandis que d'autres masses plus grandes coupent des roches du Silurien et sont associées aux granites d'âge acadien. Dans la zone de la rivière Gander, dans la partie est de la dépression de Notre-Dame, les roches ultramafiques sont généralement des masses allongées de péridotite serpentinisée et de pyroxénite et se trouvent associées à des stocks de gabbro et de diorite, et à quelques petites masses et dykes de granite à albite. Par endroits, ces roches sont extrêmement cisailées et altérées en talc-carbonate. L'une de ces masses contient 10 millions ou plus de tonnes de magnésite à faible teneur.

Les masses de roches ultramafiques sises dans les deux klippen de l'ouest de Terre-Neuve ont probablement été formées à l'origine dans la partie occidentale de la dépression de Notre-Dame. Dans le klippe de Humber Arm, la péridotite et la dunite sises en couches interstratifiées se

transforment haut en gabbro rubané dans un massif d'une longueur à l'origine de 60 milles et actuellement sectionné en plusieurs masses par des failles de poussée et de cisaillement à direction ouest. La structure rubanée s'incline faiblement à modérément vers l'ouest. La zone inférieure de roches ultramafiques, épaisse de 2 1/2 à 4 milles, est en concordance avec les couches sous-jacentes métamorphisées par la chaleur. Les roches métamorphiques de contact, d'une épaisseur de 200 à 500 pieds, sont de la phyllade à biotite, de l'amphibolite et des cornéennes calciques. Le gabbro de la partie supérieure s'est injecté dans les roches volcaniques du toit, et les a transformées au contact en des roches à faciès amphibolite et granulite à pyroxène-hornblende. Des masses allongées, de plusieurs milles de longueur, de diorite altérée à hornblende et quartz, coupent le gabbro et sont probablement du même âge et génétiquement apparentées aux roches ultramafiques. Dans le klippe de Hare Bay, la péridotite serpentinisée rubanée est une vaste nappe disséquée, d'une épaisseur atteignant jusqu'à 2,000 pieds, recouvrant plusieurs collines et sus-jacente aux schistes verts et aux gneiss à hornblende de la formation de Goose Cove. On ne peut pas en déterminer avec précision les effets métamorphiques de contact. La structure rubanée de la péridotite a un pendage de faible à modéré. Plusieurs stocks de gabbro coupent les roches sédimentaires voisines et sont probablement apparentés à ces roches ultramafiques.

Déformation, métamorphisme et intrusions granitiques. Dans le sud du Québec, la zone de roches volcaniques qui va du Cambrien jusqu'à peut-être au début de l'Ordovicien moyen, et les masses de roches ultramafiques et mafiques qui lui sont associées, ont été soulevées pendant la première phase du développement du géanticlinal de Québec. On ne peut distinguer avec certitude les plissements et le métamorphisme régional attribuables à la première phase de l'orogénèse du Taconique, bien qu'ils soient probablement présents. Les premiers plissements des roches antérieures à l'Ordovicien moyen, dans les monts Sutton des Cantons de l'Est, sont des plis isoclinaux et couchés, à orientation nord-ouest, contrairement à la direction nord-est prise par les structures postérieures. Les roches sont métamorphisées au faciès schiste vert. La muscovite de ces roches a donné au K-Ar entre 440 et 414 m.a., soit à peu près l'intervalle entre l'Ordovicien moyen et le Silurien moyen. Dans le nord de la Gaspésie, on croit que le groupe de Shickshock aurait été régionalement métamorphisé avant l'intrusion de la masse ultramafique du mont Albert et avant la formation de son auréole thermique. Les roches du groupe de Shickshock passent vers le sud de phyllade et roches vertes en schistes à biotite et, à un endroit, en schistes grenatifères et en schistes à amphibole bleu-vert. Le métamorphisme et les plis couchés et isoclinaux qui lui sont associés peuvent être attribuables à l'orogénèse du Taconique; toutefois, la muscovite provenant de la phyllade a donné au K-Ar

530 m.a., c'est-à-dire à peu près du Cambrien moyen. Dans le sud-est de la Gaspésie, le groupe de Maquereau, dont l'âge n'a pas été déterminé, contient de la phyllade et un système complexe de plis couchés dont le plan de clivage axial subhorizontal est probablement antérieur à la fin de l'Ordovicien moyen et certainement aussi antérieur au Silurien qui le recouvre en discordance.

L'intrusion de Moulton Hill dans les Cantons de l'Est est un stock de granite à grains grossiers qui par la suite a été déformé cataclastiquement et altéré essentiellement en du quartz et de l'albite. La formation de Magog de la fin de l'Ordovicien moyen, qui contient des fragments de roches volcaniques de la formation d'Ascot, et des fragments des roches ultramafiques et du granite de Moulton Hill, recouvre toutes ces roches en discordance. Dans le nord de la Gaspésie, les couches de la fin de l'Ordovicien moyen, sises au nord de la zone soulevée, contiennent des détritiques de serpentine, de chromite et de roches volcaniques originaires probablement du groupe de Shickshock et d'intrusions ultramafiques comme la masse du mont Albert. La relation entre les couches de la fin de l'Ordovicien moyen et les roches plus anciennes est imprécise parce qu'elle est masquée par des failles plus récentes.

Le long du côté nord-ouest du géanticlinal de Québec, une dépression s'est formée dans laquelle s'est déposée une épaisse succession de schiste argileux et de grauwaque du milieu et de la fin de l'Ordovicien moyen. Les couches de cette succession dans le sud du Québec ont quelques milliers de pieds d'épaisseur dans la presque totalité de la dépression de Notre-Dame et jusqu'à 24,000 pieds dans le nord de la Gaspésie. Si les couches correspondantes se sont déposées sur la plate-forme du Saint-Laurent, elles ont été enlevées par l'érosion ou recouvertes par les roches du toit de la faille de chevauchement de Logan ou ligne de Logan. Le schiste argileux noir dont la masse s'épaissit vers le sud-est dans la partie sud-est du bassin de Québec est probablement un reliquat de cette succession.

Dans l'ouest de Terre-Neuve, le géanticlinal de Burlington a probablement été soulevé à cette époque, mais aucun indice stratigraphique ne demeure. Le postulat qu'il y a eu soulèvement est un élément nécessaire de l'hypothèse selon laquelle les deux klippen taconiennes ont été poussés hors de cette région vers l'ouest jusque sur la plate-forme du Saint-Laurent. Il est difficile d'établir l'âge des plissements, du métamorphisme et de l'intrusion granitique. Le groupe de Fleur-de-Lys du géanticlinal du nord a été métamorphisé aux faciès schiste vert et amphibolite à almandin et a été déformé selon un complexe de plis superposés, dont les plus anciens sont des plis couchés et isoclinaux. Les micas des schistes et des gneiss ont donné au K-Ar des âges du Dévonien. Il est probable que ces âges sont les suites d'un dégazage attribuable aux intrusions de granite du Dévonien sises dans les environs au sud-ouest. Au sud de Corner Brook, la biotite à partir de gneiss et du granite associé a donné entre 452 et 420 m.a., c'est-à-

dire entre le début de l'Ordovicien moyen et le Silurien moyen. La granodiorite de Burlington, dans le nord du géanticlinal de Burlington, est recouverte en discordance par des roches volcaniques probablement du Silurien et est peut-être du Taconique. Elle est massive, à grains de moyens à grossiers, et est partiellement altérée en épidoite et en chlorite.

A l'ouest du géanticlinal de Burlington, de grandes épaisseurs de grauwaque et de schiste argileux se sont déposés entre la fin du Llanvirnien et le tout début du Caradocien sur les roches carbonatées de plate-forme de la formation de Table Head à mesure que les eaux devenaient plus profondes et qu'une dépression se formait. Les deux klippen ont recouvert une partie de cette succession. Le klippe de Humber Arm, et probablement aussi la succession non encore dénommée de grauwaque et schiste argileux en face du klippe, sont recouverts par la formation de Long Point (fin du Wilderness) du Caradocien moyen.

Les klippen ont glissé ou ont été poussés vers l'ouest à partir de la partie ouest de la dépression de Notre-Dame et de la zone le long de la limite entre la dépression et la plate-forme, jusque dans la dépression où s'accumulaient la grauwaque et le schiste argileux, soit sur une distance de 25 à 60 milles. Le déplacement remonte au début du Caradocien (Porterfield et début du Wilderness), si l'on en juge par l'âge des couches qui ont été recouvertes, par l'âge de l'association grauwaque-schiste argileux et par l'âge de blocs rocheux incorporés, et, dans le klippe de Humber Arm, par l'âge de la formation sus-jacente de Long Point, postérieure au déplacement. Le déplacement du klippe taconique de New York et du Vermont serait ultérieur, au milieu ou à la fin du Caradocien (Barneveld). Les roches du klippe sont de modérément à intensément plissées, clivées et faillées (pl. VI-5). Les plis et le clivage sont parallèles aux directions nord-est régionales. Les failles sont orientées entre le nord-est et le nord-ouest. Près de Corner Brook, la partie sud-est du klippe de Humber Arm renferme des plis déversés à direction sud-est et associés à un chevauchement de direction sud-est. L'intensité de la recristallisation dans le sous-faciès à muscovite-chlorite diminue vers l'ouest à mesure que les plans axiaux deviennent verticaux. Dans le klippe de Hare Bay, la formation de Maiden Point renferme des plis couchés. Le schiste et le gneiss basiques de Goose Cove se trouvent dans les faciès schiste vert et amphibolite pauvre en almandin. On prétend que ces roches proviennent, dans leur forme métamorphique, de certaines régions comme les schistes Birchy du groupe de Fleur-de-Lys, sur le prolongement nord du géanticlinal de Burlington, qui s'étend peut-être sous l'océan à l'est du klippe.

Sur la plate-forme d'Avalon, dans l'île du Cap-Breton et dans le sud du Nouveau-Brunswick, il n'y a pas de couches de l'Ordovicien moyen et supérieur et les relations des couches du Silurien sont masquées par la déformation acadienne, sauf dans le sud-est de l'île du Cap-Breton, où la formation de Middle River, non encore datée,



PLANCHE VI-5

Schiste argileux ordovicien déformé près de la base du klippe de Humber Arm, à Black Point, Port-au-Port (T.-N.). Les plis se sont probablement formés lors du déplacement du klippe pendant l'orogénèse du Taconique de l'Ordovicien.

mais probablement du Silurien ou du Dévonien, recouvre en discordance angulaire les roches du Cambrien moyen. Dans le centre de l'île du Cap-Breton, le groupe de George River du Précambrien et ses correspondants possibles dans le nord de l'île ont été métamorphisés en marbre et en schiste, peut-être durant la première phase de l'orogénèse du Taconique et probablement au cours de l'orogénèse de l'Acadien. Également dans le sud du Nouveau-Brunswick, certaines parties du groupe de Green Head du Précambrien ont été métamorphisées en marbre, en schiste et en gneiss à biotite, et certaines parties du groupe de Coldbrook l'ont été en phyllade, en schiste séricitique et en amphibolite. Une biotite du gneiss de Green Head a donné au K-Ar un âge de 508 m.a., soit environ la fin du Cambrien.

Des granites ont pénétré dans la zone métamorphique; ils sont caractérisés par une composition très variable, contrairement à la composition relativement uniforme des intrusions acadiennes postérieures. Les diverses compositions de ces granites vont depuis le gabbro, en passant par la diorite, la diorite quartzique, la granodiorite, la syénodiorite, la monzonite, la syénite et jusqu'au granite. Certaines roches sont massives et à grains grossiers et d'autres sont cataclastiques et feuilletées. La plupart sont chloritisées. Ces roches forment les massifs de Milkish Head et de Golden Grove près de Saint-Jean (N.-B.) et ceux de Boisdale et de Coxheath Hills, dans le centre

de l'île du Cap-Breton. Les deux derniers massifs renferment des gisements de cuivre et de molybdène. Les petits plutons en forme de lentilles d'anorthosite et de diorite dans le nord de l'île du Cap-Breton appartiennent peut-être à ces roches granitiques. Ainsi, certains granites mélangés des hautes-terres d'Antigonish (N.-É.) sont peut-être des intrusions qui remontent au Taconique.

La datation de la biotite du granite et du gabbro du sud du Nouveau-Brunswick a donné au K-Ar entre 479 et 500 m.a. La biotite et la hornblende provenant de deux granites des hautes-terres d'Antigonish ont 432 et 582 m.a., et la biotite du granite et la hornblende de la syénodiorite, dans le centre de l'île du Cap-Breton, ont respectivement 493 et 584 m.a. La plupart de ces âges indiquent qu'il y a eu intrusions au cours du Cambrien et au début de l'Ordovicien, mais ils signifient probablement que quelques événements ont eu lieu au cours du Taconique, car, dans le centre de l'île du Cap-Breton, les intrusions coupent les roches du Cambrien moyen qui sont recouvertes en concordance par du schiste argileux de l'Ordovicien inférieur. Ces dates pourraient être cependant l'indice d'un événement taconique antérieur durant l'Ordovicien inférieur.

Fin de l'Ordovicien moyen (fig. VI-11)

Géosynclinal appalachien. Les couches de la fin de l'Ordovicien moyen (Wilderness et Barneveld) abondent dans

la dépression de Notre-Dame; elles sont probablement présentes dans la fosse de Meguma, mais semblent absentes sur la plate-forme d'Avalon. Dans la dépression de Notre-Dame, dans le sud du Québec, ses couches occupent un miogéosynclinal au nord-ouest du géanticlinal de Québec et occupent le côté sud-est du géanticlinal. Le long du côté nord-ouest de la dépression, près du lac Champlain (Cady, 1960), la formation de Mystic est formée de 75 pieds de conglomérat calcaire qui repose en discordance sur du schiste argileux gris foncé et du calcaire de l'Ordovicien inférieur et renferme des blocs de calcaire de plusieurs pieds de côté. Ces blocs sont originaires de la succession sise sous la discordance à des profondeurs allant stratigraphiquement jusqu'à 1,350 pieds. La formation de Stanbridge est sus-jacente et date de la fin de l'Ordovicien moyen. Elle est formée de quelque 2,000 pieds d'ardoise gris foncé et noire et d'un peu de siltstone. Dans la même zone, à 15 milles au sud de la ville de Québec, se trouvent du grès et du chert avec de l'ardoise noire pyritique renfermant des graptolites du Porterfield supérieur et du Wilderness. A la ville de Québec même, les couches les plus récentes situées immédiatement au sud-est de la ligne de Logan sont les formations de Citadel et de Québec du groupe de Québec (Osborne, 1956), de l'Ordovicien moyen et peut-être supérieur. La formation de Citadel est formée d'une épaisseur inconnue de schiste argileux et de conglomérat calcaire. Les fragments sont du calcaire gris foncé contenant des fossiles des formations de Chazy et de Black River, ce qui indique que la formation est probablement du Wilderness et du Barneveld. La formation de Québec qui la recouvre en concordance est formée de plus de 2,000 pieds d'épais lits de calcaire argileux gris foncé et de schiste argileux. L'âge de la formation se situe probablement entre le Barneveld et le Maysville. Près du lac Témiscouata, le groupe de Trinité, d'une épaisseur inconnue, mais probablement de plus de 1,000 pieds, est formé de calcaire rubané, d'ardoise multicolore, de conglomérat quartzitique et calcaire et d'ardoise noire. Cette ardoise a fourni des graptolites du Wilderness (Lajoie et coll., 1968). Le long de la rive nord de la Gaspésie, sur 100 milles, on trouve de l'argilite gris foncé et des interstratifications de grauwacke et de calcisiltite contenant des graptolites du Barneveld; l'épaisseur de cette succession atteindrait environ 24,000 pieds. Les roches sont caractéristiques d'un faciès flysch de roches de courants de turbidité, étant donné que le granuloclasement vertical, les empreintes de creusement et de sillon d'érosion sont nombreux. Les empreintes à la base des couches de grauwacke indiquent que la direction du courant était vers l'ouest, probablement parallèle à l'axe de la dépression. Les détritiques de serpentine, de chromite, de roches volcaniques et de chert indiquent qu'ils sont originaires du groupe de Shickshock dans le géanticlinal de Québec au sud.

Le long du côté sud-est du géanticlinal de Québec, on trouve, de la fin de l'Ordovicien moyen, de l'ardoise

noire, de la grauwacke et un peu de roches volcaniques, similaires dans leur lithologie et leur épaisseur générale aux roches sises sur le côté nord-ouest du géanticlinal. Dans les Cantons de l'Est, les formations de Beauceville et de Magog sont formées d'ardoise gris foncé, de grauwacke, de grès, d'un peu de conglomérat et de chert; les roches volcaniques mafiques et siliciques abondent dans quelques localités (St-Julien, 1967). Les fragments dans les conglomérats et les roches arénacées sont de feldspath, de quartz, de schiste argileux, de roches volcaniques et de granite à albite, toutes similaires aux roches plus anciennes du voisinage. Les graptolites sont du Wilderness et du Barneveld. Le contact à la base est probablement une discordance faible ou non angulaire. L'épaisseur des formations reste inconnue, mais elle forme probablement plusieurs milliers de pieds.

En Gaspésie, le schiste argileux noir et dur, reposant au sud des roches du groupe de Shickshock du stade métamorphique de la biotite, renferme des graptolites du Normanskill. Les couches forment probablement un horst dans les roches affectées par la faille Shickshock normale qui a abaissé des couches siluriennes au sud.

Dans la zone de faciès de Matapédia, le groupe d'Honorat, dans le sud de la Gaspésie, et le groupe équivalent non encore dénommé dans le nord-ouest du Nouveau-Brunswick, sont les plus vieilles roches et peuvent former jusqu'à 14,000 pieds d'argilite ardoiseuse grise et gris verdâtre, de siltstone, de quartzite, de grauwacke quartzreuse et de gravier (Skidmore, 1965). Quelques couches arénacées sont feldspathiques, d'autres sont riches en détritiques volcaniques. Les formations ont fourni des graptolites et des fragments de coquilles datant de l'Ordovicien moyen ou supérieur. Près de la côte sud-est de la Gaspésie, la formation de Mictaw est lithologiquement semblable au groupe d'Honorat et renferme des graptolites du Barneveld, mais elle est séparée du groupe d'Honorat et du groupe de Matapédia par des couches du Silurien (Ayrton, 1967). La formation de Mictaw est formée de plus de 3,500 pieds de grès gris-vert foncé riche en matériaux volcaniques, de grauwacke, de siltstone et d'ardoise. Les 1,000 pieds à la base sont formés de conglomérat interstratifié avec un peu de siltstone rouge. Les fragments du conglomérat sont angulaires, généralement d'un diamètre de 3 à 6 pouces, mais avec des galets qui atteignent jusqu'à 1 1/2 pied; ils sont formés de grauwacke, de quartzite feldspathique, de roches vertes, de quartz et par endroits de gneiss granitique rose, tous probablement dérivés du groupe de Maquereau et de roches associées. La muscovite détritique provenant du grès de Mictaw et celle d'un quartzite non dénommé correspondant au groupe d'Honorat, dans le nord-ouest du Nouveau-Brunswick, ont donné au K-Ar 563 et 505 m.a., ce qui correspond au Cambrien. Récemment, on a considéré le conglomérat comme un talus plutôt que comme un conglomérat de base (Ayrton, 1967).

Le groupe de Matapédia recouvre en concordance et graduellement le groupe d'Honorat et atteint une épais-

seur d'au moins 9,500 pieds (Skidmore, 1965). Il est formé de calcaire bleu-gris foncé, dense et argileux, aux couches épaisses jusqu'à 3 pouces, interstratifiées avec des couches plus minces et des passées de schiste argileux gris et de siltstone, ce qui donne à ces couches une apparence rubanée caractéristique. Dans le sud de la Gaspésie, le groupe de Matapédia comprend la formation de Pabos, de nature plus argileuse et la formation de White Head plus riche en calcaire et sus-jacente à la formation de Pabos. A l'extrémité est de la Gaspésie, ce groupe recouvre, apparemment en discordance angulaire, la formation de Murphy Creek du Cambrien supérieur. Les graptolites trouvés dans le groupe de Matapédia et les groupes correspondants datent ces roches entre la fin de l'Ordovicien moyen (Barneveld) et le tout début du Silurien dans le Maine, et entre la fin de l'Ordovicien supérieur et le début du Silurien dans la Gaspésie. Les contacts inférieur et supérieur pourraient être diachrones.

Dans une zone qui s'étend vers le sud-ouest à travers le centre du Nouveau-Brunswick, on trouve un assemblage eugéosynclinal de roches datant de la fin de l'Ordovicien moyen et peut-être même des roches plus récentes. Dans le nord-est du Nouveau-Brunswick, le groupe de Tétagouche est formé de plusieurs milliers de pieds de coulées siliciques et mafiques, de roches pyroclastiques et filons-couches, de grauwaque, d'ardoise en partie graphitique et d'un peu de formation de fer chertreuse (Davies, 1966). On trouve également dans cette région toute une gamme de roches quartzifères et feldspathiques d'origine inconnue, appelées couramment «porphyre», des schistes et gneiss oeilés à quartz-feldspath et à quartz, et des schistes et gneiss à quartz-séricite-chlorite. Ces roches se présentent en masses tabulaires, longues de plusieurs milles et épaisses de quelques milliers de pieds, et se trouvent en concordance structurale avec les couches qui les englobent. On a reconnu, dans le camp minier de Bathurst, plus d'une douzaine d'amas de sulfures massifs de métaux communs, contenant plus de 125 millions de tonnes de minerai. Ces amas de minerai sont généralement en concordance avec les couches du groupe de Tétagouche et se trouvent souvent au contact ou à proximité du schiste oeilé. Au nord de Fredericton, dans le centre du Nouveau-Brunswick, des couches semblables, mais ne renfermant que peu de roches volcaniques siliciques et aucun porphyre, reposent en concordance sur du quartzite et de l'ardoise non encore dénommés du Cambrien(?) et de l'Ordovicien inférieur (Poole, 1963). Des coulées d'andésite, du tuf et des filons-couches se rencontrent avec le chert rubané graphitique renfermant des graptolites du Wilderness et la formation de fer manganésifère dans la partie inférieure de la succession. La partie supérieure ne renferme pas de fossiles et est formée surtout de grauwaque et d'ardoise.

On n'a pas identifié dans le sud du Nouveau-Brunswick de couches datant de la fin de l'Ordovicien moyen. Une partie du groupe de Browns Mountain, dans le nord de la Nouvelle-Écosse, est probablement de cet âge.

Le long de la zone axiale de la dépression de Notre-Dame à Terre-Neuve, il y a des roches de la fin de l'Ordovicien moyen. Elles se présentent en deux zones qui s'étendent vers le sud-ouest à partir de la baie Notre-Dame et se trouvent séparées l'une de l'autre par des couches du Silurien. Ces roches recouvrent apparemment en concordance des roches plus anciennes et se transforment graduellement vers le haut, en certains endroits, en des roches de l'Ordovicien supérieur. Dans la partie sud-ouest de la baie Notre-Dame, quelque 8,500 pieds de roches sédimentaires et de petites quantités de roches volcaniques mafiques remontent probablement à la fin de l'Ordovicien moyen; toutefois, il est possible que les 4,000 pieds supérieurs de ces sédiments soient faillés contre les 4,500 pieds inférieurs de ces roches (Espenshade, 1937). Les deux successions ont à peu près le même âge. La succession inférieure comprend trois formations concordantes. La formation de Beaver Bight repose en concordance sur la formation de Wild Bight et est constituée d'environ 1,000 pieds de grauwaque tufacée, de chert et de grès tous finement stratifiés. Il y a beaucoup de stratifications entrecroisées, de granuloclasement vertical et des empreintes de creusement de courant. La formation de Wild Bight est formée surtout de roches volcaniques mafiques. La formation de Shoal Arm sus-jacente est constituée d'environ 1,500 pieds de grès gris, de schiste argileux et d'ardoise noire en couches interstratifiées, et, dans les 300 pieds les plus bas, de schiste argileux chertoux rouge, vert et noir et d'ardoise, dont une partie est altérée en oxyde de manganèse noir. La formation de Gull Island est formée d'environ 2,000 pieds de grauwaque massive brun-gris à grains grossiers et d'un peu de conglomérat contenant du quartz, du feldspath, de la hornblende et de l'épidote détritiques subangulaires. On rencontre beaucoup de granuloclasement vertical. Le groupe de Julies Harbour, qui fait partie de la succession supérieure, est un assemblage hétérogène d'environ 2,000 pieds d'épaisseur de grès argileux gris et noir et de quartzite, de grauwaque, de conglomérat grossier contenant des fragments de granite, d'andésite, de calcaire et de chert, de chert, d'andésite, et de schiste argileux chertoux rouge et vert qui s'altère en oxyde de manganèse noir semblable aux couches de la formation de Shoal Arm. Le groupe de Burtons Head, sus-jacent, est lui aussi un assemblage hétérogène d'une épaisseur d'environ 2,000 pieds formé de roches très semblables à celles du groupe de Julies Harbour, mais contenant plus d'andésite.

Sur l'île New World, dans la baie des Exploits, la partie intermédiaire du groupe des Exploits contient des roches de la fin de l'Ordovicien moyen dont la lithologie et la stratigraphie varient d'un endroit à un autre (Kay, 1966, 1967). L'argilite et le conglomérat, qui contient des cailloux et des blocs de grauwaque de roches volcaniques et plutoniques, sont recouverts par de l'argilite noire et du chert à graptolites de la fin de l'Ordovicien moyen. Dans une autre partie de l'île, le tuf est recouvert par 100

pieds de calcaire, recouverts par 100 pieds d'argilite cherteuse noire à graptolites du Barneveld. Dans une troisième partie de l'île, de la lave mafique interstratifiée avec du tuf et de l'argilite cherteuse ont fourni des graptolites de la fin de l'Ordovicien moyen.

Au sud-ouest de la partie orientale de la baie Notre-Dame, les parties intermédiaire et supérieure du groupe de Gander Lake recouvrent en concordance la partie inférieure de ce groupe qui est probablement du début de l'Ordovicien moyen (Jeness, 1963). La partie intermédiaire est formée de plusieurs milliers de pieds de roches pyroclastiques et de coulées mafiques, d'un peu de roches volcaniques siliciques, d'ardoise grise, verte, noire et rouge, de grauwacke et de conglomérat. Des masses ultramafiques ont pénétré dans les roches volcaniques. Le conglomérat contient des cailloux et des fragments de chert, d'ardoise, de roches volcaniques, de quartz, de granite et de calcaire. On ne connaît pas la relation de ce conglomérat aux roches ordoviciennes connues et la lithologie des fragments du conglomérat semble indiquer qu'il peut être du Silurien et ait été préservé par plissement. La partie supérieure de la succession est formée de milliers de pieds d'ardoise grise, verte et en partie noire et rouge, et d'un peu de grauwacke, de conglomérat et de roches pyroclastiques mafiques. Le conglomérat contient des cailloux de quartz, de chert, d'ardoise et de roches volcaniques. La partie intermédiaire a donné des graptolites du Wilderness tandis que la partie supérieure a fourni des graptolites du Wilderness jusqu'au début de l'Ordovicien supérieur. Ainsi, le groupe de Gander Lake peut indiquer une mise en place pendant toute la durée de l'Ordovicien. La partie supérieure du groupe de Baie d'Espoir, sur la côte méridionale de Terre-Neuve, est formée d'environ 20,000 pieds d'ardoise grise, de phyllade, de siltstone et d'un peu de quartzite et de grauwacke, roches qui ne diffèrent pas, quant à la composition, des roches des parties intermédiaire et supérieure du groupe de Gander Lake.

On n'a pas trouvé de couches de la fin de l'Ordovicien moyen sur la plate-forme d'Avalon, bien qu'il s'en trouve dans la dépression de Notre-Dame et probablement dans la fosse de Meguma. La plate-forme peut avoir été une basse-terre séparant les deux dépressions et le lieu de très peu de sédimentation et d'érosion. Dans la fosse de Meguma, les couches de la fin de l'Ordovicien moyen sont probablement présentes dans l'épaisse formation de White Rock formée de roches sédimentaires et volcaniques dont l'âge varie entre le post-Ordovicien inférieur et le pré-Silurien supérieur.

Plate-forme du Saint-Laurent. Dans le sud-ouest de l'Ontario (Sanford, 1961; Beards, 1967), des couches de la fin de l'Ordovicien moyen recouvrent directement des roches cristallines du Précambrien sur l'arche d'Algonquin et recouvrent également des roches du Cambrien supérieur et de l'Ordovicien inférieur dans le bassin de Michigan

et la fosse d'Alleghanys (fig. VI-8). Les groupes de Black River et de Trenton lorsque pris ensemble s'épaississent de 700 pieds sur l'arche d'Algonquin à 900 pieds dans le bassin de Michigan et à plus de 900 pieds dans la fosse d'Alleghanys. Le groupe de Black River du Wilderness comprend trois formations. 1) La partie inférieure transgressive, la formation de Shadow Lake, qui repose en discordance sur des roches du Précambrien ou du Cambrien supérieur et est formée de 20 à 30 pieds de schiste argileux rouge et vert, de siltstone, d'un peu de calcaire et de dolomie. Dans la région de l'île Manitoulin, des couches semblables ont de 2 à plus de 40 pieds d'épaisseur. 2) La formation de Gull River les recouvre en concordance et est formée de calcaire lithographique de couleur gris et crème et d'intercalations de calcaire pellicoïdal, et de dolomie dont la partie supérieure renferme des passées de bentonite. L'épaisseur de la formation de Gull River, de 75 pieds au-dessus de l'arche d'Algonquin, passe à 130 pieds dans l'île Manitoulin et à plus de 400 pieds sous le lac Érie et le sud du lac Huron. 3) La plus récente formation du groupe de Black River est la formation de Coboconk, formée de calcaire lithographique, de calcisiltite et de calcarénite interstratifiés. La calcarénite s'épaissit vers l'ouest à partir de 20 pieds sur l'arche d'Algonquin à 100 pieds près de l'extrémité sud du lac Huron. Les couches correspondantes et lithologiquement semblables dans l'île Manitoulin ont une épaisseur maximale d'environ 25 pieds.

Les calcaires clastiques grossiers du groupe de Trenton datent de la fin du Wilderness et du Barneveld, et recouvrent en concordance le groupe de Black River. La partie inférieure du groupe de Trenton, la formation de Kirkfield, est formée de calcaire argileux finement cristallisé et interstratifié avec du calcaire bioclastique et de la calcarénite. La formation de Kirkfield s'épaissit vers le sud-est à partir de 60 pieds dans l'île Manitoulin jusqu'à un maximum de 240 pieds en bordure de la rive nord du lac Ontario. La formation de Verulum sus-jacente comprend du calcaire bioclastique grossier, de la calcarénite et des interstratifications de schiste argileux. Son épaisseur passe de 80 pieds dans l'île Manitoulin à un maximum de 140 pieds sous le lac Érié. Les calcaires grossiers des formations de Kirkfield et de Verulum ont été déposés dans des mers peu profondes; ces roches sont le faciès dominant du groupe de Trenton dans presque tout le sud-ouest de l'Ontario, mais elles prennent une texture plus fine et deviennent plus argileuses sur le pourtour de la fosse d'Alleghanys. La formation de Cobourg se trouve au sommet du groupe et est composée de calcaires brun foncé argileux et aphanitiques. La formation de Cobourg s'amincit à partir d'une épaisseur maximale de 200 pieds le long d'une bande étroite qui va de l'extrémité sud du lac Huron à la partie ouest du lac Ontario, vers le nord-ouest à 95 pieds dans l'île Manitoulin et vers le sud-est à 40 pieds sous le lac Érié, où elle se transforme en schiste argileux euxénitique noir.

Dans le bassin de Québec (Belyea, 1952; Clark, 1955; Wilson, 1946), les groupes de Black River et de Trenton varient en épaisseur depuis 730 pieds dans la baie d'Ottawa à 700 pieds sur la rive nord du Saint-Laurent, à l'est de Montréal, et à 2,000 pieds dans le sud-est du bassin de Québec. Les calcaires du Trenton supérieur, dans les parties ouest et nord-est du bassin de Québec, se transforment vers le sud-est en schiste argileux et calcaire interstratifiés, ce qui est une indication du taux d'abaissement de plus en plus rapide de la dépression de Notre-Dame sur le pourtour stable de la plate-forme du Saint-Laurent. Le groupe de Black River comprend trois formations concordantes. 1) Dans la partie ouest du bassin de Québec, la partie inférieure, la formation de Pamélie, recouvre la formation de Rockcliffe. La formation de Pamélie est formée de 70 pieds de schiste argileux arénacé gris à noir qui se transforme vers le haut en interstratifications de dolomie brune interstratifiée avec du calcaire lithographique et un peu de schiste argileux. Cette formation s'amincit vers l'est et il se peut qu'elle disparaisse dans l'est et le sud du bassin de Québec. 2) La formation de Lowville sus-jacente est formée de calcaire lithographique d'un brun grisâtre foncé qui s'amincit vers l'est à partir de 155 pieds dans la baie d'Ottawa à 40 pieds dans la partie sud du bassin de Québec, où elle recouvre en discordance la formation de Laval du début de l'Ordovicien moyen. Dans la partie nord-est du bassin de Québec, elle s'étend çà et là au-delà de la formation de Laval et des couches antérieures à l'Ordovicien moyen et recouvre les roches cristallines précambriennes. 3) La partie supérieure du groupe de Black River est la formation de Leray formée de calcaire sublithographique interstratifié avec des calcisiltites et des calcarénites. La formation de Leray s'amincit vers l'est de 65 pieds dans la baie d'Ottawa à 21 pieds près de Montréal. Les formations du groupe de Trenton dans les parties ouest et nord-est du bassin de Québec sont lithologiquement semblables à celles du sud-ouest de l'Ontario, mais diffèrent un peu de celles de l'est et du sud du bassin de Québec, où la mise en place a eu lieu dans un environnement d'affaissement plus rapide. Les couches les plus anciennes du groupe de Trenton dans la baie d'Ottawa sont celles de la formation de Rockland. Cette formation est formée de 55 pieds de calcaire cristallin à grain fin de couleur grise et argileux. Elle s'amincit vers l'est et passe à 19 pieds près de Montréal, où elle est formée de calcaire microcristallin gris foncé que l'on appelle la formation d'Oua-reau. Les couches correspondantes dans la partie nord-est du bassin de Québec sont la formation de Pont Rouge, de 32 pieds d'épaisseur. La formation de Hull sus-jacente, dans la baie d'Ottawa, est formée de 180 pieds de calcaire cristallin à grain fin de couleur gris-bleu foncé et de passées de schiste argileux recouverts par de la calcarénite pure à gros grains. Les couches correspondantes près de Montréal sont des calcaires bioclastiques et des calcarénites grossières. Leur épaisseur est de 300 pieds et elles

forment la formation de Deschambault. Vers le nord-est, les 180 à 190 pieds supérieurs de la formation de Deschambault sont remplacés par une variété de faciès calcaire que l'on dénomme la formation de St-Casimir. Dans la baie d'Ottawa s'étend la formation de Sherman Fall, formée de 25 pieds de calcaire calcarénitique interstratifié avec du schiste argileux. Cette formation est considérée l'équivalent de la formation de Montréal, d'une épaisseur de 375 pieds, et formée de calcarénite cristalline à grains de fins à grossiers et de schiste argileux. Les calcaires de la formation de Montréal ont une texture fine près du bord nord-est du bassin de Québec et se mélangent avec les calcaires aphanitiques de la formation de Neuville, d'une épaisseur de 470 pieds. La partie la plus récente du groupe de Trenton dans la baie d'Ottawa est la formation de Cobourg, formée de 180 pieds de calcaire aphanitique brun foncé, d'une épaisseur de 500 pieds près de Montréal, où elle se transforme en calcaire dense interstratifié avec le schiste argileux de la formation de Tétreauville. Cette dernière s'amincit vers le nord-est et finalement se fond avec les calcaires de la formation de Neuville. En profondeur, les calcaires de la formation de Tétreauville se transforment brusquement en schistes argileux gris foncé et noir dans la partie sud du bassin de Québec.

A l'exception de la butte-témoin du lac Gilmour, les calcaires de la fin de l'Ordovicien moyen (Wilderness-Barneveld) forment la plupart des couches des buttes-témoins paléozoïques de la partie sud du Bouclier canadien. Ces roches recouvrent directement les roches cristallines précambriennes. Les successions les plus épaisses et les plus complètes se trouvent dans les buttes-témoins du lac Gilmour (504 pieds), du lac Témiscamingue (374 pieds) et du lac Saint-Jean (153 pieds). Les calcaires sont pour la plupart lithologiquement semblables et équivalents à ceux du groupe de Black River et de la partie inférieure du groupe de Trenton du Wilderness, dans le sud-ouest de l'Ontario, et dans les bassins de Québec et d'Anticosti. Les roches du Wilderness ont généralement une mince couche de roches clastiques à leur base. Au lac Témiscamingue (Sinclair, 1965), la formation de Guigues est formée de 97 pieds de grès orthoquartzitique grossier recouvert par la formation de Bucke, d'une épaisseur de 79 pieds et formée de schiste argileux arénacé gris, vert et rouge. Les couches correspondantes au Wilderness au lac Saint-Jean sont formées de calcaire gris-brun de la formation de Tremblay, épaisse de 15 pieds et recouverte par le calcaire de la formation de Simard, épaisse de 63 pieds. Au nord, dans la butte-témoin du lac Manicouagan, 35 pieds de calcaire noir finement stratifié se trouvent recouverts par 25 pieds de calcaire jaunâtre finement stratifié, qui forment la couche la plus récente en affleurement. La formation de Farr est formée de 98 pieds de calcaires gris-brun et marron de la fin du Barneveld et recouvre en discordance le calcaire du Wilderness au lac Témiscamingue. Au lac Saint-Jean, le même calcaire du Wilderness

est recouvert en discordance par les formations de Shipshaw et de Galets formées de 75 pieds de calcaires identiques à la formation de Farr.

Dans la partie occidentale du bassin d'Anticosti (Roliff, 1968), en profondeur, environ 1,000 pieds de calcaire non dénommé et qui correspond aux groupes de Black River et de Trenton reposent en discordance sur la formation de Mingan. Ces couches de calcaires sont cherteuses, brunes et n'affleurent pas, mais s'élèvent probablement pour former la roche en place de la surface entre les îles d'Anticosti et Mingan.

Dans l'ouest de Terre-Neuve, des couches de la fin de l'Ordovicien moyen se trouvent seulement dans la partie occidentale de la péninsule Port-au-Port. S'y trouve également la formation de Long Point de la fin du Wilderness dont l'épaisseur atteint environ 2,800 pieds. Cette succession relativement épaisse indique un affaissement considérable de cette partie de la plate-forme. Les 250 pieds inférieurs formés de calcaire nodulaire et argileux reposent en discordance angulaire sur le bord occidental actif du klippe de Humber Arm tandis que la partie supérieure est formée de schiste argileux verdâtre foncé, de grès calcaireux bleuâtre et de quelques interstratifications de calcaire.

Orogenèse du Taconique, dernière phase

Au cours de la dernière phase de l'orogénèse du Taconique, pendant l'Ordovicien supérieur, dans le sud du Québec, au nord-ouest du géanticlinal de Québec, des couches de la fin de l'Ordovicien moyen et d'autres plus anciennes ont été plissées et faillées, et toute la zone du géanticlinal a été soulevée et érodée (fig. VI-12). Les plis sont généralement de lâches à serrés et leurs plans axiaux sont verticaux ou ont un pendage vers le sud-est. Les lits pélitiques présentent un clivage ardoiseux. Un grand nombre des plis sont déversés vers le nord-ouest. Les failles de chevauchement et les failles transverses associées indiquent un charriage vers le nord-ouest. Les couches de la fin de l'Ordovicien moyen dans les Cantons de l'Est présentent un clivage et les plis sont de lâches à serrés et verticaux ou légèrement déversés vers le nord-ouest. Le métamorphisme régional n'a pas dépassé le stade de l'ardoise et de la phyllade. Des couches datant probablement de l'Ordovicien supérieur recouvrent en concordance ou en discordance légèrement angulaire des couches de la fin de l'Ordovicien moyen, et des couches siluriennes recouvrent en discordance angulaire les roches ordoviciennes et plus anciennes. Le soulèvement de la partie sud-ouest du géanticlinal de Québec a apparemment été plus considérable qu'il l'a été dans la partie est, car un énorme volume de détritiques provenant du géanticlinal a été déposé dans le bassin de Québec et la fosse d'Alleghany, tandis que dans la Gaspésie, il n'y a eu que peu ou point d'accumulation de détritiques dans la zone de Matapédia au sud et dans le bassin d'Anticosti au nord.

Dans la partie occidentale de la dépression de Notre-Dame à Terre-Neuve, le géanticlinal de Burlington a

probablement été soulevé et érodé. Il était probablement la source des conglomérats qui se sont déposés dans la dépression de Notre-Dame et qui datent de la fin de l'Ordovicien supérieur et du Silurien inférieur.

Au Nouveau-Brunswick, le géanticlinal de Miramichi a probablement pris forme à cette époque, puis il a subi un métamorphisme régional, a été plissé, envahi par une intrusion granitique, soulevé et érodé. Une grande partie de l'assemblage quartzite et schiste argileux, antérieur à la fin de l'Ordovicien moyen, situé au centre du géanticlinal, a été métamorphosé en schiste et en gneiss avec, par endroits, les caractéristiques du faciès amphibolite à almandin sillimanite. La stratification et la foliation de ces roches et de celles du groupe sus-jacent de Tétagouche de l'Ordovicien moyen et supérieur(?) sont en partie orientées vers le nord-est, parallèles aux structures acadiennes les plus récentes, et en partie orientées vers le nord au nord-ouest, tout à fait à l'encontre des structures acadiennes des roches siluriennes et dévoniennes qui flanquent le géanticlinal. Les couches au centre du géanticlinal ont un faible pendage, ce qui indique soit l'existence de plis couchés soit peu de déformation, ce qui est contraire aux fréquentes structures lâches à pendage fort dans les roches siluriennes et dévoniennes. La monzonite quartzique à biotite et la granodiorite ont envahi l'assemblage quartzite-ardoise des roches qui forment la partie centrale du géanticlinal et ont été déformées et altérées lors de leur pénétration en granite cataclastique à faible foliation, et par endroits en zones de mylonite le long de et près de la faille Catamaran qui a été réactivée au cours de l'orogénèse de l'Acadien. La muscovite et la biotite extraites de plusieurs échantillons de granite et de gneiss auraient entre 497 et 385 m.a., d'après la méthode au K-Ar. Les dates les plus récentes indiquent que la déformation et l'intrusion granitique sont acadiennes. Les âges qui se situent entre 430 et 460 m.a. remonteraient à l'orogénèse de l'Ordovicien supérieur.

Ordovicien supérieur (fig. VI-12)

Les couches de l'Ordovicien supérieur sont clairsemées dans le géosynclinal appalachien, surtout à cause de l'émergence des terrains provoquée par les soulèvements à la fin du Taconique, mais elles abondent dans la plate-forme du Saint-Laurent à l'exception de l'ouest de Terre-Neuve.

Géosynclinal appalachien. Dans les Cantons de l'Est, les formations d'East Branch Pond et de Sherbrooke renferment une faune coquillière de l'Ordovicien supérieur (St-Julien, 1967). Ces deux formations sont lithologiquement semblables. Épaisses de quelques milliers de pieds, elles recouvrent en discordance angulaire les couches de la formation de Magog de la fin de l'Ordovicien moyen, et sont recouvertes en discordance par des couches siluriennes. Plus au nord-est, la formation de Sherbrooke repose en concordance sur les couches de la formation de Magog. Chaque formation est formée d'un conglomérat

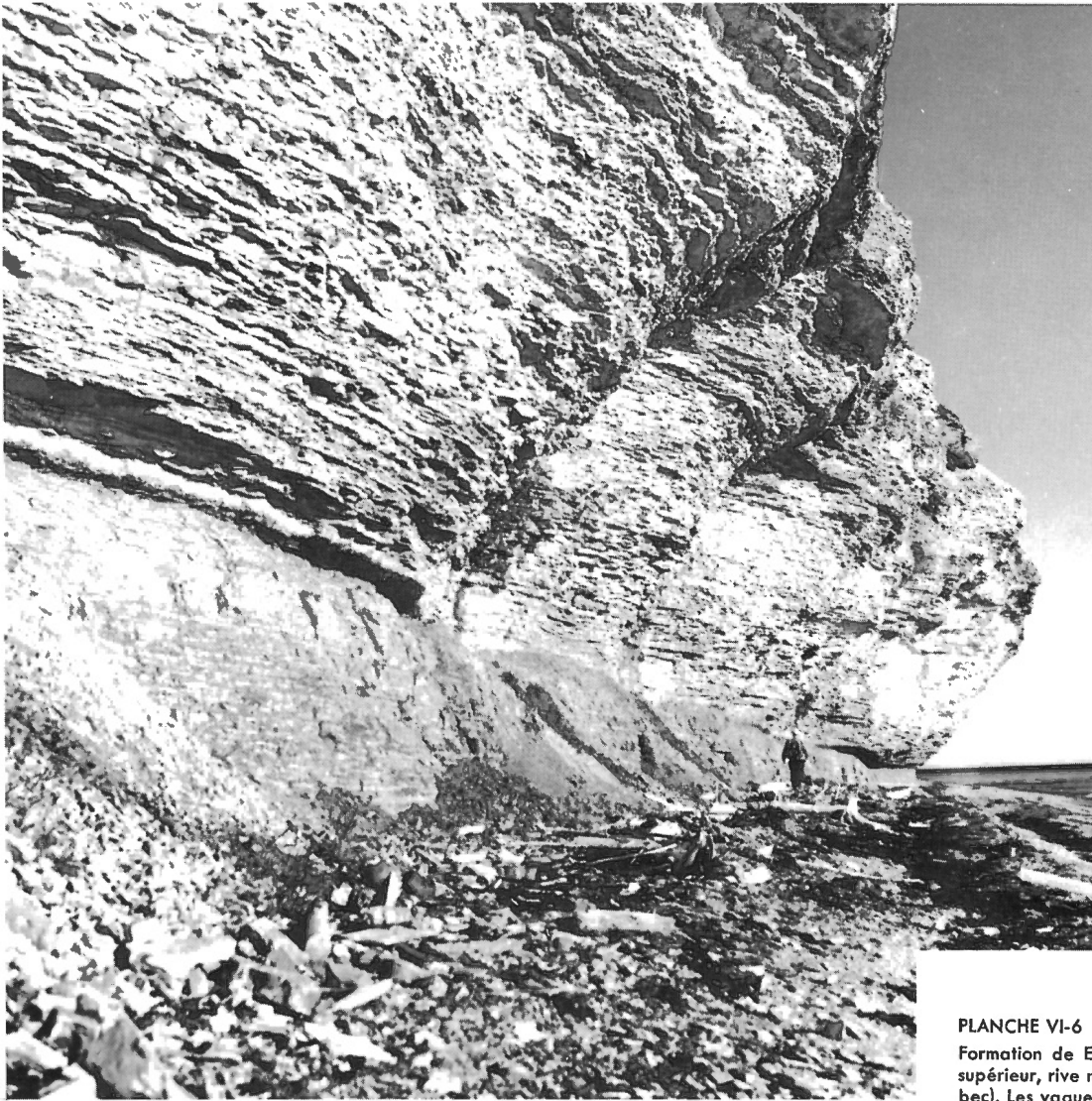


PLANCHE VI-6

Formation de English Head de l'Ordovicien supérieur, rive nord de l'île d'Anticosti (Québec). Les vagues ont sapé les falaises et ont érodé les calcaires les plus argileux.

de base, de grès et d'un peu d'ardoise, et est recouverte par du grès et de l'ardoise qui passent vers le haut à de l'ardoise grise à gris foncé. Les fragments qui composent le conglomérat vont de cailloux à galets et sont de diverses roches sédimentaires, de roches volcaniques mafiques et rhyolitiques, de granite à albite et rarement de péridotite et pyroxénite serpentinisées.

Dans le nord de la Nouvelle-Écosse, du quartzite contenant des fossiles coquilliers de l'Ordovicien moyen et supérieur se trouve sous forme de blocs dans une brèche de faille de la fin du Paléozoïque et sur le cap George sous forme de galets dans le conglomérat mississippien qui affleure aux alentours. Le quartzite ressemble à quelques roches associées à la formation de fer du groupe de Browns Mountain, sauf que sa source reste inconnue. La formation proche de Malignant Cove ne renferme pas de fossiles et est formée de 20 pieds de conglomérat rouge à stratification entrecroisée d'origine non marine et de

grès grossier (*grit*) contenant une variété de fragments tels que des fragments de chert, de granite, de rhyolite et de grauwacke. Cette formation repose en discordance angulaire sur l'ardoise du groupe de Browns Mountain et des dépôts de drift la séparent des roches plus récentes. On ne connaît pas son âge; elle pourrait dater du Carbonifère, mais son haut degré de consolidation la place avant le Carbonifère et probablement avant le Silurien.

Dans la partie axiale de la dépression de Notre-Dame dans le nord de Terre-Neuve (Kay, 1967), la partie supérieure du groupe des Exploits, de plusieurs milliers de pieds d'épaisseur, est formée surtout de grauwacke et de conglomérat à petits cailloux et repose en concordance sur l'ardoise et l'argilite de l'Ordovicien moyen et, par endroits, elle inclut des matériaux du Silurien inférieur. Les brachiopodes d'une partie de la succession appartiennent à l'Ordovicien supérieur. Dans la partie sud-ouest de la baie Notre-Dame (Espenshade, 1937), les formations de

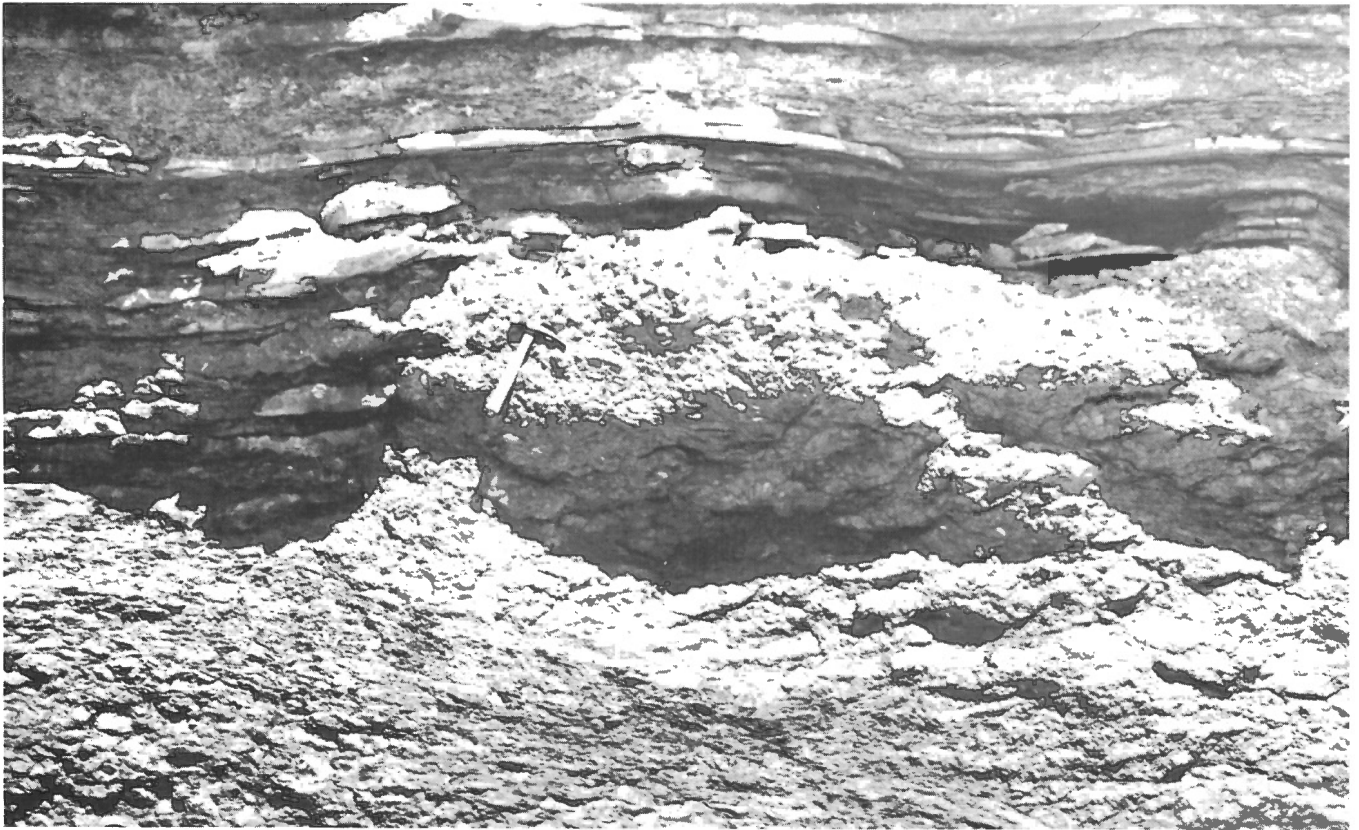


PLANCHE VI-7. Biohermes dans le calcaire d'Ellis Bay de l'Ordovicien supérieur, île d'Anticosti (Québec).

Crescent Lake et de Roberts Arm ne renferment pas de fossiles; on les place dans l'Ordovicien supérieur, bien que, lithologiquement, elles diffèrent des couches connues à l'heure actuelle de l'Ordovicien supérieur. La formation de Crescent Lake est formée d'au moins 500 pieds de schiste argileux tufacé rouge et vert, de chert, et de petites quantités de conglomérat et de grès. La formation de Roberts Arm recouvre les autres formations en concordance; épaisse de 1,500 pieds, elle est formée de coulées de basalte en coussins et d'un peu de rhyolite. La partie supérieure du groupe de Gander Lake, déjà décrite, a fourni des graptolites du Wilderness et de l'Édénien, et, comme le groupe des Exploits, elle est peut-être recouverte en concordance par une succession continue de grauwacke et de conglomérat de l'extrême fin de l'Ordovicien et du Silurien inférieur.

Plate-forme du Saint-Laurent. On a trouvé des roches clastiques à grain fin et grossier, d'origine marine et non marine, dans le sud-est de la fosse d'Alleghanys et du bassin de Québec, où leur épaisseur atteint respectivement 2,000 et 4,000 pieds. Les couches s'amincissent vers le nord-ouest et se transforment finalement en roche carbonatée et en schiste argileux marins; elles atteignent une épaisseur de 800 pieds dans le bassin de Michigan. Dans la partie

occidentale du bassin d'Anticosti, les dépôts de calcaire et de schiste argileux atteignent une épaisseur de 3,100 pieds.

Dans le sud-ouest de l'Ontario, la formation de Collingwood (Eden) est formée de schiste euxénique noir qui repose en concordance sur le calcaire du groupe de Trenton (Sanford, 1961; Beards, 1967). Sous la partie orientale du lac Érié, ce schiste est peut-être en partie du Barneveld et un faciès équivalant aux calcaires de la partie supérieure du groupe de Trenton dans le nord-ouest. La formation de Collingwood, d'une épaisseur de 200 pieds à l'extrémité orientale du lac Érié, s'amincit vers le nord-ouest jusqu'à 20 pieds près de l'extrémité méridionale de la baie Georgienne; elle s'épaissit à 60 pieds dans le district de Manitoulin, où elle recouvre en discordance les calcaires de la formation de Cobourg. La formation de Blue Mountain qui recouvre la formation de Collingwood est formée de schiste argileux gris foncé et brun; d'une épaisseur de 250 pieds près de l'extrémité occidentale du lac Ontario, elle s'amincit vers le nord à 120 pieds près de l'extrémité sud de la baie Georgienne. La formation correspondante dans l'île Manitoulin est la formation de Sheguiandah d'une épaisseur de 100 pieds de schiste argileux tendre, brun, marron et gris. La formation de Meaford-Dundas du Maysvillien et du début du Richmon-

dien est formée de schiste argileux gris, de siltstone et d'un peu de calcaire. Ces couches ont une épaisseur maximale de 900 pieds près de l'extrémité occidentale du lac Ontario et s'amincissent vers le sud dans la fosse d'Alleghany où les couches supérieures de la formation de Meaford-Dundas sont interstratifiées avec le schiste argileux rouge et le siltstone de la formation de Queenston sus-jacente. Ces couches supérieures s'amincissent également vers le nord-ouest et, dans la région de Manitoulin, la partie inférieure porte le nom de formation de Wekwemikong-sing et est formée de 150 pieds de schiste argileux gris interstratifié avec de faibles quantités de calcaire tandis que la partie supérieure, nommée la formation de Meaford, comprend 60 pieds de calcaire argileux gris et brun. La formation de Queenston qui les recouvre est du Richmondien; elle a une épaisseur de 1,100 pieds à l'extrémité orientale du lac Érié et est formée de schiste argileux rouge semi-continental et de siltstone provenant des monts taconiques à l'est. La formation de Queenston s'amincit également vers le nord-ouest et est remplacée par 160 pieds de calcaire argileux gris-bleuâtre et de dolomie de la formation de Kagawong de l'île Manitoulin.

Dans le bassin de Québec (fig. VI-7), les couches de l'Ordovicien supérieur sont semblables à celles du sud-ouest de l'Ontario et, si l'on excepte les fragments de calcaire du Dévonien inférieur sis dans une cheminée d'explosion (diatrème) du Crétacé, elles forment les couches les plus récentes qui affleurent dans cette région (Clark, 1956; Wilson, 1946). Elles ont une épaisseur d'environ 4,500 pieds dans la partie sud du bassin et s'amincissent à 879 pieds dans la baie d'Ottawa. Dans cette baie, la formation d'Eastview, de l'Édénien, a une épaisseur de 20 pieds et est formée de calcaire interstratifié avec du schiste argileux noir. Ces couches de calcaire et schiste noir recouvrent graduellement les calcaires de la formation de Cobourg. Elles ont apparemment disparu dans la partie nord du bassin de Québec. Elles passent graduellement à la formation de Billings qui les recouvre. La formation de Billings est formée de 170 pieds de schiste bitumineux noir qui s'épaissit à 300 pieds vers l'est et donne lieu aux formations de Lachine et de Lotbinière dans le nord du bassin de Québec. Ces formations recouvrent en discordance le groupe de Trenton. Au sud du Saint-Laurent, en profondeur, des couches semblables, épaisses jusqu'à 1,000 pieds, généralement appelées le groupe d'Utica, sont en contact graduel sur le groupe de Trenton. La formation de Carlsbad (Maysville), dans la baie d'Ottawa, est formée de 607 pieds de schiste argileux et d'un peu de calcaire; elle passe à plus de 2,000 pieds dans le sud du bassin de Québec, où son équivalent la formation de la rivière Nicolet est formée de schiste argileux gris interstratifié avec du siltstone et du grès. Ces schistes argileux sont recouverts par 40 pieds de calcaire argileux gris-bleu de la formation de Russell du Richmondien et par la formation de Pontgravé, près de Montréal, d'une épaisseur de 173 pieds. Les couches ordoviciennes les plus récentes

sont celles de la formation de Queenston, d'une épaisseur de 42 pieds de schiste argileux rouge interstratifié avec un peu de calcaire dans la baie d'Ottawa. Elles passent vers l'est, dans la partie sud du bassin de Québec, à 2,000 pieds de schiste argileux rouge d'origine deltaïque non marine, et de quelques lits de calcaire, et comprennent par endroits de grandes quantités de siltstone rouge et de grès.

Le Bouclier canadien contient des couches de l'Ordovicien supérieur dans les buttes-témoins du lac Témiscamingue, du lac Clair et du lac Saint-Jean (Sinclair, 1965). Les couches les plus récentes affleurent dans ces deux derniers endroits. Environ 20 pieds de schiste bitumineux du début de l'Édénien et un peu de calcaire, le correspondant des formations d'Eastview et de Collingwood, recouvrent en concordance le calcaire de Trenton dans la butte-témoin du lac Clair. Au lac Témiscamingue, la formation de Dawson Point, de la fin de l'Édénien, recouvre en discordance la formation de Farr de l'Ordovicien moyen; d'une épaisseur de 98 pieds, elle est formée de schiste argileux gris foncé. Au lac Saint-Jean, les couches correspondantes, formées de 25 pieds de schiste bitumineux noir, sont connues généralement sous le nom de formation de Gloucester, laquelle recouvre en discordance la formation de Galets. Les couches de Richmond n'existent qu'au lac Saint-Jean et sont formées de calcaire en grande partie recouvert par les eaux du lac.

Dans le bassin d'Anticosti (fig. VI-7), on trouve des couches de l'Ordovicien supérieur dans l'île du même nom et aussi dans le golfe Saint-Laurent. Elles n'existent pas dans l'ouest de Terre-Neuve. Dans l'île d'Anticosti (Bolton, 1961; Roliff, 1968) environ 3,100 pieds de calcaire et de schiste argileux de l'Ordovicien supérieur recouvrent du calcaire du Barneveld-Wilderness et sont recouverts par des roches du Silurien inférieur (Alexandrien). Ces calcaires et schistes sont lithologiquement semblables à ceux de l'Ordovicien supérieur de la partie ouest du bassin de Michigan, mais ils sont beaucoup plus épais et ne renferment pas l'assemblage de couches rouges de roches clastiques du Richmond de la fosse d'Alleghany et du bassin de Québec. La formation de Macasty de l'Édénien est la roche en place du fond d'une partie du golfe Saint-Laurent, au nord de l'île d'Anticosti et, en profondeur, elle est formée de 200 pieds de schiste bitumineux noir, probablement correspondant aux formations d'Utica, de Lachine et de Billings du bassin de Québec. Les 750 pieds suivants gisent en concordance et sont formés de schiste argileux gris alternant avec du calcaire, et représentent la partie inférieure de la formation de English Head. Ces couches, connues seulement en profondeur, forment probablement la partie supérieure de la roche en place du fond du chenal au nord de l'île d'Anticosti. Les formations de English Head (pl. VI-6) et de Vauréal recouvrent les roches précédentes. Elles datent du début du Richmondien et sont formées de 1,850 pieds de calcaire gris bleuâtre à structure finement cristalline à

semi-lithographique, et de schiste gris verdâtre interstratifié dans le calcaire. Bien que constituée en grande partie de calcaire, la formation de English Head renferme de plus en plus de schiste argileux et de siltstone vers le nord-est de l'île d'Anticosti. La formation de Ellis Bay, dans l'ouest de l'île d'Anticosti, date de la fin du Richmondien et comprend au moins 200 pieds de calcaire argileux, de schiste argileux et de calcaire, et renferme des récifs biohermes (pl. VI-7). Son épaisseur passe à 300 pieds dans la partie nord-est de l'île d'Anticosti et elle prend un faciès nettement gréseux.

Silurien

Résumé tectonique

Au cours du Silurien, plusieurs milliers de pieds de roches sédimentaires et volcaniques ont été déposées dans le géosynclinal appalachien, et des roches carbonatées et des évaporites l'ont été sur la plate-forme du Saint-Laurent. Il ne semble pas qu'il y ait eu intrusion granitique et plissement. Les éléments tectoniques évidents de l'Ordovicien ont persisté au cours du Silurien (fig. VI-13, 14, 15).

Dans le nord de la dépression de Gaspé, plusieurs milliers de pieds de siltstone, de calcaire et de grès quart-

zeux, originaires surtout du nord-ouest, ont été déposés en discordance sur les roches ordoviciennes plissées du géantical de Québec. L'âge des roches à la base de la succession s'étend du début du Llandoveryen à la fin du Ludlovien. Le long de l'axe de la dépression de Gaspé, dans la zone du faciès de Matapédia, la mise en place de couches minces de calcaire et de schiste argileux, probablement en eau profonde, s'est effectuée de la fin de l'Ordovicien au tout début du Silurien, et s'est transformée en schiste argileux et en grès, avec dépôts isolés de matériaux manganesifères dans le sud-ouest, et en schiste argileux, siltstone, calcaire et roches volcaniques dans le nord-est. Dans le sud de la dépression de Gaspé, du siltstone, du grès, des roches volcaniques et, par endroits, des conglomérats ont été déposés en bordure du géantical de Miramichi; ces roches recouvrent probablement en discordance les roches ordoviciennes. Dans la dépression de Fredericton, des turbidites ont été déposées dans le nord, et, dans le sud, elles se transforment surtout en roches volcaniques siliciques, en schiste argileux vert, rouge, déposé en eau peu profonde, en grès brun et en un peu de calcaire en bordure de la plate-forme d'Avalon.

Dans la dépression de Notre-Dame, à Terre-Neuve, les terres le long du géantical de Burlington et probablement aussi celles le long de la plate-forme d'Avalon

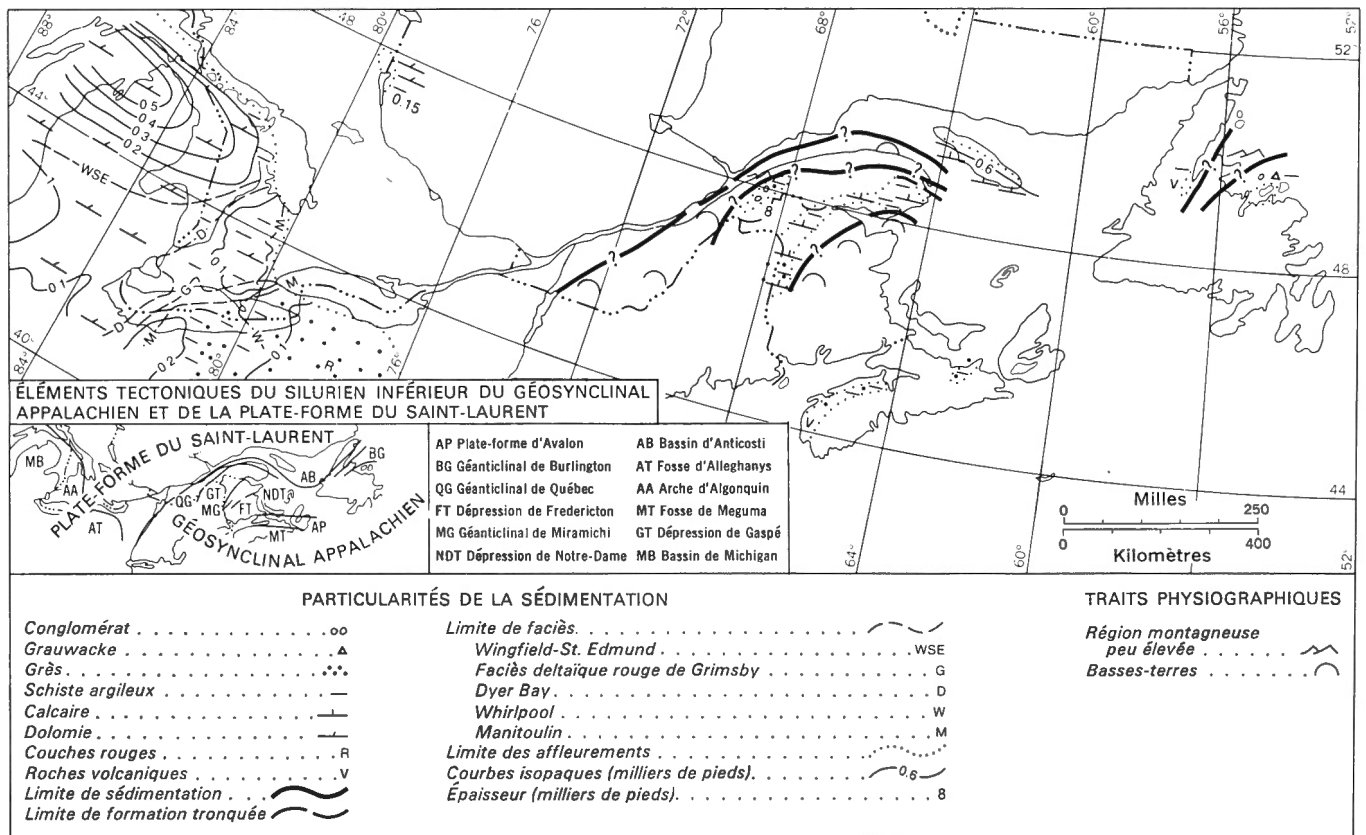


FIGURE VI-13. Sédimentation, volcanisme et tectonisme du Silurien inférieur dans le Sud-Est du Canada.

bordaient les régions de dépôts du Silurien. Aucun géantoclinal, dans le centre de la dépression, semblable à celui de Miramichi, n'a été identifié, bien que certains faciès semblent indiquer que de telles terres existaient durant une bonne partie du Silurien. Au cours du Llandovérien et du Wenlockien, le milieu de mise en place est passé de marin à terrestre et d'épais dépôts de conglomérats très grossiers indiquent qu'il y a eu de profonds soulèvements dans le nord, sous la baie Notre-Dame, ou peut-être sur un prolongement du géantoclinal de Burlington.

Il n'existe aucun indice de plissement et de plutonisme siluriens, mais la rareté des couches du Silurien supérieur et du Dévonien inférieur rend difficile la distinction entre les effets orogéniques antérieurs à l'orogénèse de l'Acadien de ceux de l'orogénèse du Dévonien. De la grauwacke repose en concordance sur des roches ordoviciennes dans la partie nord axiale de la dépression de Notre-Dame, et un conglomérat la recouvre en concordance. Des roches volcaniques du Wenlockien et des grès sus-jacents rouges et gris, d'origine terrestre pour la plupart, et présentant de nombreux indices de dépôt fluvial, reposent en discordance ou avec une lacune stratigraphique sur les roches ordoviciennes et plus anciennes. Les couches siluriennes de

Terre-Neuve reflètent généralement un changement dans les conditions de mise en place, de marines à terrestres.

Sur la plate-forme d'Avalon, en Nouvelle-Écosse, une succession silurienne, épaisse et complète, formée surtout de schiste argileux, a été déposée, probablement en discordance, sur des roches ordoviciennes, tandis que dans l'est de l'île du Cap-Breton, des grès et du conglomérat, sans âge établi, mais qui remonteraient probablement au Silurien, ont été déposés en discordance sur des roches cambriennes.

Dans la fosse de Meguma, l'assemblage très épais, dont on ignore l'âge, de grès quartzeux, de schiste argileux, de grauwacke et de roches volcaniques siliciques et mafiques, qui repose en concordance sur de l'ardoise de l'Ordovicien inférieur, est recouvert par du schiste argileux, du silstone, du grès quartzeux et, par endroits, du conglomérat volcanique du Silurien supérieur.

Sur la plate-forme du Saint-Laurent, les couches siluriennes ne se retrouvent plus que dans le sud-ouest de l'Ontario, dans l'île d'Anticosti et dans la butte-témoin du lac Témiscamingue. La plus grande partie du Bouclier canadien méridional était probablement recouverte de roches sédimentaires d'origine marine, qui étaient dans le

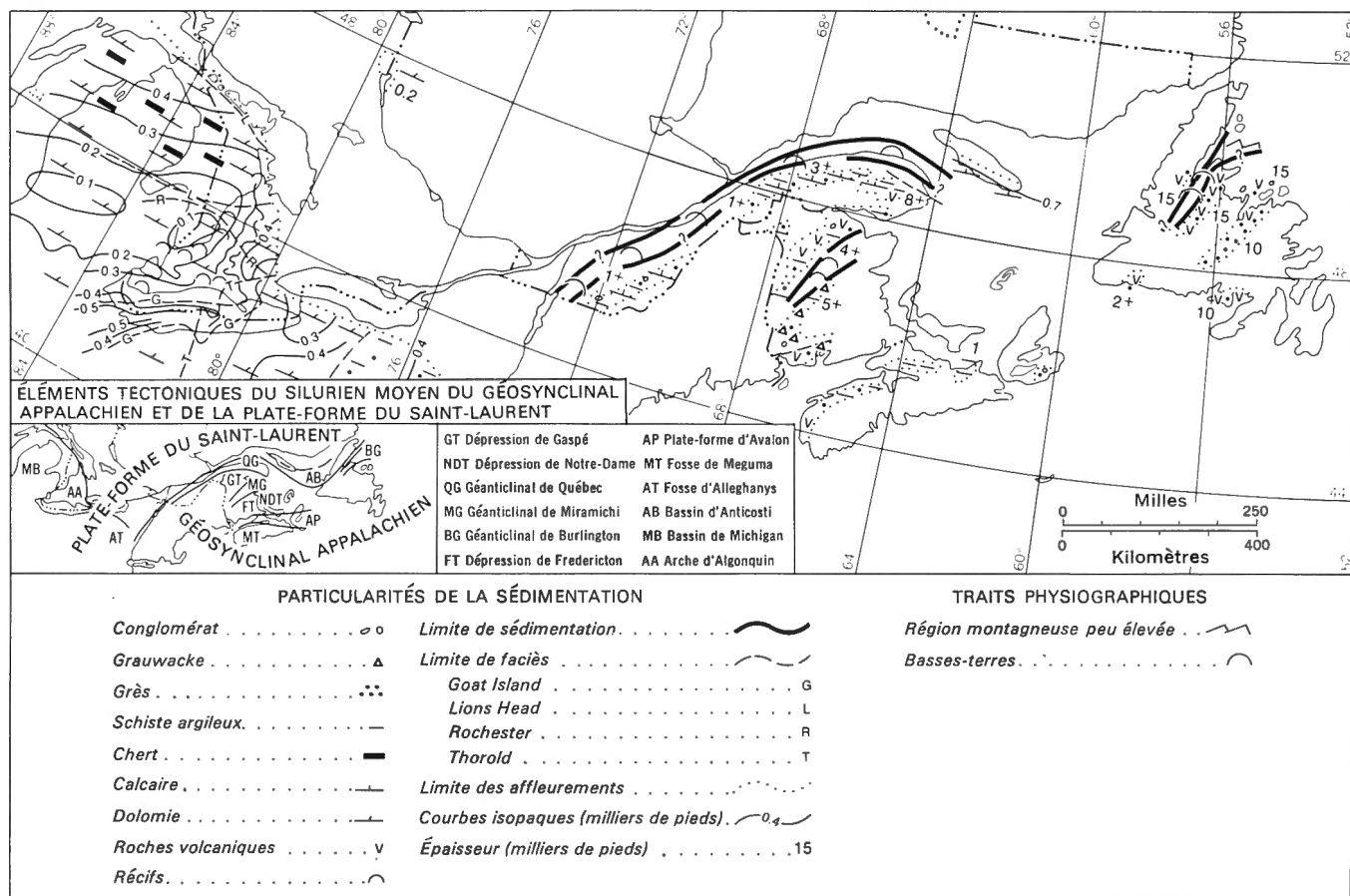


FIGURE VI-14. Sédimentation, volcanisme et tectonisme du Silurien moyen dans le Sud-Est du Canada.

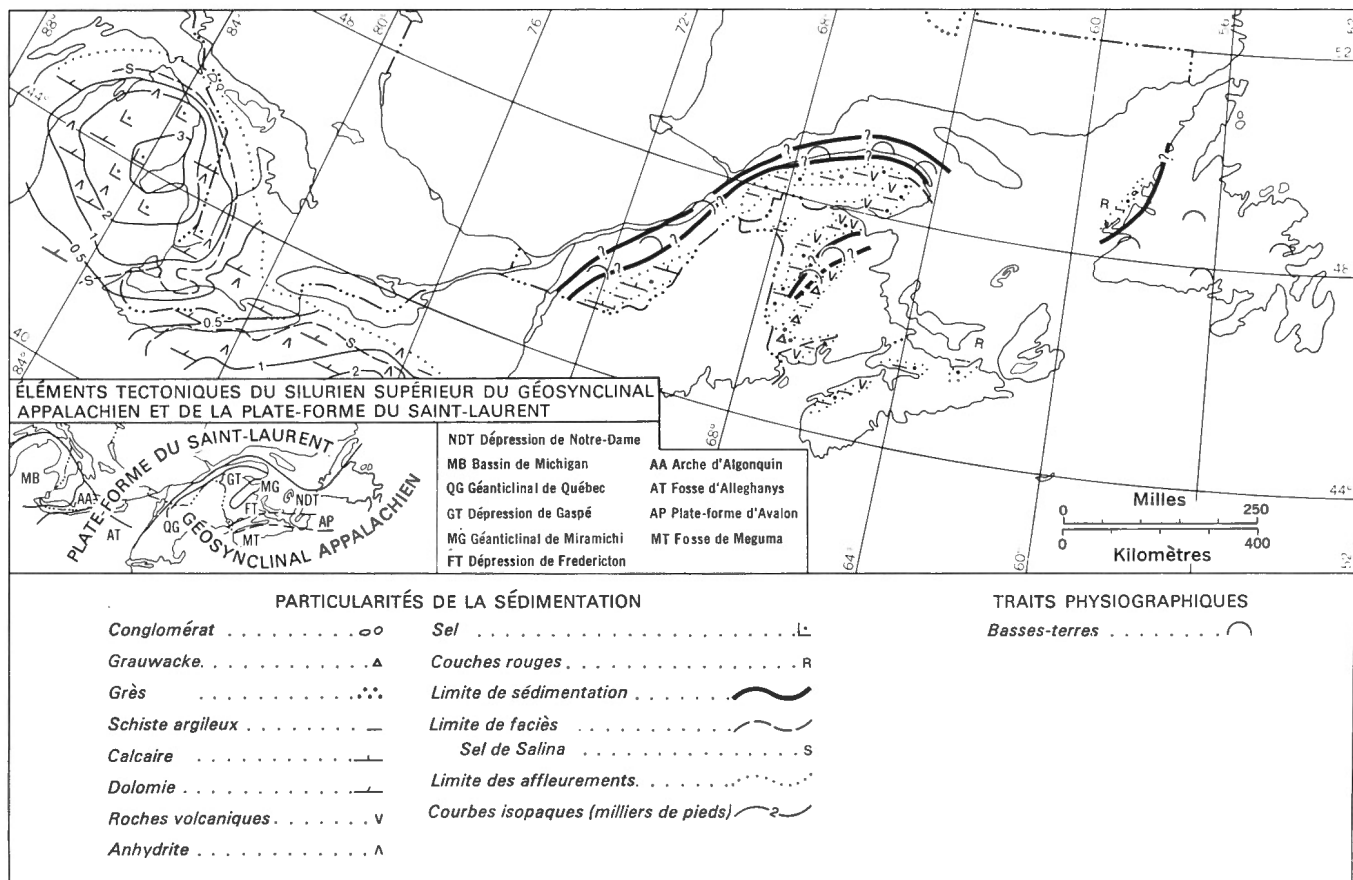


FIGURE VI-15. Sédimentation, volcanisme et tectonisme du Silurien supérieur dans le Sud-Est du Canada.

CGC

passé reliées, à diverses époques, aux roches siluriennes du bassin de Williston et de la plate-forme de la baie d'Hudson. Au cours du Silurien inférieur, du détritit rouge grossier, provenant des monts taconiques de l'est de l'État de New York, s'est déposé sous forme de delta dans l'ouest sur toute l'étendue de la fosse d'Alleghanys. Sur le pourtour du bassin de Michigan, ce détritit grossier passe graduellement en des schistes argileux et des roches carbonatées d'origine marine. Ces faciès se retrouvent aussi partout dans le sud du Bouclier canadien jusqu'à la butte-témoin du lac Témiscamingue. Au cours du Silurien moyen, d'immenses bancs de crinoïdes et des récifs-barrières ou biostromes complexes se sont formés le long du pourtour du bassin de Michigan. Nombre de récifs de grande dimension, mais de peu de relief, et de récifs en forme de pinacles se sont formés le long des flancs du bassin de Michigan qui s'affaissait rapidement. En même temps, il y avait mise en place de roches carbonatées et de roches détritiques à grain fin dans la fosse d'Alleghanys vers le sud-est. Des dépôts d'évaporites ont dominé la sédimentation pendant le Silurien supérieur dans le bassin de Michigan et la fosse d'Alleghanys et, dans la région de l'arche d'Algonquin en Ontario, ils ont donné place à des roches carbonatées et à des roches détritiques à grain fin. Dans l'ouest du bassin

d'Anticosti, des calcaires de l'Alexandrien et du Niagarien se sont déposés en concordance sur le calcaire de l'Ordovicien supérieur, et sont les plus récentes couches en affleurement. Dans l'est du bassin d'Anticosti, le Silurien est peut-être représenté par une succession de couches rouges de roches détritiques à gros grain, dont la partie supérieure renferme des fossiles du Silurien le plus récent ou du Dévonien le plus ancien (Pridoli).

Géosynclinal appalachien

Dépression de Gaspé. Dans le sud du Québec, les couches siluriennes de la dépression de Gaspé reposent en discordance angulaire sur les roches du Cambrien à l'Ordovicien moyen du géanticlinal de Québec et, en un endroit, ces couches reposent en discordance angulaire sur les roches de l'Ordovicien supérieur. Les mers siluriennes n'ont envahi le géanticlinal qu'à la fin du Wenlockien et pendant le Ludlovien. Près du lac Memphrémagog, les couches siluriennes forment les restes de deux synclinaux (Cooke, 1950). La formation de Peasley Pond sise à la base est un conglomérat bien lité ne renfermant pas de fossiles et un quartzite d'une puissance allant de quelques pieds à plus de 250 pieds. Dans le sud-est, la formation de

Peasley Pond manque et les formations sus-jacentes reposent directement sur des roches ordoviciennes. Les fragments du conglomérat sont pour la plupart des cailloux de quartz avec quelques cailloux de chert et de quartzite à grain fin. La formation de Glenbrooke sus-jacente est formée d'ardoise calcaire grise et d'argilite ardoiseuse datant probablement du Ludlovien inférieur. Dans l'ouest, elle a 900 pieds d'épaisseur, mais ailleurs elle est peut-être beaucoup plus épaisse. Le passage à la formation sus-jacente de Sargent Bay est graduel. Cette formation est la roche silurienne la plus récente en affleurement et est formée de calcaire gris et de calcaire argileux ardoisier du Ludlovien. Dans l'ouest, elle a 290 pieds d'épaisseur, mais plus à l'est, elle a peut-être plusieurs milliers de pieds. Dans l'est et au nord-est, des roches siluriennes semblables à celles décrites forment les groupes de St-Francis, de Cranbourne et de Lac Aylmer. Presque toutes ces roches sont des calcaires du Ludlovien en partie arénacés et argileux. Les conglomérats de base de la fin du Wenlockien au début du Dévonien reposent en discordance sur des roches cambriennes et ordoviciennes. Ils peuvent atteindre 2,000 pieds d'épaisseur et renferment des fragments de quartz, de diverses roches sédimentaires, de roches volcaniques siliciques et mafiques et de granite à albite.

Dans les régions de Témiscouata, de la Matapédia et en Gaspésie, le Silurien comprend généralement quatre mégafaciès: le schiste argileux et les roches détritiques grossières du Llandovérien, l'orthoquartzite du Llandovérien et du Wenlockien, le calcaire du Wenlockien et du Ludlovien, et le siltstone du Ludlovien avec un peu de calcaire et de roches détritiques grossières. Les roches volcaniques se trouvent intercalées surtout dans les couches du Wenlockien et du Ludlovien dans le centre et le sud de la Gaspésie.

Dans la région de Témiscouata, le long du flanc nord de la dépression de Gaspé, l'épaisseur des couches sédimentaires siluriennes passe de 4,000 à 18,000 pieds au sud-est et à 16,000 pieds vers le nord-est dans un bassin local (Lajoie et coll., 1968). La formation de Cabano, du début et du milieu du Llandovérien, est la plus ancienne formation recouvrant en discordance les groupes de Québec et de Trinité du Cambrien à l'Ordovicien moyen. Cette formation est formée de grès lithique gris, de conglomérat renfermant des fragments du groupe de Québec et de schiste argileux. Son épaisseur passe vers le sud-est de zéro à 8,000 pieds où elle se trouve recouverte par des couches plus récentes, et finit par disparaître en direction nord-est. Les roches détritiques proviennent du géanticlinal de Québec au nord-ouest. La formation de Pointe-aux-Trembles de la fin du Llandovérien, sus-jacente en concordance, et sa correspondante au nord-est, la formation de Lac Raymond, à grain fin, s'épaississent de 1,000 à 6,000 pieds vers le sud-est. La formation de Pointe-aux-Trembles consiste en grès volcaniques et en conglomérat renfermant quelques coulées de latite et de tuf et des

fragments bien arrondis de roches volcaniques d'un pouce à huit pouces de diamètre. La formation de Lac Raymond, constituée surtout de schiste argileux gris verdâtre, comprend des intercalations de grès tufacés et caillouteux dont les fragments sont du quartz et des roches volcaniques. Les matières détritiques volcaniques provenaient probablement du sud-est, à l'extrémité nord-ouest du Nouveau-Brunswick, actuellement recouvertes de couches dévoniennes. La formation de Robitaille sus-jacente et sa correspondante latérale, la formation d'Asselin, dateraient du début du Ludlovien et reposeraient en discordance sur les formations de Pointe-aux-Trembles et de Lac Raymond. On suppose que la région de Témiscouata était une région de terrains plats pendant le Wenlockien. La formation de Robitaille est formée de siltstone variant de rouge à blanc, de grès lithiques et quartzeux, et d'un peu de schiste argileux vert, de calcaire, de dolomie et de conglomérat caillouteux. Au nord-ouest, la formation de Robitaille recouvre en discordance le groupe de Québec et atteint son épaisseur maximale de 1,900 pieds. Vers le nord-est, elle est en digitation avec les formations de Val Brillant et de Sayabec qui se prolongent au sud-ouest à partir de la région de la Matapédia. Au sud-est, la formation de Robitaille a une puissance de 700 pieds à un endroit et passe graduellement vers le nord-est en la formation d'Asselin, formée de 1,300 pieds de conglomérat granuleux et de grès contenant des détritiques de quartz et de lave silicique. Le groupe de Mont Wissick sus-jacent est formé de trois formations concordantes. La plus ancienne, la formation de Sayabec, remonte au début du Ludlovien. Elle repose en concordance sur la formation de Robitaille dans le nord-ouest et manque dans le sud-est. Elle comprend jusqu'à 400 pieds de calcaire argileux et silteux. La formation sus-jacente de St-Léon, du Ludlovien, de 2,300 à 3,500 pieds de puissance, est formée de siltstone gris et vert et de grès. Au sud-est, elle recouvre les formations de Robitaille et d'Asselin, et, au nord-ouest, elle recouvre la formation de Sayabec et s'épaissit à 10,600 pieds dans un bassin local. Les 5,800 pieds intermédiaires de la formation de St-Léon sont formés de grès, de conglomérat et de siltstone gris verdâtre et représentent le niveau du lac des Baies.

Dans la région de la Matapédia (Béland, 1960), le long du flanc nord de la dépression de Gaspé, les couches siluriennes, d'une puissance d'environ 10,000 pieds, comprennent quatre formations concordantes. La formation d'Awantjish, la plus ancienne, épaisse de 150 à 1,000 pieds, est formée de schiste argileux calcaire et siltstone verts, gris et rarement rouges, de la fin du Llandovérien et recouvre en discordance les roches ordoviciennes plissées dans une petite enclave. La formation de Val Brillant, qui recouvre la formation d'Awantjish en concordance, date de la fin du Llandovérien au début du Wenlockien. D'une épaisseur de 500 pieds, elle s'amincit à 90 pieds vers le nord à l'endroit où elle s'étend au-delà de la formation d'Awantjish pour reposer en discordance sur des roches

plissées de l'Ordovicien. Elle est formée de quartzite blanc à rose et d'un peu de quartzite argilacé provenant probablement du nord. Elle passe graduellement, vers le haut, par du grès calcaire en un calcaire de la formation de Sayabec. du Wenlockien et du Ludlovien inférieur; d'une puissance de 1,200 à 1,500 pieds, elle est composée de calcaire gris pur et d'intercalations de schiste argileux et silteux avec des fentes de retrait. A un certain endroit, le calcaire forme une brèche de fragments anguleux d'algues et de coraux dans une gangue calcaire. La formation de Sayabec passe graduellement, vers le haut, en la formation de St-Léon, d'une puissance de 7,300 pieds et formée de siltstone calcaireux gris à vert et rarement rouge et d'un grès à grain fin avec un peu de schiste argileux rouge, de calcaire, de grès et de conglomérat à cailloux de quartz et de quartzite. Quelques conglomérats sont formés de fragments arrondis de calcaire, de calcaire silteux et de fossiles dans une gangue de calcaire; à un endroit, les fragments ont jusqu'à 15 pieds de diamètre.

En Gaspésie et dans l'ouest du Nouveau-Brunswick, dans la zone du faciès de Matapédia le long de la région axiale de la dépression de Gaspé, la mise en place en couches minces de calcaire et de schiste argileux s'est poursuivie à partir de la fin de l'Ordovicien jusque vers le Llandovérien moyen sans interruption et sans marquer les effets des soulèvements de la fin de l'Ordovicien dans les géanticlinaux de Québec et de Miramichi. Pendant cet intervalle, la zone s'est peut-être comportée comme une plate-forme située dans le milieu de la dépression et couverte d'eau relativement profonde, mais moins profonde qu'à la périphérie de la dépression de Gaspé. Dans l'ouest du Nouveau-Brunswick, le calcaire et le schiste argileux du Llandovérien inférieur passent graduellement vers le haut par de l'ardoise, à des couches minces de siltstone micacé gris à vert et parfois rouge, de quartzite et d'ardoise, avec, çà et là, un peu de grauwaacke, de conglomérat, de calcaire, d'ardoise rouge et de la formation de fer manganésifère. Dans le centre et l'est de la Gaspésie (Burk, 1964), des centres d'activité volcanique locaux ont formé des coulées de lave, des roches pyroclastiques et des conglomérats volcaniques. A l'extrémité occidentale de l'anticlinal de Saint-Jean (Skidmore, 1965), la formation de Sirois du Llandovérien supérieur au Ludlovien a au moins 4,000 pieds d'épaisseur et comprend deux niveaux. Le niveau de Laforce, le plus ancien, d'une puissance de 1,800 pieds à sa localité type, recouvre la formation de White Head avec des relations de concordance ou de discordance incertaines mais probables. Le niveau de Laforce est formé de calcaire arénacé, de grès grossier et conglomérat calcaires, de grès calcaireux et, dans les 500 pieds inférieurs, de conglomérat à matériaux volcaniques. Le niveau supérieur, non dénommé, a une épaisseur de 2,200 pieds à sa localité type et est formé de siltstone calcaireux vert à gris, de schiste argileux et de calcaire silteux. Plus à l'est le long de l'anticlinal de Saint-Jean (Cumming, 1959), la formation de Burnt Jam Brook, de

la fin du Llandovérien, recouvre la formation de White Head et correspond en partie au niveau de Laforce et est en partie plus ancienne. Cette formation, formée de 400 à 500 pieds de schiste argileux vert à gris, est recouverte en concordance par la formation d'Owl Capes, constituée de 1,000 pieds de conglomérat calcaire, de calcaire arénacé et silteux et de conglomérat à roches volcaniques. A environ 2 milles à l'ouest se trouve le niveau de roches volcaniques de Cedar Barn formé de 1,800 pieds de coulées de lave basique interstratifiées avec des conglomérats volcaniques. Cette formation semble être l'équivalent de la formation d'Owl Capes et semble lui avoir fourni des matériaux détritiques volcaniques. Ces formations datent probablement du Silurien moyen. Les formations de Cedar Barn et d'Owl Capes sont apparemment recouvertes par les couches de la formation de Sirois. A environ 10 milles au sud se trouve le groupe de Mont Alexandre (Skidmore, 1965), de 8,000 à 16,000 pieds de roches volcaniques et sédimentaires du Silurien, peut-être du Llandovérien ou du début du Ludlovien. A la base, 2,400 pieds de calcaire silteux recouvrent d'une façon non établie la formation de White Head et se trouvent recouverts par 2,000 pieds de calcaire argileux à silteux interstratifié avec de l'andésite amygdaloïdale. Ce calcaire argileux est recouvert par quelque 10,000 pieds d'andésite vert foncé et rouge foncé, de basalte, de lave kératophyre, d'agglomérat et de tuf. Les 2,000 pieds supérieurs consistent en du calcaire. A 3 ou 4 milles seulement au nord, à l'endroit où affleurent 8,000 pieds du groupe de Mont Alexandre, on trouve moins de calcaire et plus de siltstone et de schiste argileux, ce changement est apparemment attribuable à la distance du centre d'activité volcanique. Environ 3,000 pieds d'andésite et de lave basaltique dans la partie centrale d'un anticlinal sont recouverts par 2,000 pieds de siltstone calcaireux et d'un peu de grès et de calcaire. Par endroits, on trouve, dans du calcaire conglomératique et du conglomérat, des blocs de 2 pieds de côté composés surtout de roches volcaniques et de calcaire. Ces couches sont recouvertes par quelque 3,000 pieds de schiste non calcaire et de siltstone.

Dans le sud de la Gaspésie (Burk, 1964; Badgley, 1956), les roches sédimentaires et les roches volcaniques locales du groupe de Chaleurs Bay, du Silurien, séparent la zone du faciès de Matapédia au nord des roches plissées de Mictaw et de Maquereau au sud, qui sont probablement le prolongement nord-est du géanticlinal de Miramichi. A la base de cette succession, s'étend la formation de Weir qui se situe entre le début et la fin du Llandovérien (Ayrton, 1967) et consiste en 635 à 2,180 pieds de siltstone vert grisâtre et en des intercalations de conglomérat à cailloux de quartz et de jaspe, de grès arkosique et de calcaire silteux. Le contact inférieur à la base avec le groupe de Mictaw de l'Ordovicien moyen n'affleure pas, mais c'est probablement une discordance. La formation de Clemville recouvre en concordance la formation de Weir dans le nord, mais, près de la côte, elle repose en

discordance sur les groupes de Mictaw et de Maquereau et, plus à l'ouest, recouvre en discordance le groupe d'Honorat. Elle est formée de 90 à 2,000 pieds d'orthoquartzite, de grès calcareux, de siltstone et de conglomérat à cailloux de quartz. La formation de La Vieille sus-jacente est formée de 800 à 1,800 pieds de calcaire gris à gris foncé, en partie nodulaire et récifaux, de calcaire argilacé et de schistes argileux calcaires, de la fin du Llandovérien et du Wenlockien. La formation de Gascons du Ludlovien inférieur a une puissance de 1,450 à 3,835 pieds, et est constituée de siltstone calcaire et non calcaire vert à gris, et d'un peu de calcaire et siltstone rouge. Des trois formations ludloviennes qui suivent, la formation de Bouleaux est formée de 800 à 2,600 pieds de siltstone calcaire et de calcaire silteux. Elle fait la transition entre la formation de Gascons et la formation de West Point sus-jacente, formée de calcaires à crinoïdes, coralliens et partiellement récifaux, et du siltstone rouge et gris, dont l'épaisseur varie entre 400 et 1,700 pieds. La formation d'Indian Point, du Silurien le plus récent, est formée de 456 pieds de siltstone, de grès et d'une peu de calcaire à crinoïdes. Au sommet, elle est recouverte par le groupe de Chaleurs Bay. Au cap Noir, sur la côte sud de la Gaspésie, la formation de Black Cape est lenticulaire et comprend 2,100 pieds de lave andésitique et basaltique, de brèche, de conglomérat volcanique et de petites quantités de siltstone rouge et de calcaire gris lithologiquement et fauniquement semblable à la formation de West Point. Plus à l'ouest le long de la côte sud, les roches du Dévonien inférieur recouvrent les couches du Silurien et reposent en discordance sur le groupe d'Honorat. Au sud-ouest, le long du flanc nord-ouest du géanticlinal de Miramichi, se trouve une zone de roches sédimentaires et volcaniques siluriennes. La rhyolite et l'andésite sont grossièrement interstratifiées avec du grès, du siltstone, de l'ardoise et, par endroits, un conglomérat volcanique, assemblage de la fin du Llandovérien au Ludlovien. Au voisinage du géanticlinal de Miramichi, l'andésite silurienne repose, peut-être en discordance, sur les roches ordoviciennes et est recouverte par de l'ardoise verte et rouge, du grès, du conglomérat et un peu de calcaire, le tout du Ludlovien. Les formations volcaniques et sédimentaires paraissent s'interdigiter les unes dans les autres, se rétrécir et se gonfler de façon complexe (Greiner et Potter, 1966).

Dépression de Fredericton. Les couches du Silurien de la dépression de Fredericton, entre le géanticlinal de Miramichi et la plate-forme d'Avalon, se joignent presque à celles de la partie sud de la dépression de Gaspé, se prolongeant autour de l'extrémité sud-ouest du géanticlinal de Miramichi. Au nord-est, elles se trouvent recouvertes par des sédiments du Carbonifère et s'étendent probablement au-dessous des parties centrale et méridionale du golfe Saint-Laurent. Au nord de Fredericton, plus de 10,000 pieds de turbidite, formée surtout de grauwacke et d'ardoise gris renfermant des graptolites du

Wenlockien, se trouvent en contact de faille avec des roches ordoviciennes (Poole, 1963). La partie inférieure est formée d'un conglomérat de cailloux granuloclassé et d'ardoise noire. Les cailloux sont du chert, du quartzite, de la pelite et des roches métamorphiques provenant peut-être du géanticlinal de Miramichi. La partie intermédiaire consiste en ardoise verte et rouge et en grauwacke, dont l'épaisseur semble diminuer vers le nord. La partie supérieure, composée d'ardoise grise et de grauwacke plus quartzeuse, renferme des graptolites du Silurien et devient caillouteuse près du sommet. Contigus au géanticlinal de Miramichi, on trouve de l'andésite amygdaloïdale, de la grauwacke quartzeuse et un peu de conglomérat renfermant des graptolites du Ludlovien, mais on ne connaît pas les relations de ces roches aux couches plus anciennes et à toutes autres couches du Silurien. De la grauwacke et de l'ardoise grises semblables se trouvent aux alentours de Fredericton; elles ont donné des graptolites du début du Ludlovien. Près de l'extrémité sud-ouest du géanticlinal de Miramichi, un assemblage de grauwacke, de calcaire, d'ardoise calcaire, d'andésite et de basalte, a donné à un endroit des restes de faunes coquillères du début du Ludlovien, ce qui situe cet assemblage probablement dans le Silurien. Au nord de St. Stephen, la grauwacke, l'ardoise et le siltstone micacé, finement interstratifié avec du quartzite et de l'ardoise verte semblables à ceux de la dépression de Gaspé dans l'ouest du Nouveau-Brunswick, remontent probablement au Silurien et ont été rattachés à la division de l'argilite claire du groupe de Charlotte.

Dans le sud-est de la dépression de Fredericton (Smith, 1966), les roches volcaniques et sédimentaires siluriennes se trouvent en digitation complexe; on note des variations marquées d'un endroit à un autre dans les proportions et la lithologie, mais on n'en connaît pas l'âge avec précision. Au nord-est de St. Stephen, la formation d'Oak Bay comprend 300 pieds de conglomérat polymictique qui repose probablement en discordance sur des roches de l'Ordovicien inférieur. Les fragments sont des cailloux très arrondis et quelques blocs ont jusqu'à un pied de diamètre. Ils sont surtout de la rhyolite et du porphyre, du quartzite et de la diorite, et on a trouvé un caillou de calcaire renfermant un brachiopode des pentaméridés du Silurien. La formation d'Oak Bay disparaît complètement vers le nord-est et passe graduellement vers le haut en plusieurs milliers de pieds de grauwacke et d'ardoise qui renferment une forme de coquilles du Ludlovien. Au nord-est de la baie de Passamaquoddy, une zone de roches en majorité du Silurien forme le groupe de Mascarene qui a été déposé le long de la limite entre la dépression de Fredericton et la plate-forme d'Avalon. Ce groupe est un assemblage variable, d'une puissance probable de plusieurs milliers de pieds, formé de coulées d'andésite, de basalte et de rhyolite, de brèches, de tufs et d'intercalations de schiste argileux gris, vert, noir et rouge, de grès, et d'un peu de conglomérat et de calcaire, tous métamorphisés généralement en ardoise et en phyllade. Les plus vieilles

couches de cet assemblage, dans le Maine, datent de la fin du Llandovérien, mais la plupart des couches de ce groupe au Nouveau-Brunswick remontent probablement au Wenlockien et au Ludlovien. Récemment, on a identifié dans l'assemblage du groupe de Mascarene des roches du Dévonien inférieur. Ces roches sont des roches rhyolithiques soudées, et des schistes argileux et des grès rouges accumulés en eau peu profonde et dans des conditions favorables de sédimentation subaériennes.

Dépression de Notre-Dame à Terre-Neuve. Les roches siluriennes et celles probablement du Silurien ont une puissance de 15,000 à 20,000 pieds. Elles peuvent être groupées en quatre unités lithologiques généralement concordantes (Williams, 1967) sises par ordre ascendant comme suit: 1) grauwacke marine avec intercalations de conglomérat, de siltstone et d'ardoise; 2) conglomérat marin avec intercalations de grauwacke et d'argilite; 3) roches volcaniques; et 4) grès micacé fluviatile rouge et gris. Au sein de plusieurs zones d'affleurements, les assemblages diffèrent tant du point de vue des unités présentes que des proportions relatives des types de roches dans les diverses unités et de leur épaisseur. Les formations et les groupes ont reçu des noms locaux. La succession n'est complète que dans la partie nord-est le long de l'axe de la dépression joignant la baie Notre-Dame. Ailleurs, des unités plus récentes s'étendent sur les flancs de la dépression.

Dans l'île New World, dans la partie est de la baie Notre-Dame (Kay, 1967), plusieurs milliers de pieds de grauwacke, de siltstone et de conglomérat à cailloux, non dénommés, mais dont les couches supérieures de la succession renferment des fossiles du Silurien, reposent en concordance sur de l'ardoise à graptolites de l'Ordovicien moyen. Les empreintes de mur portent à croire que les courants se déplaçaient vers le sud et le sud-ouest. Les grauwackes sont recouvertes en concordance par la formation de Goldson, épaisse de plus de 2,000 pieds, et formée de conglomérat à cailloux et blocs, gris à chamois, brun et rouge, et d'intercalations de grès, d'argilite calcaire et de schiste argileux corallien. Les fragments du conglomérat, de subanguleux à très arrondis, sont des roches volcaniques, du chert, du grès, de l'argilite, de la diorite, du granite et des roches métamorphiques; leurs proportions varient d'un endroit à un autre. Les conglomérats montrent un granuloclassement vers le haut, des empreintes de creusement, des chenaux et en certains endroits de la stratification entrecroisée. Les empreintes de mur sur les lits de grauwacke suggèrent un mouvement de courant vers le sud, et les conglomérats sont plus grossiers et plus épais dans les affleurements nord. La source de ces matériaux serait dans la partie nord de la baie Notre-Dame, probablement un prolongement vers le nord-est du géanticalinal de Burlington. Dans quelques endroits, le conglomérat recouvre directement l'ardoise et les roches volcaniques de l'Ordovicien moyen. Les coquilles trouvées

dans les fragments du conglomérat, et dans les intercalations calcaires datent du Llandovérien, mais à un endroit des coquilles trouvées récemment dans la gangue du conglomérat datent de l'Ordovicien supérieur, ce qui indiquerait que la mise en place de la formation de Goldson s'est faite localement au cours de l'Ordovicien et pendant le Llandovérien.

Dans le sud de la baie Notre-Dame (Williams, 1967), près de New Bay, environ 1,000 pieds de conglomérat gris, semblable à celui de la formation de Goldson, recouvre en concordance, mais en contact abrupt, de la grauwacke, du siltstone et de l'ardoise contenant çà et là des graptolites de l'Ordovicien moyen. Ailleurs, une plus grande épaisseur de grauwacke, d'âge non établi, peut être en partie de la fin de l'Ordovicien et du début du Silurien. Les fragments du conglomérat sont des cailloux et des blocs de calcaire fossilifère et de granite et des blocs anguleux de siltstone-ardoise. Une grosse masse lenticulaire de calcaire de 10 pieds sur 20 est composée presque entièrement de coraux siluriens. Une bonne partie du conglomérat semble avoir glissé en place.

Sur la côte est de la baie Notre-Dame, sur environ 100 milles vers le sud-ouest, diverses formations, considérées comme des roches siluriennes par de nombreux géologues, ont été rattachées récemment au groupe de Botwood et, près de la baie Horwood, au groupe d'Indian Islands. Le groupe de Botwood comprend trois unités, d'une puissance chacune de 5,000 pieds environ, et formées, en ordre ascendant: 1) conglomérat et grauwacke; 2) roches volcaniques; et 3) grès micacé. Vers le nord-est sur les îles Change et sur les îles situées au nord de l'île Fogo, des roches volcaniques se trouvent interstratifiées avec des grès micacés (pl. VI-8).

Au sud de la baie Notre-Dame, le long du côté est de la zone, les grès micacés recouvrent le conglomérat sans l'interposition de formation volcanique ou ils reposent en concordance structurale apparente sur de l'ardoise de l'Ordovicien moyen. Le conglomérat renferme généralement des cailloux de chert, de roches volcaniques et granitiques, de gros fragments de schiste argileux et des blocs de calcaire fossilifère. La grauwacke interstratifiée montre un granuloclassement; s'y trouvent en abondance des empreintes de mur et des lits en volutes. Les roches volcaniques comprennent de la lave andésitique amygdaloïdale et porphyroïde de couleur vert violacé, pourpre, rouge et vert et des roches pyroclastiques. Les grès micacés sont rouges, gris et bruns, à muscovite et quartzeux. Généralement à stratification entrecroisée, ils portent des lamelles de rides de plage, des rides de plage et, moins fréquemment, des fentes de retrait, des empreintes de pluie et des chenaux d'érosion. Ces traits suggèrent un dépôt sur le continent, en eau peu profonde ou par rivière, avec de fréquentes expositions à l'air. Le grès est interstratifié avec du conglomérat à cailloux, du siltstone et du schiste argileux micacés, du schiste argileux calcaire et du calcaire. Les fossiles des grès, qu'ils



PLANCHE VI-8

Grès rouge du Silurien recouvert d'un agglomérat du groupe de Botwood dans les petites îles Fogo (T.-N.).

soient indigènes à ces grès ou dans les fragments du conglomérat, datent de la fin du Llandovérien au Wenlockien, et l'on a trouvé un graptolite du Ludlovien où le grès repose directement sur le groupe de Gander Lake. Il est fort possible que les diverses unités du groupe de Botwood soient en partie des faciès correspondants. Vers le sud-ouest, le groupe est régionalement métamorphisé en schiste et en gneiss. Le groupe d'Indian Islands est constitué d'un conglomérat et d'une unité sous-jacente d'argilite, de siltstone et de schiste argileux corallien, absente dans le groupe de Botwood.

Au sud-ouest de la partie occidentale de la baie Notre-Dame, une vaste zone de roches volcaniques du Silurien recouvrent par endroits du conglomérat et sont à leur tour recouvertes par du grès rouge. Les roches à l'extrémité nord de cette zone appartiennent au groupe de Springdale. La plupart des roches de ce groupe sont semblables à celles du groupe de Botwood dans l'est, mais les proportions diffèrent énormément. Les roches volcaniques à la base sont en relation incertaine avec les roches ordoviciennes sous-jacentes; elles comprennent 10,000 pieds de coulées andésitiques et de roches pyroclastiques, et de

tuf silicique rouge clair à gris, d'agglomérat et de coulées de lave. Certaines coulées siliciques sont stratifiées et sphérulitiques. D'autres couches siliciques sont des porphyres à quartz et à feldspath et représentent des intrusions et des tufs à cristal. A un endroit, l'unité volcanique repose sur une mince couche de conglomérat à cailloux granitiques. Près de la baie Notre-Dame, les roches volcaniques se trouvent recouvertes par 5,600 pieds de grès et conglomérat rouges comprenant des intercalations de coulées siliciques et mafiques. Les grès portent des indices de mise en place par rivière ou en eau peu profonde. Au sud-ouest, près du lac Red Indian, le grès rouge est intercalé dans les roches volcaniques. Les roches encaissantes des amas de minerais de sulfures des métaux communs de la mine Buchans sont des roches volcaniques probablement du Silurien.

Dans la péninsule de Burlington, à l'ouest de la baie Notre-Dame, le groupe non fossilifère de Cape St. John consiste en plusieurs milliers de pieds de roches volcaniques siliciques, d'un peu de roches volcaniques mafiques, et de moins de 5 p. 100 de roches sédimentaires (Neale et Nash, 1963). De grandes étendues de porphyre intrusif

sont intimement mêlées aux roches volcaniques siliciques. Un conglomérat brun, rouge et gris, du grès et du siltstone sont intercalés dans l'agglomérat volcanique dont ils forment la base. Les fragments du conglomérat sont généralement des roches volcaniques. Près de la baie Notre-Dame, le groupe de Cape St. John recouvre en discordance le groupe de Snooks Arm de l'Ordovicien inférieur et renferme des cailloux de chert, d'argilite, de roches volcaniques et ultramafiques du groupe de Snooks Arm. Au sud-ouest, près de Flatwater Pond, des roches volcaniques siliciques recouvrent en discordance la granodiorite de Burlington.

A la baie La Poile, dans le sud-ouest de la dépression de Notre-Dame, le groupe de La Poile (Cooper, 1954), d'âge non établi mais probablement du Silurien, est formé de 900 pieds de conglomérat à cailloux et blocs polymictiques, suivi par 1,000 à 2,400 pieds de grès arkosique grossier, d'ardoise, et d'un peu de roches volcaniques, et par plus de 10,000 pieds, en majorité de coulées siliciques et de roches pyroclastiques. Les relations entre les formations anciennes et récentes restent inconnues. Le long de la direction des formations, le groupe de La Poile se transforme en schiste et en gneiss.

A l'ouest de la baie Blanche (Neale et Nash, 1963), le Silurien est probablement représenté par trois formations non fossilifères et par la formation de Natlins Cove sus-jacente qui renferme une faune coquillière de la fin du Llandovérien au début du Wenlockien, presque similaire à celle du conglomérat de Goldson, et à des fossiles ludloviens découverts récemment. La formation de Giles Cove recouvre la formation de Doucers de l'Ordovicien(?) et on est incertain sur la nature des relations entre ces deux formations. La formation de Giles Cove comprend 1,000 pieds de schiste argileux gris et, par endroits, dans la partie supérieure, 700 pieds de coulées d'andésite et de tuf interstratifiées avec du tuf silicique et de l'agglomérat appelé le niveau de Deadmans Cove. Le conglomérat polymictique sus-jacent de la formation de Jacksons Arm, d'une épaisseur de 300 pieds, renferme des cailloux et des blocs de roches volcaniques siliciques et mafiques, des roches sédimentaires et quelques roches granitiques. La formation de Simms Ridge sus-jacente consiste en 2,340 pieds de grès arkosique et de schiste argileux gris à vert. La formation de Natlins Cove comprend quelque 10,700 pieds de grès feldspathique et argileux gris à brun grisâtre, et des intercalations de calcaire, de siltstone calcaire et de rare conglomérat. Les fragments du conglomérat sont des roches volcaniques siliciques, des porphyres à quartz et à feldspath, du granite et des roches sédimentaires. La rhyolite et l'andésite du niveau de Sops Island, d'une puissance de 1,675 pieds, se trouvent au centre de la formation de Natlins Cove et paraissent étroitement associées à des porphyres intrusifs à quartz et à feldspath comme les porphyres de la péninsule de Burlington.

Près de la baie de Fortune dans le sud de Terre-Neuve (Williams, 1967), près de 20,000 pieds de roches non fossilifères, lithologiquement semblables aux roches siluriennes existant ailleurs à Terre-Neuve, recouvrent les couches du Cambrien de la plate-forme d'Avalon. La formation de Grand Le Pierre, d'une puissance de 1,000 pieds, et la formation de Belle Bay, épaisse de 6,000 pieds, sont constituées de coulées multicolores de lave silicique et de tuf, d'un peu de basalte, et d'interstratifications lenticulaires de siltstone rouge, pourpre et vert, de conglomérat, d'ardoise, de grauwaacke et d'un peu de chert. La formation de Belle Bay recouvre la formation de Grand Le Pierre, en discordance angulaire locale, et toutes deux reposent en discordance angulaire sur les formations de Youngs Cove et de Nine Mile Hill du Cambrien. La formation de Belle Bay est à un endroit recouverte par 1,000 pieds d'ardoise tufacé, de conglomérat et de grauwaacke de la formation d'Anderson Cove. Presque partout ailleurs, la formation de Belle Bay est recouverte par la formation de Rencontre, formée de 4,000 pieds de grès arkosique rouge, de conglomérat, de siltstone et de schiste argileux et de quelques coulées de lave mafique dans la partie inférieure. Les fragments du conglomérat sont pour la plupart des roches volcaniques siliciques. Le grès présente une stratification entrecroisée, des rides de plage et des fentes de retrait. La stratification entrecroisée et les chenaux d'érosion indiquent que le matériel s'est déplacé vers l'ouest, ce qui porte à croire que certaines parties au sud-est de Terre-Neuve étaient de la terre.

Plate-forme d'Avalon. Dans le sud du Nouveau-Brunswick, les roches siluriennes, sus-jacentes à la partie nord-ouest de l'aire recouverte de roches du Cambrien et de l'Ordovicien inférieur de la plate-forme d'Avalon, sont surtout des roches volcaniques et détritiques sédimentaires, et ont été décrites ci-dessus à la «dépression de Fredericton». Dans le nord de la Nouvelle-Écosse, le groupe d'Arisaig du Silurien et du Dévonien inférieur situé dans les hautes-terres d'Antigonish (Williams, 1914) est constitué d'environ 4,000 pieds en grande partie de schiste argileux gris et de grès à grain fin, renfermant d'abondants fossiles coquilliers du type côtier. Les 2,500 pieds du bas représentent tout l'ensemble du système silurien. La formation de base, la formation de Beechhill Cove, du début du Llandovérien, recouvre en discordance le groupe de Browns Mountain de l'Ordovicien. Elle est formée de 225 à 300 pieds de grès gris-vert et de siltstone avec, par endroits, un conglomérat de base à cailloux de quartz et de rhyolite de moins de deux pieds d'épaisseur. La formation de Ross Brook sus-jacente recouvre abruptement la formation de Beechhill Cove et est formée de 1,050 à 1,300 pieds de schiste argileux noir du Llandovérien moyen et supérieur et, vers le sommet, contient du siltstone et du grès à grain fin. Les 60 pieds inférieurs de la formation de Beechhill Cove renferment au moins une douzaine de

minces intercalations de cendre et tuf. La formation de French River du début du Wenlockien, constituée de 280 pieds de siltstone gris et de schiste argileux, la recouvre en concordance. La formation de McAdam du Wenlockien supérieur et du Ludlovien inférieur recouvre en concordance la formation de French River; d'une puissance de 555 à 625 pieds, elle est constituée de schiste argileux gris et noir, de siltstone, et de quelques concrétions calcaires, de nodules phosphatés et d'une mince couche d'hématite oolithique fossilifère. La formation de Moydart, du Ludlovien supérieur, a une épaisseur de 390 pieds et est formée de schiste argileux vert, de siltstone et de très peu de calcaire; elle est recouverte par une unité rouge de près de 30 pieds d'épaisseur formée de schiste argileux rouge et de calcaire nodulaire. Les courants transporteurs des matériaux détritiques qui ont donné naissance aux formations de Beechhill Cove et de McAdam coulaient vers le sud et le sud-ouest. Près de Sunnybrae, des couches correspondantes au groupe d'Arisaig se divisent en deux formations (Maehl, 1961). La plus ancienne, la formation de Glencoe Brook, d'une puissance de 910 pieds, ressemble, quant à l'âge et à la lithologie, à la formation de Beechhill Cove. La formation de Kerrowgare sus-jacente, en relation concordante avec la formation de Glencoe Brook, date probablement du Llandovérien ou du Ludlovien et est constituée de plusieurs centaines de pieds de schiste argileux, d'ardoise, de grès à grain fin, et d'une intercalation de 2 1/2 pieds d'épaisseur d'hématite oolithique fossilifère comme celle de la formation de McAdam. Dans les monts Cobequid plus à l'ouest, plusieurs milliers de pieds de couches siluriennes semblables à celles de la partie supérieure du groupe d'Arisaig, reposent sur des roches volcaniques siliceuses et mafiques.

Dans le sud-est de l'île du Cap-Breton, le groupe de Middle River non fossilifère (Weeks, 1954) appartient probablement au Silurien et au début du Dévonien, et repose en discordance angulaire sur les groupes de Kelvin Glen et de Bourinot du Cambrien. Ce groupe, dont la puissance reste inconnue, est formé de grès feldspathique à stratification entrecroisée, de quartzite et de conglomérat. Le conglomérat contient des cailloux de quartz et de quartzite et des galets de roches volcaniques provenant du groupe de Bourinot probablement au nord et à l'ouest.

Dans le sud-est de Terre-Neuve, comme dans le sud du Nouveau-Brunswick, d'épaisses successions de roches volcaniques et sédimentaires du Silurien de la dépression de Notre-Dame recouvrent la partie nord-ouest de la plate-forme d'Avalon. Étant donné qu'ailleurs sur cette plate-forme il n'existe pas d'autres roches siluriennes du type géosynclinal ou du type de plate-forme, il est impossible de déterminer si leur dépôt a eu lieu dans d'autres régions de cette plate-forme durant le Silurien.

Fosse de Meguma. Dans l'ouest de la Nouvelle-Écosse (Taylor, 1965; Crosby, 1962), les roches siluriennes se

trouvent représentées par trois formations concordantes, dont les deux supérieures, la formation de Kentville et la formation de New Canaan, datent en grande partie sinon en totalité du Ludlovien, tandis que l'inférieure, la formation de White Rock, n'est pas datée. La succession est formée de quartzite, d'ardoise et de roches volcaniques, dont l'épaisseur passe de 2,000 pieds environ dans le nord-est à près de 20,000 pieds dans le sud-ouest. Excepté les roches volcaniques et les conglomérats, ces couches représentent la partie supérieure d'une succession de roches clastiques dont le dépôt s'est effectué presque sans interruption à partir du Cambrien jusque pendant le Dévonien. La formation de White Rock, d'une puissance de 100 à 500 pieds près de Wolfville, s'épaissit à plus de 15,000 pieds près de Yarmouth. Elle recouvre en concordance la formation d'Halifax, sauf au cap Ste-Marie, où la rhyolite à la base de la formation de White Rock repose avec une discordance angulaire de 10 à 20 degrés sur l'ardoise de la formation d'Halifax. Cette relation n'aurait cependant qu'une importance locale. Près de Wolfville, la formation de White Rock est formée de deux couches d'orthoquartzite massif séparées par de l'ardoise et du siltstone gris, impossible à différencier lithologiquement de la formation d'Halifax sous-jacente. Elle se transforme graduellement vers le sud-ouest en un assemblage de lave d'andésite et de tuf, d'ardoise, de quartzite, de conglomérat, de rhyolite et de grauwacke. Les fragments des conglomérats sont des cailloux et des blocs atteignant 2 pieds de côté, constitués surtout de quartzite, quelques-uns de quartz et de rhyolite. La formation de Kentville du Ludlovien recouvre en concordance la formation de White Rock, mais, à l'extrémité occidentale de la Nouvelle-Écosse, elle n'a pas été identifiée et des couches équivalentes peuvent être incluses dans la formation de White Rock. La formation de Kentville, d'une épaisseur de 1,600 pieds près de Wolfville passe à 3,500 pieds dans le sud-ouest de la région de Nictaux-Torbrook; elle est formée de siltstone et d'ardoise gris et d'un peu de quartzite argileux. La formation de New Canaan du Ludlovien, qui recouvre en concordance la formation de Kentville, se trouve seulement près de Wolfville et comprend plus de 1,000 pieds de brèche d'andésite d'origine marine et d'un peu de siltstone, d'ardoise et de coulées d'andésite. Le sommet de cette formation n'affleure pas.

Plate-forme du Saint-Laurent

Sud-ouest d'Ontario. Les roches de l'Alexandrien et du début du Niagarien, qui forment le groupe de Cataract du sud-ouest de l'Ontario, portent des indices d'un cycle de transgression-régression de sédimentation (Sanford, 1964). D'une puissance de 500 pieds dans le bassin de Michigan, elles n'ont plus que 80 pieds d'épaisseur sur l'arche d'Algonquin (fig. VI-16), et passent à 175 pieds dans le nord-ouest de la fosse d'Alleghany, sous la partie orientale

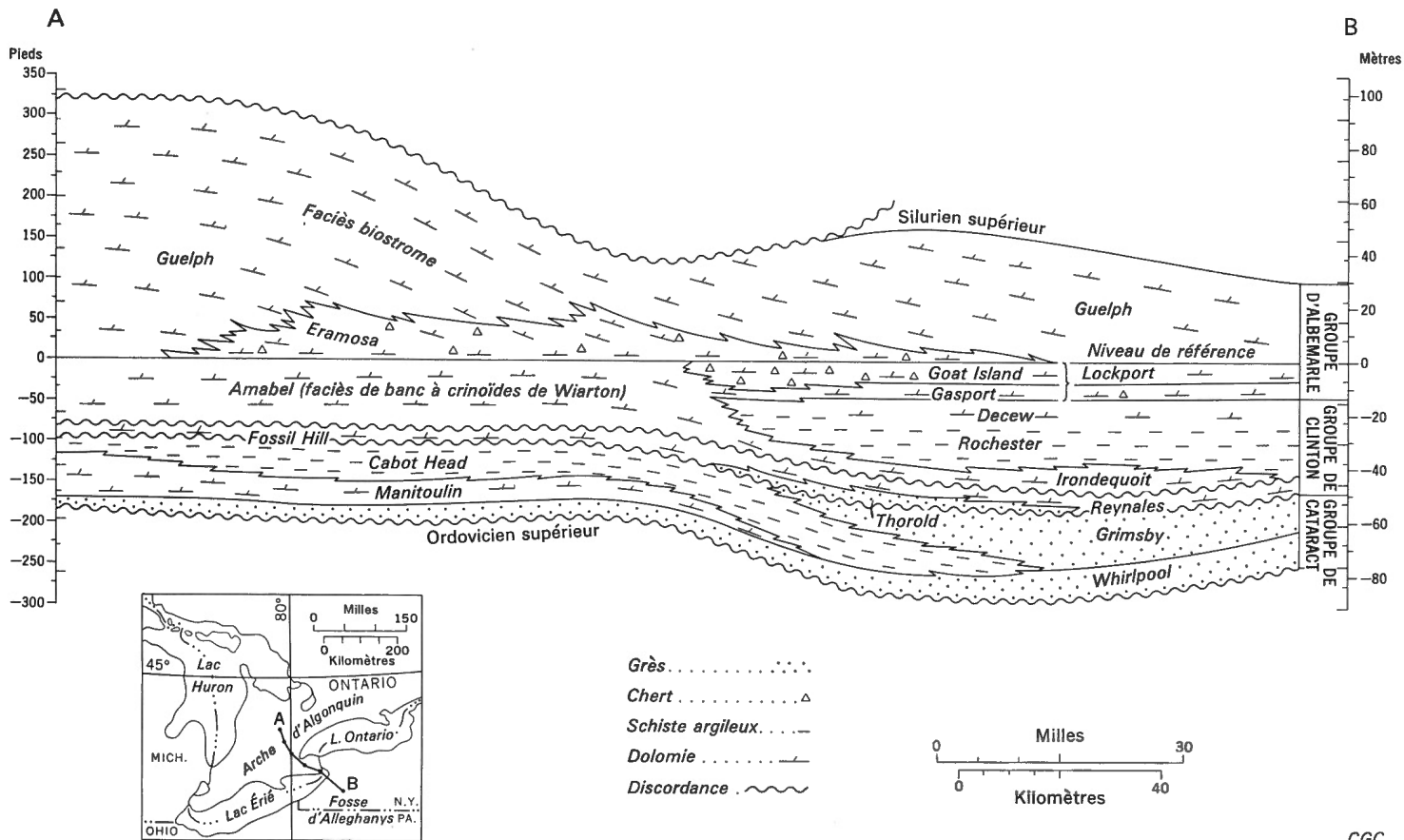


FIGURE VI-16. Coupe transversale des couches du Silurien inférieur et moyen, de l'arche d'Algonquin à la partie nord-ouest de la fosse d'Alleghanys, du sud-ouest de l'Ontario et de l'État de New York (B. V. Sanford).

du lac Érié. La phase transgressive consiste en dolomie brun jaunâtre et bleu-gris, à cristaux fins à moyens, de la formation de Manitoulin, d'une épaisseur de 80 pieds sur le pourtour du bassin de Michigan. Elle s'amincit au sud-est en direction de la péninsule de Niagara et passe à la formation de Whirlpool, formée de grès orthoquartzitique blanc et gris à grain fin d'une épaisseur allant jusqu'à 25 pieds. Avec le recul vers le nord-ouest de la mer qui a donné la formation de Cataract, une succession de couches rouges d'origine deltaïque s'est déposée. Les couches de cette succession, transgressives avec le temps, sont représentées par la formation de Grimsby formée de grès protoquartzitique et de siltstone, et, près de la base, de schiste argileux gris-vert, localement rouge, d'origine marine de la formation de Cabot Head. La formation de Grimsby s'amincit vers le nord-ouest, d'une épaisseur maximale de 80 pieds sous l'extrémité orientale du lac Érié, tandis que le schiste argileux de la formation de Cabot Head, en partie équivalent de la formation de Grimsby et sous-jacent, s'épaissit vers le nord-ouest jusqu'à un maximum de 120 pieds près du lac Huron. Sur le pourtour du bassin

de Michigan (fig. VI-17), la formation de Cabot Head se transforme graduellement en la formation de Dyer Bay, formée de 20 pieds de dolomie tachetée bleu-gris à cristaux fins à moyens. La formation de Dyer Bay est recouverte en concordance par la formation de Wingfield formée de 36 pieds de dolomie argileuse aphanitique brun grisâtre, rouge et vert grisâtre par endroits. La formation de St. Edmund recouvre la formation de Wingfield et consiste en dolomie aphanitique brun grisâtre, dont l'épaisseur passe de 12 pieds dans la péninsule Bruce à 90 pieds sur l'île Manitoulin dans le nord de la péninsule de Michigan.

Les matériaux détritiques des formations de Whirlpool et de Grimsby proviennent du sud-est. Les grès rouges, partiellement équivalents de la formation de Medina dans l'ouest de l'État de New York et dans l'État de Pennsylvanie, recouvrent les couches rouges grossières de l'Ordovicien supérieur, mais à l'est de la limite de la mise en place du Silurien inférieur, une grande partie des roches de l'Ordovicien supérieur a disparu, probablement par l'érosion, et les matériaux détritiques qui en ont résulté forment les couches clastiques du Silurien inférieur

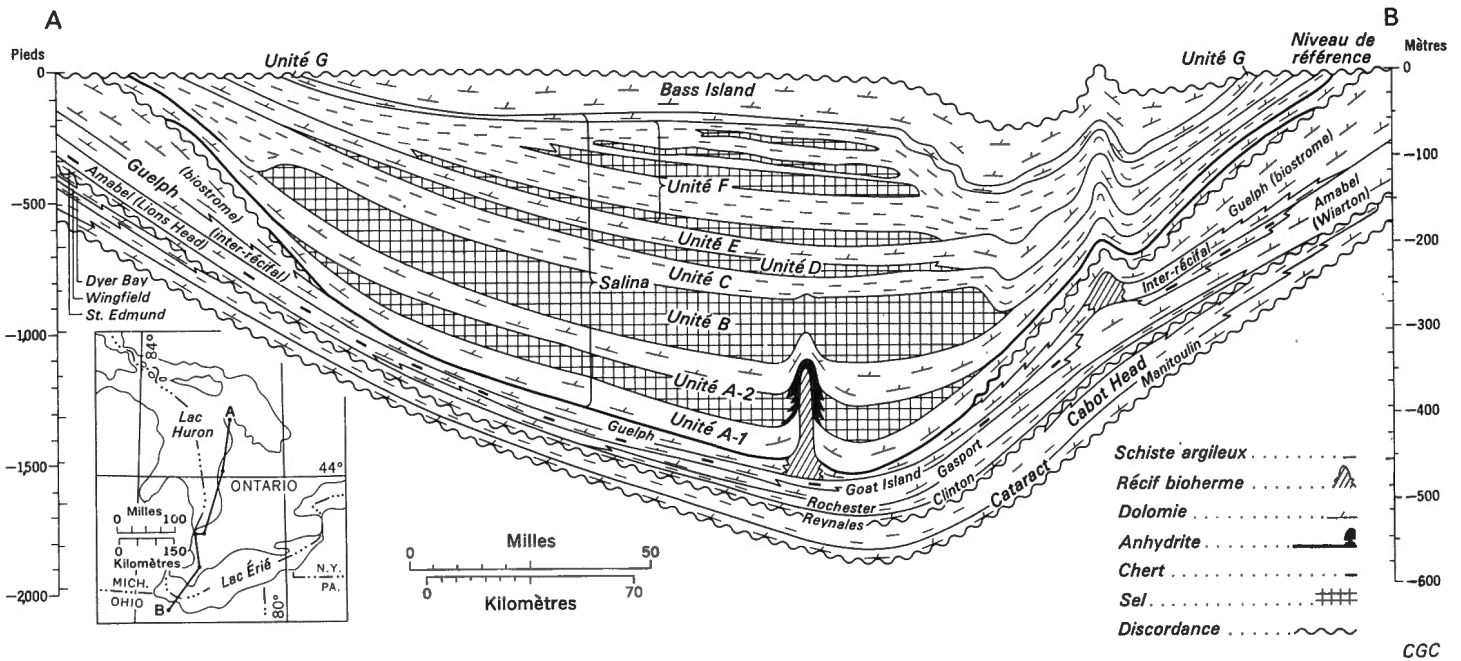


FIGURE VI-17. Coupe transversale des couches siluriennes, sur le flanc est du bassin de Michigan, du sud-ouest de l'Ontario (B. V. Sanford).

dans la fosse d'Alleghany, sur l'arche d'Algonquin et dans la région du sud-est du bassin de Michigan.

Des dépôts du Niagarien moyen et supérieur, renfermant un banc de crinoïdes et des récifs-barrières biostromes complexes, forment les groupes de Clinton et d'Albemarle (Sanford, 1964). Ces groupes se sont formés en eau peu profonde sur les bords du bassin de Michigan qui s'affaissait rapidement. En Ontario, ces roches forment l'île Manitoulin et la péninsule Bruce et s'étendent au sud-est par-dessus l'arche d'Algonquin et en profondeur sous le centre et l'ouest du lac Érié (fig. VI-16). Le long du complexe de récifs-barrières, des roches carbonatées pures se sont déposées en mer peu profonde; d'une épaisseur de 450 à 550 pieds, elles se transforment graduellement vers l'ouest en des roches carbonatées de bassin, dont l'épaisseur n'atteint pas 100 pieds dans le centre du bassin de Michigan et vers l'est, elles passent en des roches carbonatées et schiste argileux, d'une épaisseur de 200 pieds, dans la partie nord-ouest de la fosse d'Alleghany sous la partie orientale du lac Érié. La formation de Fossil Hill du groupe de Clinton est formée de dolomie pure cristalline à criniaux fins à moyens, caractérisée çà et là par des biostromes coralliens et des lentilles massives contenant d'abondants *Pentamerus oblongus*. D'une épaisseur maximale de 80 pieds en Ontario dans le sud de la péninsule Bruce, cette formation s'amincit au nord-ouest à 40 pieds dans l'île Manitoulin et au sud-est à 8 pieds au-dessus de l'arche d'Algonquin. Au sud-est de l'arche, la formation de Fossil Hill se transforme graduellement en

la formation de Thorold formée de grès orthoquartzitique à grain fin, d'une épaisseur allant jusqu'à 22 pieds, en la formation de Neahga formée de 7 pieds de schiste argileux fissile gris et en la formation de Reynales formée de 8 à 22 pieds de dolomie brune, à grains fins à moyens.

Après la mise en place de la formation de Fossil Hill et des couches correspondantes, la mer s'est retirée du bassin de Michigan et de l'arche d'Algonquin. Une intense érosion de l'arche s'ensuivit au cours de l'intervalle subséquent. A la suite d'une nouvelle transgression marine durant le Niagarien, en Ontario et au Michigan, de nouveaux faciès se sont formés, dont le plus persistant est la dolomie à crinoïdes gris bleuâtre et beige, grossièrement cristalline des niveaux de Colpoy Bay et de Wiarnton de la formation d'Amabel sur le pourtour du bassin de Michigan. Ces niveaux, d'une puissance de 150 pieds au sommet de l'arche d'Algonquin, se présentent en digitation avec les couches de dolomie grise, cherteuse et à grain fin, du niveau de Lions Head dans le centre du bassin de Michigan. Les roches correspondantes dans la péninsule Niagara et sous l'extrémité orientale du lac Érié sont le niveau d'Irondequoit formé de dolomie à crinoïdes blanche à grise, d'une épaisseur de 10 à 20 pieds; le niveau de Rochester composé de schistes argileux gris silteux et dolomitiques, d'une épaisseur de 80 pieds; le niveau de Decew formé de dolomie argileuse grise, d'une puissance de 30 pieds; et les niveaux de Gasport et de Goat Island de la formation de Lockport, formés de dolomie à crinoïdes, blanche à grise, suivie par de la dolomie cherteuse grise

d'une puissance de 60 pieds (pl. VI-9). Une migration latérale de temps à autre du faciès du banc à crinoïdes d'Amabel explique la présence çà et là de coins de crinoïdes grossiers qui constituent les niveaux d'Irondequoit et de Gasport au sein d'une succession de bassin. Le niveau d'Irondequoit se limite à la péninsule Niagara et à la partie orientale du lac Érié, mais le niveau de Gasport est largement réparti à travers le sud-ouest de l'Ontario et atteint sa puissance maximale de 150 pieds près du lac Sainte-Claire. Au cours de la phase finale de sédimentation des formations d'Amabel et de Lockport, le centre structural du bassin de Michigan s'est déplacé vers le sud. En Ontario, il en est résulté une migration vers le sud-ouest du banc de Warton de crinoïdes depuis l'arche d'Algonquin le long d'un long arc jusqu'au centre du lac Érié, et de là vers l'ouest jusque dans le nord-ouest de l'Ohio, jusqu'au bord nouvellement édifié du côté sud du bassin de Michigan. Le faciès de dolomie grise à grain fin du niveau de Lions Head a lui aussi émigré vers le sud, transgressant dans le temps, pour former le faciès de bassin du banc de roches carbonatées partout dans le sud du bassin de Michigan. Ici et dans la péninsule Niagara et sous l'extrémité orientale du lac Érié, ces couches portent le nom de niveau de Goat Island de la formation de Lockport.

Les roches les plus jeunes et les plus remarquables du Niagarien sont les roches carbonatées de la formation de Guelph, car elles renferment le plus important développement de récifs biohermes du sud-ouest de l'Ontario et du Michigan. Constituée en partie d'un complexe de récifs biostromes superposé sur les dépôts du banc de roches carbonatées sous-jacents de la formation d'Amabel, la formation de Guelph a édifié un récif-barrière qui a complètement enveloppé le bassin de Michigan qui s'affais-

sait rapidement (voir fig. VII-26). Le récif-barrière est formé de dolomie cristalline à gros cristaux, de teinte crème à blanche et d'une puissance de 327 pieds; la dolomie se transforme vers l'intérieur du bassin en un faciès interrécif composé de dolomie brune et noire, bitumineuse et cherteuse. Adjacents au récif-barrière dans le bassin de Michigan, s'étendent de gros récifs biohermes en forme de dôme de faible élévation dont le relief peut atteindre 160 pieds et la base avoir une superficie de plusieurs milliers d'acres. Vers le centre du bassin, où l'affaissement a été plus rapide, de petits récifs en forme de pinnacle se sont formés et atteignent de 300 à 550 pieds tandis que leur base couvre de 300 à 500 acres. Bien que les couches de la formation de Guelph contiennent quelques récifs biohermes épars sur le récif-barrière et le long de son bord sud-est dans la partie nord-ouest de la fosse d'Alleghanys, on ne connaît aucun endroit de ces régions où la dénivellation verticale dépasse quelques pieds; en général, il ne demeure aucune indication d'un affaissement continu.

La succession du Silurien supérieur (Cayugien) du sud-ouest de l'Ontario renferme toute une variété d'évaporites, de roches carbonatées et de faciès de roches détritiques; elle comprend les formations de Salina et de Bass Islands (Bertie) (Sanford, 1964). Ces roches, d'une puissance maximale combinée de 1,700 pieds dans le comté de Lambton près de l'extrémité sud du lac Huron (fig. VI-17), s'amincissent vers l'est à environ 345 pieds au-dessus de l'arche d'Algonquin. La formation de Salina, qui comprend sept unités désignées par les lettres A à G en ordre ascendant, est formée de dolomie, de calcaire, de schiste argileux, de sel et d'anhydrite. A l'endroit où sa puissance maximale atteint 1,340 pieds, près de l'extrémité sud du lac Huron, elle totalise 733 pieds non continus



PLANCHE VI-9

Niagara Falls (Ont.). Les chutes sont formées par les dolomies résistantes de la formation de Lockport du Silurien. Ces dolomies reposent sur les schistes argileux et les grès plus tendres des formations de Clinton et de Cataract et sur les schistes argileux rouges de Queenston de l'Ordovicien supérieur.

de sel. Des couches de sel gisent au sein des unités A, B, D et F; elles s'amincissent graduellement vers le bord du bassin de Michigan où elles disparaissent une par une et se transforment graduellement en anhydrite, en dolomie et en schiste argileux. La limite reconstruite des gîtes de sel de la formation de Salina en bordure du bassin de Michigan coïncide approximativement avec le pourtour du récif-barrière de la formation de Guelph sous-jacente (Koepke et Sanford, 1965). La migration graduelle du bord du gisement de sel vers sa position actuelle à une profondeur beaucoup plus grande dans le bassin est attribuable au lessivage postérieur au Silurien. La formation de Bass Islands complète la succession du Cayugien dans le bassin de Michigan et est formée de dolomie micro-sucrosique de couleur crème à marron dont l'épaisseur atteint 300 pieds; la formation de Bertie, épaisse de 100 pieds, est la formation correspondante dans la péninsule Niagara et dans l'est du lac Érié; elle est constituée de dolomie aphanitique argileuse brun foncé.

Butte-témoin du lac Témiscamingue. Le groupe de Wabi, de l'Alexandrien et du début du Niagarien (Ollerenshaw et MacQueen, 1960), recouvre en discordance la formation de Dawson Point du début de l'Ordovicien supérieur (Édénien) et est formé de 152 pieds de roches carbonatées impures et de schiste argileux, lithologiquement semblables aux formations du groupe de Cataract de la péninsule Bruce et de l'île Manitoulin. L'unité inférieure, la formation de Manitoulin, comprend 54 pieds de calcaire gris et de dolomie, avec à la base une zone argileuse et sableuse. La formation de Cabot Head sus-jacente comprend 33 pieds de schiste argileux rouge et vert contenant de l'anhydrite et du gypse. Le schiste argileux se transforme graduellement vers le haut en 25 pieds de calcaire gris et bleu-gris, cristallin à cristaux moyens, et de dolomie de la formation de Dyer Bay, recouverte par la formation de St. Edmund, formée de 40 pieds de dolomie aphanitique gris verdâtre clair et d'intercalations de schiste argileux nodulaire vert et rouge. Les couches les plus récentes du Paléozoïque, au lac Témiscamingue, constituent la formation de Thornloe et remontent au Niagarien moyen. Elles recouvrent en discordance le groupe de Wabi et comprennent 196 pieds de calcaire et dolomie cristallins à cristaux fins à moyens, de couleur gris-chamois à brun clair, avec à la base un pied de conglomérat calcaire. La formation de Thornloe, lithologiquement semblable à la formation de Fossil Hill du sud de l'Ontario, lui est contemporaine.

Bassin d'Anticosti (fig. VI-7). Dans l'île d'Anticosti (Bolton, 1961; Roliff, 1968), les roches correspondantes aux groupes de Cataract et de Wabi de l'Alexandrien et du début du Niagarien sont représentées par les formations de Becscie et de Gun River, dont l'épaisseur combinée atteint environ 600 pieds. La formation de Becscie, d'une puissance de 265 pieds, recouvre en concordance la formation

de Ellis Bay de l'Ordovicien supérieur et contient, à la base, du calcaire finement cristallisé, gris blanchâtre à bleu-gris, qui se transforme graduellement vers le haut en du schiste argileux vert renfermant des intercalations de calcaire nodulaire. La formation de Gun River, sus-jacente à la formation de Becscie, a une puissance de 308 à 343 pieds et est formée de calcaire gris-cendre à blanc jaunâtre, alternant avec des couches de schiste argileux dans la partie supérieure. Des rides de plage et du conglomérat intraformationnel dans les deux formations sont des indices d'une mise en place dans des eaux peu profondes.

Les formations de Jupiter et de Chicotte du Niagarien, dont les couches correspondent probablement à celles des formations de Clinton et d'Amabel du sud-ouest de l'Ontario, sont les couches les plus récentes du Paléozoïque en affleurement, d'une puissance combinée d'environ 725 pieds. La formation de Jupiter, épaisse de 650 pieds, est formée de calcaire finement cristallisé gris-cendre et de minces intercalations de schiste argileux gris se transformant graduellement vers le haut en schiste argileux calcaire vert pâle et gris et en calcaire argileux. La formation de Chicotte, d'une puissance de 73 pieds, repose en contact abrupt sur la formation de Jupiter. Elle se compose de calcaire clastique aux grains d'origine organique et de fragments de colonne de crinoïdes et de coraux; elle ressemble aux couches du niveau de Warton de la formation d'Amabel de l'Ontario.

Dans la péninsule Port-au-Port, à Terre-Neuve, les lits à la base de la formation de Clam Bank datent peut-être du Silurien (Rodgers, 1965). Ils recouvrent en concordance structurale la formation de Long Point de l'Ordovicien moyen. La formation de Clam Bank est formée de 1,500 pieds de grès rouge, de siltstone, de schiste argileux et de quelques couches calcaires renfermant, dans leur partie supérieure, des fossiles du Pridoli.

Dévonien

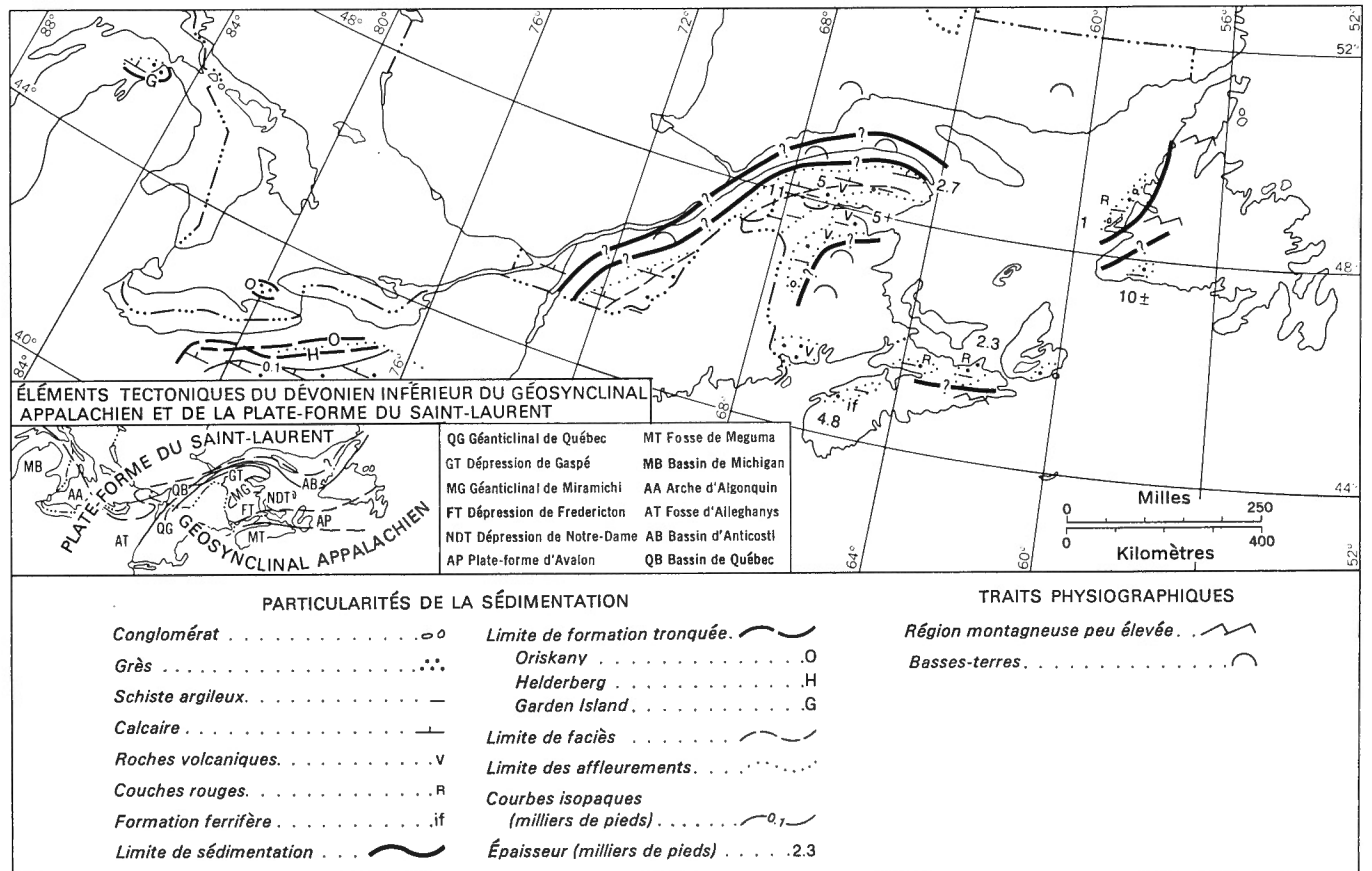
Résumé tectonique

La sédimentation et le volcanisme du Dévonien inférieur dans le géosynclinal appalachien et sur la plateforme du Saint-Laurent indiquent une continuité du processus de mise en place, des types de faciès et des éléments tectoniques qui avaient marqué le Silurien. Dans le géosynclinal, ces phénomènes ont subi des changements profonds à la suite de l'orogénèse de l'Acadien au cours du Dévonien moyen et supérieur. Pendant le Dévonien supérieur, de nouveaux éléments tectoniques sont entrés en jeu et une sédimentation terrigène a débuté dans le géosynclinal et s'est poursuivie au cours du Carbonifère. De fins sédiments clastiques arrachés des monts acadiens se sont déposés sur toute la partie occidentale de la plateforme du Saint-Laurent.

Durant le Dévonien inférieur et au début du Dévonien moyen (fig. VI-18, 19), une épaisse succession de sédiments d'origine marine et de roches volcaniques, se transformant vers le haut en des couches d'origine terrestre, s'est déposée en concordance sur les roches du Silurien dans les dépressions de Gaspé et de Fredericton. Ces dépressions étaient bornées par les géanticlinaux de Québec et de Miramichi et par la plate-forme d'Avalon. Le volcanisme dévonien a pris place dans les mêmes régions que le volcanisme silurien. Des calcaires se sont formés dans la partie nord-ouest de la dépression de Gaspé, et passent graduellement vers le sud-est en des schistes argileux, en des grès et en des roches volcaniques dans le centre et le sud-est de la dépression de Gaspé. Du grès et du conglomérat d'origine terrestre ont été déposés durant la fin du Dévonien inférieur et le début du Dévonien moyen; il est possible que ces sédiments indiquent les premiers effets de l'orogénèse de l'Acadien dans le géanticlinal de Miramichi. Sur la plate-forme d'Avalon en Nouvelle-Écosse, la mise en place de siltstone d'origine marine a été suivie par la mise en place de couches rouges d'origine terrestre et, au Dévonien moyen, par la mise en place de roches volcaniques, de grès rouge et de conglomérat. Dans la fosse de Meguma, il y a eu mise en

place de schiste argileux d'origine marine et d'un peu de calcaire et de formation de fer oolithique. Dans la dépression de Notre-Dame, à Terre-Neuve, il y a eu mise en place de schiste argileux et de siltstone, en grande partie d'origine terrestre, d'une puissance de plusieurs milliers de pieds, dans la partie sud-ouest, dans une position tectonique comparable à l'épaisse succession de grès d'origine non marine qui s'est déposée dans le nord-ouest de la dépression de Gaspé. Il y a eu apparemment des épanchements de rhyolite dans le sud-est de la dépression de Notre-Dame.

Au cours de l'orogénèse de l'Acadien, presque tout le géosynclinal appalachien a été déformé suivant des plis à orientation nord-est (fig. VI-20). Certaines parties furent partiellement métamorphosées jusqu'au faciès amphibolite à almandin, et il y a eu intrusion d'énormes batholites de granite. Parmi les roches non déformées pendant l'orogénèse de l'Acadien, il y a les roches déformées au cours de l'orogénèse du Taconique dans le nord-ouest du géanticlinal de Québec et celles d'une petite aire de la plate-forme d'Avalon dans l'est de Terre-Neuve. Les roches ont été chevauchées vers le nord-ouest et le nord le long de la ligne de Logan jusque sur la plate-forme du Saint-Laurent. Toute cette zone, y compris probablement l'em-



CGC

FIGURE VI-18. Sédimentation, volcanisme et tectonisme du début du Dévonien inférieur dans le Sud-Est du Canada.

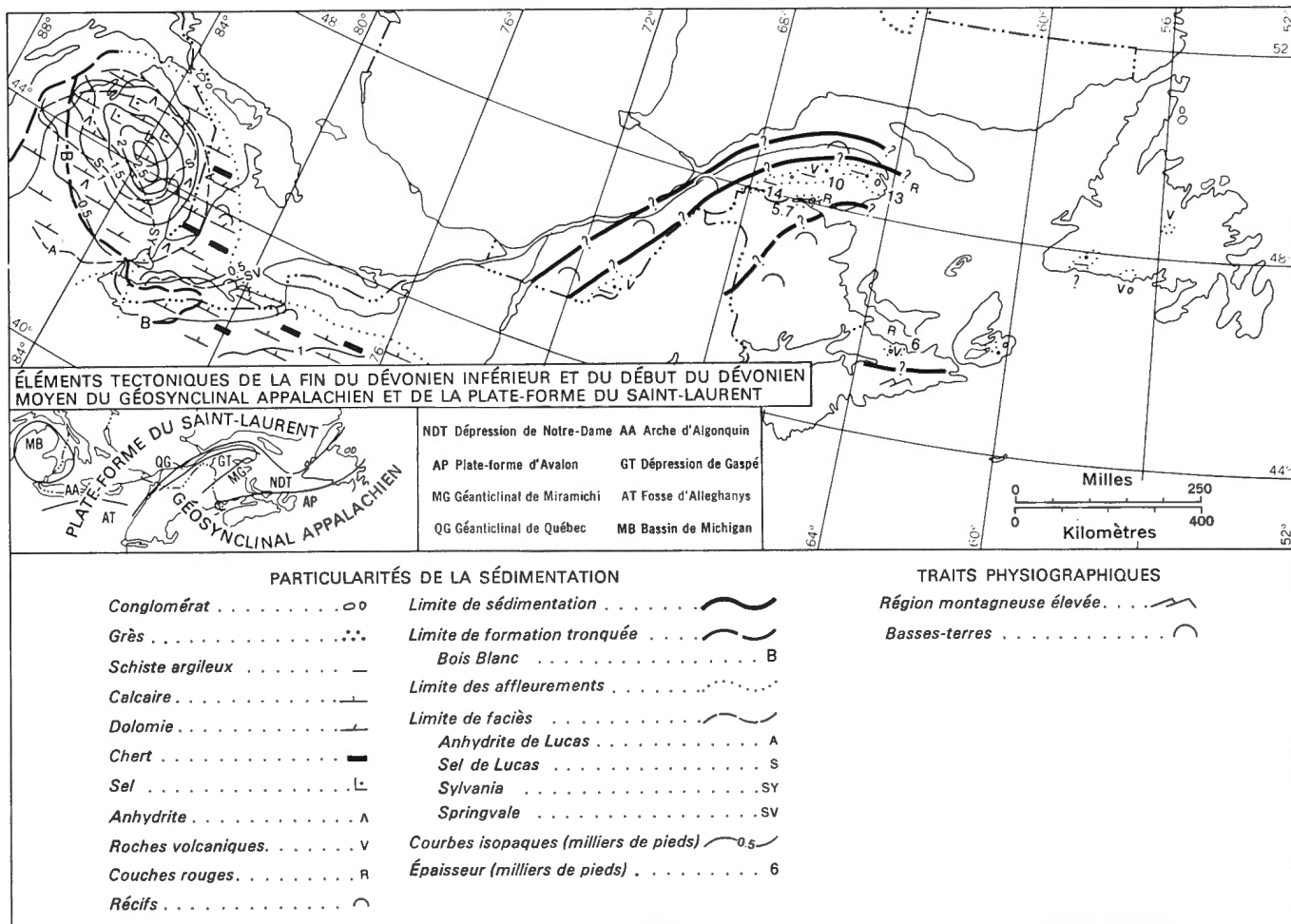


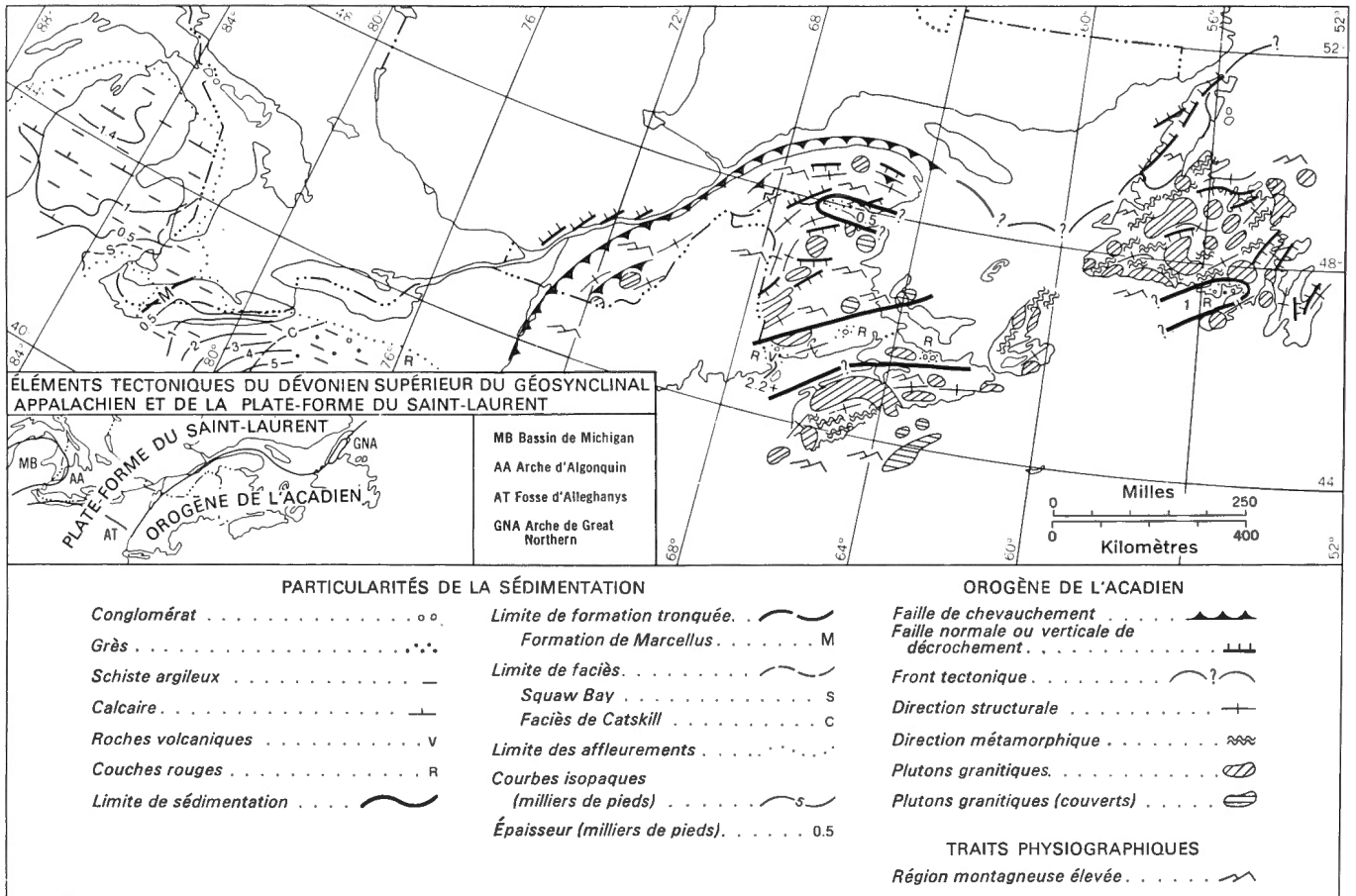
FIGURE VI-19. Sédimentation, volcanisme et tectonisme de la fin du Dévonien inférieur et du début du Dévonien moyen dans le Sud-Est du Canada.

placement du plateau continental actuel, a été soulevée, et les montagnes ainsi formées ont été soumises à l'érosion.

Du grès rouge d'origine terrestre, du conglomérat et du schiste argileux, synorogéniques et postorogéniques, du Dévonien supérieur ont été déposés dans des bassins locaux de l'orogène de l'Acadien. Ces roches forment les dépôts à la base de la succession de l'épieugéosynclinal de Fundy. La mise en place au sein de l'épieugéosynclinal, qui était circonscrit par d'étroites plate-formes, s'est poursuivie pendant le Carbonifère et était contrôlée surtout par des déplacements de failles attribués à l'accident des Maritimes, dernière phase des orogénèses des Appalaches.

Sur la partie occidentale de la plate-forme du Saint-Laurent, les bassins d'évaporite du Silurien supérieur émergeaient au début du Dévonien inférieur. Par la suite, une mince couche d'orthoquartzite marin du Siegenien s'est déposée dans le sud-ouest de l'Ontario et dans le Michigan, mais l'érosion l'a enlevée presque entièrement à la suite de soulèvement épéirogénique. Du calcaire du Dévonien inférieur se présente sous forme de blocs dans une brèche

d'explosion du Crétacé près de Montréal, mais ce calcaire s'étendait probablement dans tout le bassin de Québec. Du calcaire et de la dolomie de la fin du Dévonien inférieur et du début du Dévonien moyen se sont déposés sur la partie occidentale de la plate-forme du Saint-Laurent; à partir de l'arche d'Algonquin, les couches s'épaississent vers le nord-ouest jusque dans le bassin de Michigan et vers le sud-est jusque dans la fosse d'Alleghany. A la fin du Dévonien moyen et pendant le Dévonien supérieur, des couches rouges grossières du delta de Catskill, en provenance des monts acadiens, se sont étendues vers le nord-ouest jusque dans la fosse d'Alleghany; elles se transforment en schiste argileux et siltstone d'origine marine sur l'arche d'Algonquin et en schiste argileux et en calcaire dans la partie occidentale du bassin de Michigan. Les couches dévoniennes du sud-ouest de l'Ontario sont lithologiquement et fauniquement semblables à celles de la plate-forme de la baie d'Hudson, ce qui porte à croire que les mers ont envahi la région qui sépare ces deux régions. Il n'existe pas de roches dévoniennes dans le



CGC

FIGURE VI-20. Sédimentation, volcanisme et tectonisme de la fin du Dévonien moyen et du Dévonien supérieur dans le Sud-Est du Canada; aspects topographiques de la région à la fin de l'orogénèse de l'Acadien.

centre et l'est de la plate-forme du Saint-Laurent, sauf dans quelques endroits de la partie sud-ouest de Terre-Neuve où une succession de couches rouges grossières, en partie du Dévonien inférieur, a été formée aux dépens des monts situés à l'est.

Dévonien inférieur et début du Dévonien moyen

Géosynclinal appalachien (fig. VI-18, 19). Dans la partie nord-ouest de la dépression de Gaspé, dans le sud du Québec, les roches sédimentaires et volcaniques du Dévonien inférieur et du début du Dévonien moyen recouvrent en concordance les couches du Silurien supérieur ou, par endroits, les transgressent vers le nord-ouest où elles recouvrent directement en discordance angulaire le Cambrien et l'Ordovicien du géanticlinal de Québec. Dans les Cantons de l'Est, les groupes de St-Francis et de St-Juste, similaires et latéralement correspondants, d'épaisseur inconnue, sont formés de couches minces de calcaire et d'ardoise calcaire avec intercalation de grès, apparemment recouverts en concordance par de l'ardoise gris sombre et du grès finement stratifié. Les couches calcaires in-

férieures datent en partie du Silurien supérieur. A la base de la succession s'étend généralement un conglomérat polymictique qui repose en discordance angulaire sur des roches ordoviciennes ou plus anciennes. Dans un endroit au moins, un conglomérat épais de 50 pieds date apparemment du Dévonien inférieur. Ainsi, la base de la succession varie peut-être du Silurien moyen au Dévonien inférieur. Dans le sud-est, le long de la frontière internationale, les couches calcaires sont absentes, et les formations de Seboomook et de Compton du Dévonien inférieur, composées de roches pélitiques et de grès gris foncé et finement stratifiés semblent transgresser en profondeur sur des roches plus anciennes et recouvrir des roches probablement ordoviciennes d'un petit géanticlinal. Il est possible que certaines des couches pélitiques et arénacées soient dans le sud-est le faciès correspondant à la partie supérieure des roches calcaires. Le groupe de Frontenac recouvre les couches des formations de Seboomook et de Compton, et il est le groupe de roches le plus récent des Cantons de l'Est. Il est formé d'ardoise et de grès gris sombre et de roches volcaniques basiques altérées dont un grand nombre sont des coulées en coussins.

En Gaspésie, les roches du Dévonien inférieur et du début du Dévonien moyen, les plus au nord-ouest du Nouveau-Brunswick et de Témiscouata (McGerrigle, 1950; Béland, 1960; Lajoie et coll., 1968), comprennent le calcaire de Gaspé, le grès sus-jacent concordant de Gaspé, et les formations pélitiques et arénacées de Fortin et de Témiscouata, sises au sud-est, et dans lesquelles le calcaire de Gaspé et la partie inférieure du grès de Gaspé se transforment graduellement et latéralement. Dans la moitié nord de la zone, les siltstones calcaires de St-Léon du Ludlovien se transforment graduellement vers le haut en calcaire du Dévonien inférieur de la formation de Cap Bon Ami. Le contact est peut-être transgressif dans le temps, mais il se situe soit à la base du Gédinnien soit au Pridoli. La formation de Cap Bon Ami est formée surtout de calcaire argileux et silteux gris foncé dont les couches se trouvent interstratifiées avec du calcaire gris sombre et du schiste argileux calcaire. Dans la presqu'île de Forillon, elle a une épaisseur de 1,100 pieds et s'épaissit vers l'ouest et le sud. Le long de la limite nord et jusqu'au Témiscouata vers l'ouest, sa puissance atteint 2,000 à 3,000 pieds. Au sud, dans la dépression de Gaspé, son épaisseur atteint 3,500 pieds et peut-être même un maximum de 6,000 pieds dans certaines parties du centre-est de la Gaspésie. Dans la presqu'île de Forillon (Cumming, 1959), la formation de Cap Bon Ami recouvre la formation de Saint-Alban du Gédinnien et la formation d'Anse-au-Griffon du Pridoli; ces deux dernières correspondent apparemment aux parties inférieures de la formation de Cap Bon Ami reconnue ailleurs. La formation d'Anse-au-Griffon à pendage faible recouvre en discordance des roches de l'Ordovicien inférieur déformées en plis isoclinaux. Elle a une puissance de 400 pieds et, à l'est vers la côte, elle disparaît complètement. Elle consiste en du conglomérat à cailloux de quartz et en du schiste argileux rouge et vert qui se transforme vers le haut en du calcaire, lequel se transforme graduellement vers le haut en la formation de Saint-Alban, constituée de 345 pieds de calcaire argileux gris et de schiste argileux calcaire gris verdâtre et marron. La formation de Saint-Alban recouvre les couches de la formation d'Anse-au-Griffon et s'étend en discordance sur les roches ordoviciennes, puis se transforme graduellement vers le haut en la formation de Cap Bon Ami. Dans l'ouest, près du Témiscouata, environ 1,200 pieds de grès, de calcaire et un peu de dolomie constituent la formation du Lac Croche du Pridoli et se trouvent à cet endroit à la limite nord-ouest des couches du Pridoli et de celles du Dévonien inférieur; ces roches ont un faciès plus arénacé correspondant à la partie inférieure de la formation de Cap Bon Ami dans le sud et dans l'est.

La formation de Grande Grève recouvre en concordance celle de Cap Bon Ami et consiste surtout de calcaire dur siliceux et chertueux d'un gris sombre à gris clair, de siltstone calcaire et d'un peu de grès, tous se présentant en lits réguliers. La silice se présente sous forme de nodules de chert, de couches de chert et de calcaire siliceux inter-

stratifié avec du calcaire plus pur. Dans la presqu'île de Forillon, la formation, d'une puissance d'environ 900 pieds, s'épaissit vers l'ouest à 2,000 pieds sur une certaine distance, puis atteint probablement une épaisseur de 9,000 pieds au nord-est du lac Témiscouata. Au centre de la Gaspésie, la formation a environ 3,000 pieds d'épaisseur. On trouve du pétrole çà et là dans des fentes et des cavités. Une douzaine de minces lits intercalés de bentonite contiennent de la sanidine et de la biotite dont la datation au K-Ar a donné respectivement 388 et 382 m.a.

Le grès de Gaspé (McGerrigle, 1950; Boucot et coll., 1967) repose en concordance sur le calcaire de Gaspé et constitue surtout trois formations concordantes à contact graduel, d'origine terrestre en grande partie, à savoir en ordre ascendant, la formation de York River, la formation de Battery Point et la formation de Malbaie. Ces trois formations se trouvent décrites à la partie orientale de la Gaspésie, mais dans le centre et l'ouest de la Gaspésie on n'a identifié que les deux formations inférieures. Les formations de York River et de Battery Point se distinguent particulièrement par la couleur des couches et des feldspaths détritiques. Des variations lithologiques ont permis de définir d'autres formations dans le centre et l'ouest de la Gaspésie, et il semble probable que les limites soient diachrones.

La formation de York River est formée de grès feldspathique vert à gris sombre et de schistes argileux contenant des restes de végétaux, et des intercalations de grès calcaire et de calcaire arénacé renfermant une abondance de faune coquillière d'origine marine. Dans la région extrême nord-est de la Gaspésie, la formation a une puissance de 1,300 pieds et s'épaissit à environ 6,000 pieds vers le sud le long de la région côtière. Dans la Gaspésie occidentale, son épaisseur atteint 14,000 pieds ou plus. Les limites nord de la formation de York River, dans le centre de la Gaspésie, sont représentées par un faciès de base à contact graduel de 2,000 à 4,000 pieds d'épaisseur et formé d'intercalations de grès et de schiste argileux du type de York River et de calcaire du type de la formation sous-jacente de Grande Grève; cette succession a été appelée la formation de York Lake. Dans l'ouest de la Gaspésie, des couches de grès semblables et correspondantes à la formation de York River ont été dénommées la formation de Heppel, dont la partie supérieure est un faciès de grès rouge appelé la formation de Lake Branch, d'une puissance de 4,000 à 5,000 pieds. Dans le centre de la Gaspésie, des coulées, des tufs et des brèches volcaniques se trouvent intercalés dans la formation de York River et les roches correspondantes au même niveau de la formation varient en composition d'un endroit à un autre. Çà et là, les successions volcaniques ont 2,000 pieds d'épaisseur et plus. La plupart des roches sont de l'andésite et du basalte, généralement porphyritique (feldspath) et amygdaloïdale, et y gît aussi de la rhyolite et de la rhyolite porphyritique contenant des phénocristaux de quartz ou de feldspath.

La formation de Battery Point comprend une partie inférieure composée de grès feldspathique gris verdâtre et une partie supérieure composée de grès feldspathique rouge et brun, de schiste argileux et de conglomérat. La partie inférieure renferme quelques fossiles d'une faune marine et d'abondants restes de végétaux terrestres. La majeure partie du feldspath détritique est rose et, comme la formation de York River, il consiste en du feldspath potassique et en du plagioclase. Les grains détritiques de la formation de Battery Point sont du quartz, une variété de roches, du granite et de la syénite. Des rides de plage et des stratifications entrecroisées sont courantes dans les deux formations. La formation de Battery Point, d'une puissance de 5,000 à 7,000 pieds dans l'est de la Gaspésie, atteint environ 10,000 pieds dans le centre.

La formation de Malbaie, la plus récente unité du grès de Gaspé, se trouve seulement à l'extrémité orientale de la Gaspésie. Elle comprend quelque 2,000 pieds de conglomérat à cailloux gris à brun rougeâtre, de grès et d'un peu de schiste argileux vert et rouge. Les cailloux sont en majorité du calcaire de la formation de White Head de l'Ordovicien et du Silurien et de la formation de Grande Grève du Dévonien inférieur, et du grès de la formation sous-jacente de Battery Point; d'autres cailloux sont du quartz, du chert, des roches volcaniques, rarement du granite, de la syénite et du gneiss. La formation de Malbaie, faillée et faiblement plissée, se trouve recouverte en discordance par le conglomérat de Bonaventure du Carbonifère. La succession de grès de Gaspé comprend plus de 10,000 pieds de couches clastiques mises en place dans une fosse étroite en un temps très court, peut-être de 10 à 15 m.a. La fosse a pris forme probablement à mesure que l'aire au sud, le géanticlinal de Miramichi, se soulevait au début de l'orogénèse de l'Acadien. Les matériaux détritiques provenaient probablement des régions soulevées au sud, mais dans la formation de York River, dans le centre et au nord de la Gaspésie, la stratification entrecroisée indique que le transport des matériaux était sud-ouest et ouest. Le grès de Gaspé est caractérisé par un accroissement du volume des matériaux détritiques; une diminution du nombre de fossiles de faune marine; une augmentation de fossiles de végétaux et de spores terrestres jusqu'au milieu de la formation de Battery Point; un changement général dans la couleur des couches, de gris et gris sombre à vert, rouge et brun rougeâtre; et un changement dans la nature des couches, d'un mélange de couches d'origine terrestre et marine à des couches entièrement d'origine terrestre en provenance du continent. Les suintements de pétrole sont nombreux dans les couches des formations de York River et de Battery Point.

Entre l'est de la Gaspésie et le nord-ouest du Nouveau-Brunswick, de minces couches de siltstone gris, d'ardoise et d'un peu de grès, de calcaire et de conglomérat constituent les formations de Fortin et de Témiscouata du Dévonien inférieur. Cette zone s'étend au sud-ouest à

travers le nord du Maine et continue dans la partie sud-est des Cantons de l'Est du Québec, où elle se confond dans la formation de Seboomook et les groupes de St-Juste et de St-Francis précédemment décrits. Les formations de Fortin et de Témiscouata représentent un faciès marin plus profond correspondant au calcaire de Gaspé et probablement à la partie inférieure de la formation de York River. Le faciès de cette zone représente un milieu entre les roches carbonatées au nord et la zone volcanique, y compris la formation de Dalhousie, au sud. Dans l'est de la Gaspésie, la formation de Fortin disparaît apparemment au nord entre les calcaires sous-jacents de la formation de Grande Grève et les grès sus-jacents de la formation de York River. Sur quelques pieds, la base de la formation de Fortin est formée d'un conglomérat contenant des fragments de calcaire originaires de la formation de Grande Grève. Dans ses affleurements les plus à l'est, la formation de Fortin a une puissance d'environ 5,000 pieds, est arénacée et se transforme imperceptiblement vers le haut en la formation de York River sus-jacente. Plus à l'ouest, dans le centre-est de la Gaspésie, la formation de Fortin, de puissance inconnue, mais probablement de plusieurs milliers de pieds, est formée de calcaire silteux gris foncé, de calcaire arénacé fin et d'ardoise, et d'un peu de grès feldspathique et de conglomérat. Nombre des couches ressemblent au calcaire gris foncé, au siltstone et à l'ardoise de la formation de Cap Bon Ami. Dans cette région, la formation de Fortin recouvre le groupe de Mont Alexandre du Silurien et du Dévonien inférieur. Plus à l'ouest, dans le sud-ouest de la Gaspésie et le nord du Nouveau-Brunswick, de l'ardoise gris foncé, du siltstone et de petites quantités de grès dominent et la formation est limitée par des failles de décrochement. De l'andésite et de la brèche, d'épaisseurs inconnues, se trouvent intercalées dans la formation de Fortin le long de la limite nord de faille dans la Gaspésie occidentale. Dans le nord-ouest du Nouveau-Brunswick, la formation recouvre des couches du Silurien supérieur et les couches à la base sont des grès renfermant des fossiles végétaux; plus à l'ouest dans le nord du Maine, d'après E. Mencher, les roches recouvrent en discordance régionale les roches ordoviciennes et siluriennes. Dans la région de Témiscouata, dans les parties adjacentes du Québec, les roches ressemblant à celles de la formation de Fortin prennent le nom de formation de Témiscouata.

Les couches sédimentaires et volcaniques du Dévonien inférieur, dans le sud-est de la dépression de Gaspé, recouvrent en concordance des roches du Silurien. Les roches du début du Dévonien moyen sont absentes. A Dalhousie, dans le nord du Nouveau-Brunswick (Alcock, 1936; Greiner et Potter, 1966), la formation de Dalhousie comprend environ 4,600 pieds de roches sédimentaires et volcaniques interstratifiées, dont le type et les proportions varient d'un endroit à un autre. On y trouve une unité inférieure formée surtout de sédiments, et une épaisse unité supérieure constituée surtout de roches volcaniques.

Les sédiments renferment une riche faune marine, actuellement considérée de la fin du Gédinnien (Nouvelle-Écosse). Les roches sédimentaires sont du schiste verdâtre calcaire et arénacé, du siltstone et du calcaire argileux gris et chamois. On trouve aussi, çà et là, des blocs de conglomérats riches en fragments de roches volcaniques. Les roches volcaniques sont des coulées de basalte et d'andésite, en partie amygdaloïdales et porphyriques (feldspath), des brèches, des tufs et du tuf palagonite. La nature grossière de certaines brèches volcaniques, dont certains fragments dépassent 2 pieds de long, portent à croire que les cheminées volcaniques étaient proches. Des roches semblables, mais à teneur différente de sédiments et de matériaux volcaniques, se trouvent le long d'une zone de plusieurs milles de large, sur une centaine de milles le long de la limite nord-ouest du géanticlinal de Miramichi. Des coulées rhyolithiques et trachytiques et des roches pyroclastiques accompagnent les roches volcaniques. Les roches sédimentaires, plus pélitiques et arénacées, renferment çà et là de fins débris de végétaux carbonacés; il y manque les calcaires et le ciment calcaire abondant qui caractérisent la succession de Dalhousie. A l'extrémité sud-ouest de la zone se trouvent du conglomérat et du grès à teneur de restes de végétaux. Au début du Dévonien, le géanticlinal avait une topographie peu accentuée et n'était peut-être que partiellement émergé.

Au fond de la baie des Chaleurs (Alcock, 1936), du grès gris et vert, du conglomérat, de la mudstone et une mince couche de houille, le tout probablement d'une épaisseur de plusieurs milliers de pieds et provisoirement rattaché au grès de Gaspé, recouvrent la formation de Dalhousie probablement en discordance. Des fragments de roches volcaniques mafiques et siliciques, originaires peut-être de la formation de Dalhousie, sont très répandus. On y a récupéré des restes de végétaux, des fossiles de poissons et quelques-uns d'invertébrés marins. Ces roches sont recouvertes en concordance par la formation de Pirate Cove composée de 660 pieds de conglomérat et schiste argileux non marins rouges et verts. Ces couches ne renferment pas de gros fossiles, mais contiennent des spores semblables à celles de la formation de Battery Point de la fin de l'Emsien, peut-être d'un temps plus récent. Les fragments, d'un diamètre jusqu'à un pied, viennent du calcaire de Matapédia, du grès et du calcaire siluriens, et quelques-uns de roches ignées. La stratification entrecroisée et les rides de plage indiquent un courant nord-ouest et la lithologie et les fentes de retrait suggèrent une mise en place dans un cône d'alluvions ou sur une plaine inondable de rivière.

Dans le sud-est de la dépression de Fredericton, le long de la côte sud du Nouveau-Brunswick, on a découvert des roches du début du Dévonien inférieur, mais sans les définir de façon précise (Smith, 1966). Elles constituent la partie supérieure du groupe de Mascarene en majorité du Silurien et forment une épaisseur inconnue de grès gris à brun, de siltstone, d'argilite avec un

peu de schiste argileux et de basalte; ces couches se trouvent traversées par des cheminées de rhyolite et d'andésite du même âge. Du schiste argileux noir déformé, du grès et des conglomérats de brèche volcaniques renferment des fossiles de végétaux. A quelque 30 milles au nord-ouest des roches volcaniques du groupe de Mascarene, on trouve en lits minces des grès gris verdâtre, du siltstone et de l'ardoise avec d'abondante muscovite détritique; le tout fait partie de la division d'argilite pâle du groupe de Charlotte. La présence de fossiles de plantes, d'âge inconnu dans les roches prégranitiques, porte à croire que ces formations datent du Dévonien inférieur ou moyen.

Dans la dépression de Notre-Dame à Terre-Neuve, des roches du Dévonien inférieur et du début du Dévonien moyen n'existent qu'en un seul endroit, peut-être à deux autres; presque partout, les roches stratifiées pré-acadiennes les plus récentes sont des grès terrestres du Wenlockien. A la baie La Poile (Cooper, 1954), le groupe de Bay du Nord comprend environ 10,000 pieds ou plus d'ardoise, de quartzite, de conglomérat et un peu de calcaire. Ces roches se transforment latéralement en des schistes et en des gneiss et se trouvent coupées de granites du Dévonien. Leur relation aux roches adjacentes du groupe de La Poile, probablement du Silurien, est obscure. Le groupe de Bay du Nord renferme des fossiles de végétaux. Les végétaux et le calcaire suggèrent un milieu marin et terrestre de sédimentation. Le groupe peut correspondre à l'assemblage du grès de Gaspé. Les deux groupes, probablement du même âge, se situent tous les deux près de la limite nord-ouest de la dépression de Notre-Dame et sont formés en majorité d'un assemblage clastique très épais, et ont une origine marine et terrestre. Dans le centre et dans le sud de Terre-Neuve s'étendent plusieurs centaines de pieds de tuf rhyolitique rubané et d'agglomérat. A Cape-la-Hune, sur la côte sud, 50 pieds de conglomérat à gros blocs et de grès arkosique se trouvent sous-jacents à des rhyolites et contiennent des fragments de granite, de gneiss, de diorite, et autres roches et n'affleurent pas. Les rhyolites et les conglomérats se trouvent coupés par le granite de type Ackley du Dévonien moyen. Dans le centre de Terre-Neuve, près du lac Stoney, les rhyolites recouvrent apparemment des grès plissés du groupe de Botwood, mais le contact n'affleure pas et leurs relations structurales restent incertaines. Les roches des groupes de Cape la Hune et de Stoney Lake sont provisoirement rattachées, en dépit de l'absence de fossiles, au Dévonien inférieur.

Sur la plate-forme d'Avalon, des couches de roches de plate-forme du Dévonien inférieur et du début du Dévonien moyen se trouvent dans le nord de la Nouvelle-Écosse et dans l'île du Cap-Breton. On n'en a pas trouvé dans le sud-est de Terre-Neuve ni dans le sud du Nouveau-Brunswick. Au nord de la Nouvelle-Écosse (Williams, 1914), la formation de Stonehouse, au sommet du groupe

d'Arisaig, est formée d'environ 1,300 pieds de siltstone calcaire gris verdâtre d'origine marine, de schiste argileux, d'ardoise, de grès et de lentilles de calcaire. La formation de Knoydart, probablement de la fin du Gédinnien et du Siegenien, recouvre en concordance la formation de Stonehouse d'une épaisseur d'environ 1,000 pieds formés de grès rouge et vert d'origine terrestre, de siltstone et de schiste argileux contenant par endroits des nodules calcaires. Elle a été mise en place dans un milieu fluvial et deltaïque. La formation de Knoydart contient des fragments de poissons fossilisés et des restes de végétaux. La stratification entrecroisée indique que les courants étaient apparemment nord-ouest, à partir d'une aire de roches ordoviciennes, soulevée au début de l'orogénèse de l'Acadien. Des roches semblables à celles des formations de Stonehouse et de Knoydart existent dans la partie orientale des monts Cobequid. A cet endroit, la formation de Knoydart est recouverte graduellement par des coulées d'andésite jugées apparentées à la partie inférieure du groupe de River John situé à quelques milles au nord-est. Ce groupe est formé de plus de 6,000 pieds de couches d'origine non marine déposées dans un milieu fluvial. Les 1,500 pieds à la base comprennent surtout du siltstone gris et rouge, du grès, du schiste argileux et des coulées de basalte, avec un peu de conglomérat et des calcaires pétrolifères. S'y trouvent également des filons d'albertite. Les 4,500 pieds au-dessus sont formés de conglomérat rouge-brun, de grès et de siltstone. Les spores des couches supérieures de la partie inférieure datent probablement du Dévonien moyen. Les fragments ont jusqu'à 5 pieds de diamètre, quelques-uns sont du calcaire fossilifère provenant de la formation de Stonehouse. Les grès du groupe de River John contiennent très peu de feldspath; leur source d'origine n'était pas évidemment une région de terrains granitiques, tandis que le grès des couches discordantes sus-jacentes du Carbonifère contient d'abondants fragments de feldspath potassique, de plagioclase et de quartz-feldspath. Tout comme pour la formation de Knoydart, la source des matériaux détritiques du groupe de River John n'est pas très éloignée au sud, et les couches siluriennes de la partie orientale des monts Cobequid en sont probablement l'origine.

Dans le sud-est de l'île du Cap-Breton (Weeks, 1954), la formation de McAdam Lake, probablement du Dévonien moyen, repose en discordance sur des couches cambriennes et peut-être sur des roches granitiques d'âge supposé de l'Ordovicien. De puissance inconnue, elle est constituée de conglomérat plissé gris, d'arkose, de schiste argileux renfermant des fossiles de végétaux et un peu de tuf, probablement déposés en milieu fluvial. Le conglomérat contient des cailloux de quartz et de grès et quelques blocs de granite, de rhyolite et de diorite.

Dans la fosse de Meguma, la formation de Torbrook du Dévonien inférieur (Smitheringale, 1960) recouvre en concordance la formation de Kentville du Ludlovien dans l'ouest de la Nouvelle-Écosse et est coupée par des

granites dévoniens. La formation de Torbrook comprend environ 5,000 pieds d'ardoise, de siltstone, de quartzite et de calcaire pétrolifère et renferme de nombreux spécimens de brachiopodes. Intercalées dans cette succession, s'étendent des couches d'une formation de fer quartzitique anciennement exploitée. Les couches inférieures ne contiennent pas de fossiles et celles du sommet renferment des débris de végétaux. La formation de Torbrook représente un dépôt marin normal dans une mer peu profonde, mais la formation ferrifère et les débris de végétaux forment les indices d'un milieu littoral. La sédimentation marine dans la fosse de Meguma a pris fin vers le début du Dévonien et, environ à la même époque, dans la dépression de Notre-Dame et sur la plate-forme d'Avalon.

Plate-forme du Saint-Laurent (fig. VI-18, 19). Des couches du Dévonien inférieur et du début du Dévonien moyen demeurent conservées à trois endroits très séparés sur la plate-forme du Saint-Laurent: l'un d'eux se trouve dans le sud-ouest de l'Ontario, l'autre est une brèche diatrème du Crétacé dans le bassin de Québec, et le troisième est dans le sud-ouest de Terre-Neuve. La majeure partie de la plate-forme était probablement submergée durant presque toute la fin du Dévonien inférieur et périodiquement durant le Dévonien moyen et supérieur, alors que les mers couvraient tout le sud du Bouclier canadien et étaient reliées à celles de la plate-forme de la baie d'Hudson.

Au cours du Gédinnien, le sud-ouest de l'Ontario a subi l'érosion. Le sel a été lessivé de la formation de Salina du Silurien supérieur. Les plus anciennes roches dévoniennes de la région constituent la formation d'Oriskany du Siegenien; elles se présentent sous forme de restes d'érosion dans la péninsule Niagara et sous les parties adjacentes du lac Érié (Sanford, 1968). Elles consistent en grès orthoquartzitiques gris clair, à grain moyen à grossier, d'une puissance allant jusqu'à 20 pieds et recouvrent en discordance la formation de Bertie du Silurien supérieur. Les grès orthoquartzitiques de l'Ontario et de l'ouest de l'État de New York dérivent probablement des roches cristallines des monts Adirondacks ou du Bouclier canadien, tandis que ceux du sud-est de la fosse d'Alleghany seraient originaires des roches ordoviciennes et siluriennes du géosynclinal appalachien soulevé au début de l'orogénèse de l'Acadien. La formation de Bois Blanc, de l'Emsien, recouvre en discordance la formation d'Oriskany ou les formations de Bass Islands et de Bertie du Silurien supérieur, et correspond à la formation de Scoharie de l'est de l'État de New York (Oliver, 1966). Dans la péninsule Niagara et sous la partie orientale du lac Érié, la formation de Bois Blanc comprend de 15 à 40 pieds de calcaire gris bleuâtre, microgrenu et silteux contenant d'abondants nodules de chert gris dont la quantité excède par endroits celle de la roche carbonatée. Dans cette région, la formation de Bois Blanc renferme une unité inférieure, le niveau de Spring-

vale, formé de grès orthoquartzitiques gris clair, probablement originaires en partie de la formation d'Oriskany sus-jacente. Le grès peut être à la base de la formation de Bois Blanc ou alterner avec les calcaires cherteux à divers horizons plus élevés dans la formation. La formation de Bois Blanc se transforme graduellement et latéralement, vers le nord-ouest, en de la dolomie à grain moyen, de couleur grise à marron. En bordure du lac Huron, où la dolomie se rencontre, la formation atteint une épaisseur de 150 pieds.

Du calcaire, de la dolomie et un peu de grès du début du Dévonien moyen (Eifélien) recouvrent en discordance la formation de Bois Blanc. Cet assemblage, d'une épaisseur de 600 pieds près de l'extrémité sud du lac Huron, s'amincit à 250 pieds sous le lac Érié (fig. VI-21). La formation d'Amherstburg, du début de l'Eifélien, est formée de dolomie brune, saccharoïde, et parfois bitumineuse, et atteint 300 pieds d'épaisseur. Les dépôts de rivage du niveau de Sylvania se présentent en digitation avec les coches inférieures de la région du lac Sainte-Claire, et consistent en une succession de 80 pieds de grès éolien orthoquartzitique à grains très arrondis et triés. La dolomie d'Amherstburg s'amincit vers l'est et se transforme graduellement au niveau d'Edgecliff en calcaire à grain grossier, à crinoïdes et à coraux. Le niveau d'Edgecliff représente les 75 à 100 pieds inférieurs de la formation d'Onondaga de la péninsule Niagara et sous le lac Érié. Il y a des récifs biohermes dans la formation d'Amherstburg et le niveau d'Edgecliff. Le plus connu, celui de Formosa, près du lac Huron, a une aire d'affleurements d'une superficie de 65 milles carrés et présente un relief de 90 pieds. La formation de Lucas recouvre en concordance la formation d'Amherstburg et, dans le centre du bassin de Michigan, elle est formée de couches de sel et d'anhydrite qui s'amincissent et se transforment graduellement et latéralement vers le sud-est en Ontario en 300 pieds de dolomie finement cristallisée, interstratifiée avec de minces lits d'anhydrite près de l'extrémité sud du lac Huron, et se transforme ensuite le long de la bordure nord du lac Érié en du calcaire riche en calcium finement cristallisé et sublithographique de la formation d'Anderson. Au cours d'un soulèvement épéirogénique de la fin de l'Eifélien, la formation d'Anderson et une grande partie de la formation de Lucas ont été enlevées par l'érosion à partir de la péninsule Niagara et de la région sous la partie est du lac Érié. Au-dessus, la formation de Dundee de la fin de l'Eifélien, d'une puissance de 100 pieds, est constituée de calcaire à crinoïdes finement cristallisé et recouvre en discordance la formation de Lucas dans le bassin de Michigan. Elle se transforme graduellement vers le sud-est, à travers le bord érodé de la formation de Lucas, en calcaire brun, aphanitique et cherteux, d'une épaisseur de 200 pieds, des niveaux de Seneca-Moorehouse de la formation d'Onondaga qui repose en discordance sur le niveau d'Edgecliff.

Dans le bassin de Québec, le calcaire du Dévonien inférieur se présente sous forme de blocs dans une brèche diatrème reliée aux intrusions monterégienues de l'île Sainte-Hélène près de Montréal. Les fossiles dans les blocs datent du Gédinnien et du Siegenien. Les blocs conservés dans la brèche fournissent les seuls indices de transgressions marines postérieures à l'Ordovicien supérieur dans le bassin de Québec de la plate-forme du Saint-Laurent.

Dans le bassin d'Anticosti (fig. VI-7), la formation de Clam Bank se trouve sur la rive occidentale de la péninsule Port-au-Port et a récemment été identifiée dans des affleurements sous-marins isolés à quelques milles au large sur environ 80 milles vers le nord-est. D'une puissance d'environ 1,500 pieds, la formation comprend surtout environ 1,500 pieds de grès rouge, grossier et pierreux, à stratification entrecroisée et d'origine terrestre, du schiste argileux et un peu de calcaire (Rodgers, 1965). Les grains détritiques sont surtout du quartz et du feldspath. La formation repose probablement en discordance sur la formation de Long Point de l'Ordovicien moyen. Les brachiopodes des couches supérieures de la formation de Clam Bank datent du Pridoli; certaines couches inférieures et supérieures peuvent être du Ludlovien et du Gédinnien. Les sédiments de la formation de Clam Bank proviennent probablement d'une aire soulevée dans l'est au début de l'orogénèse de l'Acadien. La formation paraît se transformer graduellement vers l'ouest en schiste argileux et en calcaire sous le golfe Saint-Laurent.

Orogenèse de l'Acadien

Métamorphisme régional. Pendant l'orogénèse de l'Acadien, vers la fin du Dévonien moyen et du début du Dévonien supérieur, la plupart des couches pélitiques, non métamorphisées au début, l'ont été régionalement en argilite et en ardoise. D'autres couches l'ont été en schiste et en gneiss du faciès schiste vert et du faciès amphibolite à almandin.

Dans le sud de la Nouvelle-Écosse (Taylor et Schiller, 1966), le quartzite à biotite, le schiste argileux et l'ardoise se transforment vers le sud en du schiste et du métaquartzite contenant de l'oligoclase, de l'andésine, de l'almandin, de la staurotite et de la sillimanite. L'andalousite et la cordiérite se trouvent couramment dans ces roches et dans les schistes pélitiques de l'est de la Nouvelle-Écosse et ont pu se former au cours du métamorphisme thermique provoqué par les granites dévoniens des alentours. À l'extrémité méridionale de la Nouvelle-Écosse, en certains endroits, du paragneiss et de la migmatite bordent les granites. La biotite du schiste, d'un point le plus au sud de la Nouvelle-Écosse, a donné au K-Ar 338 et 383 m.a., ce qui, dans les deux cas, indique un métamorphisme dévonien antérieur à la formation des granites.

Dans le sud du Nouveau-Brunswick, la plupart des roches, régionalement et progressivement métamorphisées en un faciès supérieur au faciès schiste vert, se sont métamorphisées avant l'Acadien. Certains schistes basiques,

originaires du métamorphisme de roches volcaniques du groupe de Coldbrook, appartiennent au sous-faciès quartz-albite-épidote-biotite du faciès schiste vert. La datation au K-Ar de l'actinolite de l'amphibolite a donné 369 m.a., ce qui indique un métamorphisme au cours de l'Acadien.

Dans l'île du Cap-Breton et dans l'île St-Paul, sise à 15 milles de la côte, des schistes et des gneiss se sont formés à partir de roches du groupe de George River du Précambrien et de roches mises en corrélation avec les roches de ce groupe (Neale, 1963; Phinney, 1963). Un métamorphisme progressif régional peut s'être déroulé au cours des orogènes de l'Avalonien, du Taconique et de l'Acadien, mais les effets de chacune dans diverses parties de l'île du Cap-Breton restent peu évidents. Il est certain que le métamorphisme régional acadien s'est développé dans le nord de l'île du Cap-Breton et dans l'île St-Paul. La biotite du schiste à staurotide dans l'île St-Paul a donné au K-Ar 360 m.a., soit un âge similaire à celui des granites identifiés comme d'âge acadien dans la région des Appalaches. Le métamorphisme a donné aux roches le faciès schiste vert et le faciès amphibolite à almandin et, localement, le long des failles majeures du Carbonifère, l'amphibolite est repassée au faciès schiste vert. Dans les roches les plus métamorphisées, les schistes et gneiss péliques contiennent un assemblage divers de staurotide, de disthène, de grenat riche en almandin, de hornblende, d'oligoclase, de biotite, de muscovite et de quartz. Les roches volcaniques sont des amphibolites schisteuses et gneissiques renfermant de la hornblende, de l'oligoclase et du grenat. Associées aux roches fortement métamorphisées, s'étendent de larges régions de gneiss granitique mixte, de pegmatite, de paraschiste et paragneiss, et d'amphibolite.

A Terre-Neuve (Williams, 1969), les roches régionalement métamorphisées au faciès amphibolite à almandin forment près du quart de la région de l'orogène de l'Acadien. Ces roches sont des paraschistes, des paragneiss et des migmatites. Le métamorphisme, probablement du Dévonien, peut être aussi de la fin du Silurien et plus ancien que les intrusions de stocks et de batholites de granite dévonien. Dans l'ouest de Terre-Neuve, le métamorphisme peut être en partie antérieur au Silurien. Sur la côte sud, une zone de migmatite, de schiste et de gneiss s'étend du nord-est de Terre-Neuve à proximité de la baie La Poile. La biotite du schiste ocellé sur la côte sud a donné au K-Ar 393 m.a., ce qui correspond à un âge typiquement acadien. Les roches, formées à partir des roches du groupe de Gander Lake, du groupe de Love Cove et des roches correspondantes à ces groupes, sont des schistes interstratifiés avec des gneiss, des roches quartzo-feldspathiques de composition granitique et des schistes et gneiss ocellés. De gros porphyroblastes tabulaires de feldspath potassique rose forment jusqu'à 50 p. 100 du volume de la roche. Les schistes et gneiss contiennent du grenat, de la sillimanite, du disthène, de l'andalousite et des micas, et forment un assemblage typique du faciès amphibolite à almandin. A l'ouest et au nord, la zone de

migmatite se transforme par un métamorphisme décroissant en schiste et gneiss à biotite, contenant par endroits du grenat, de la sillimanite et du disthène. A leur tour, ces roches passent par les zones à biotite et à chlorite du faciès schiste vert et se transforment graduellement en phyllade et en ardoise. A l'est et au sud, où elles ne sont pas entourées de granite, les migmatites passent par le faciès schiste vert et se transforment graduellement en phyllade et en ardoise. Les roches métamorphiques d'une grande partie du centre-sud de Terre-Neuve étaient à l'origine des roches ordoviciennes et siluriennes. Elles s'étendent au sud-ouest et se transforment graduellement en des couches dévoniennes près de la baie La Poile et se mélangent à la zone de roches métamorphiques orientée vers l'ouest et décrites ci-dessus. Ces roches sont des schistes, des gneiss, quelques gneiss granitiques, des migmatites et des amphibolites. Elles contiennent par endroits du grenat, de la staurotide et de la sillimanite typiques du faciès amphibolite à almandin et, près de plutons de granite, de la cordiérite et de l'andalousite. Dans l'ouest de Terre-Neuve, une zone de roches métamorphiques s'étend depuis la baie Blanche vers le sud-ouest sous le manteau de roches carbonifères jusqu'au Grand lac puis, jusqu'à l'extrémité sud-ouest de Terre-Neuve près de Port-aux-Basques. Ces roches ont probablement subi un métamorphisme pendant les orogènes du Taconique et de l'Acadien. Toutes sont antérieures au Silurien, sauf les roches volcaniques siluriennes à l'extrémité nord-est qui reposent en discordance sur la granodiorite. Dans le nord-est, la muscovite d'un schiste à biotite-muscovite a donné au K-Ar 355 m.a., ce qui atteste que le groupe de Fleur-de-Lys a subi un métamorphisme au cours du Dévonien. D'autre part, la biotite d'un gneiss ocellé de la partie centrale de la zone de roches métamorphiques a donné au K-Ar 452 m.a., ce qui confirme un métamorphisme taconique; par ailleurs, le métamorphisme semble être du Silurien moyen car la datation de la biotite du granite de la partie centrale de la zone a donné au K-Ar 420 m.a. et la muscovite provenant de pegmatites intercalées dans les schistes, les gneiss et les quartzites à l'extrémité sud de la zone a donné 415 et 420 m.a.

Près de la baie Blanche, le groupe de Fleur-de-Lys (Neale et Kennedy, 1967) est constitué de schistes et de gneiss péliques et psammitiques à plis complexes, et d'un peu d'amphibolite dont les assemblages de minéraux sont typiques du faciès amphibolite à almandin: staurotide, disthène et grenat, et de la partie supérieure du faciès schiste vert. La biotite et le grenat sont en partie transformés en chlorite. Près du Grand lac, le groupe de Grand Lake et la formation de Mount Musgrave sont formés de roches métamorphiques dont l'intensité augmente vers l'est à partir de phyllade, de marbre, de quartzite et de schistes caractérisés par un métamorphisme de faible intensité, en des schistes et des gneiss à biotite, interstratifiés avec des roches granitiques caractéristiques de la partie supérieure du faciès schiste vert et de la partie inférieure du faciès am-

phibolite à almandin. Les roches les plus fortement métamorphisées contiennent de la biotite, du grenat, de la sillimanite, de la cordiérite, de l'oligoclase et du quartz.

Tectonique. Presque toute la zone du géosynclinal appalachien a été déformée par les plis et failles de l'orogénèse de l'Acadien et, dans le sud du Québec, elle a été chevauchée le long de la ligne de Logan vers le nord-ouest et le nord jusque sur la plate-forme du Saint-Laurent. Une étroite bande de roches taconiques plissées, située au sud de la région des chevauchements, n'a probablement pas été replissée au cours de l'Acadien (Neale et coll., 1961). Également, dans la région de la baie de la Conception de la presqu'île Avalon (T.-N.), les couches cambro-ordoviciennes sont horizontales, reposent sur le granite Holyrood, et n'ont pas été plissées, bien qu'elles ont probablement été faillées au cours de l'orogénèse de l'Acadien. Les plis acadiens ont généralement des plans axiaux très inclinés, et leurs axes plongent à des angles depuis l'horizontale jusqu'au voisinage de la verticale vers le nord-est et le sud-ouest. Le clivage ardoisier est généralement parallèle ou plus ou moins parallèle aux plans axiaux. Les phyllades et les roches schisteuses à grains fins d'âges divers présentent généralement un système d'anciens plis isoclinaux qui, ultérieurement, a été déformé par des plis verticaux plus ouverts. A une date encore plus récente, les traits secondaires, plis transverses et zones de microfractures (*kink bands*) se sont formés abondamment.

Dans toute la région des Appalaches, les plis et les failles ont des formes arquées, incurvées du nord-est à l'est et vers le nord-est, et forment d'immenses plis ouverts d'entraînement orientés vers la droite (carte 1251A). Au surplus, la ligne de démarcation entre le géosynclinal appalachien et la plate-forme du Saint-Laurent présente la même forme. Il y a d'importantes failles de décrochement parallèles à ces zones. Ces formes semblent être fonction de la direction des éléments tectoniques avant l'Acadien.

Sur la presqu'île Avalon, les plis et les failles dans les roches ordoviciennes et plus anciennes et les failles dans les granites dévoniens sont présumés être de l'Acadien (McCartney, 1967). Les plis sont verticaux et varient de plis ouverts peu prononcés à des plis serrés; la région de la baie de la Conception n'a apparemment pas subi de plissement durant l'Acadien. Plusieurs chevauchements vers l'est avec rejets de plusieurs milliers de pieds, ou moins, coupent les roches cambriennes et plus anciennes de la moitié orientale de la presqu'île Avalon. Les failles de chevauchement sont coupées par, et il est possible qu'elles soient synchrones à, des failles fortement inclinées à direction nord-ouest-nord-est, dont plusieurs ont un déplacement horizontal de plusieurs milles et un déplacement vertical de quelques milliers de pieds. Dans la baie de la Trinité, les failles de décrochements sont à rejet horizontal vers la droite et vers la gauche. Plusieurs

des grandes failles orientées vers le nord et à forte inclinaison étaient apparemment actives à la fin de l'Hadryrien et le sont redevenues pendant l'orogénèse de l'Acadien. Dans l'est de Terre-Neuve, au nord-ouest de la presqu'île Avalon, des plis droits verticaux à direction nord et de longues failles fortement inclinées coupent des roches ordoviciennes et plus anciennes. Tous les plis et certaines failles sont tronqués par le granite dévoniens, mais quelques failles coupent le granite. Quelques couches cambro-ordoviciennes ont été renversées vers l'ouest, d'autres vers l'est. A la baie d'Espoir, des phyllades et des siltstones à plis complexes s'étendent probablement au nord au-delà du lac Gander. Des roches, aux plis lâches et aux plans axiaux, d'un pendage d'environ 55 degrés vers le nord-ouest, sont déformées plus au sud par des plis de cisaillement couchés, au clivage presque horizontal, à pendage de 12 degrés vers le sud-est (pl. VI-10). Dans la partie nord-est et le centre de Terre-Neuve, les plis des couches ordoviciennes sont généralement droits et verticaux ou déversés vers le nord-ouest et très serrés, tandis que ceux du conglomérat et du grès du Silurien sont plus lâches et se trouvent en certains endroits déversés vers le nord-ouest. Les failles sont partout fortement inclinées; quelques-unes ont des intrusions de granite tandis que d'autres coupent le granite. Dans la baie Notre-Dame (Kay, 1967), il y a plusieurs écaillés de couches ordoviciennes et siluriennes à direction nord-est déversées vers le nord-ouest. Ces couches, d'une épaisseur de plusieurs milliers de pieds, forment un homoclinal à pendage sud-est et sont bornées par des failles de décrochements.

Les schistes et les gneiss du groupe de Fleur-de-Lys (Neale et Kennedy, 1967), dans l'ouest de Terre-Neuve, sont déformés suivant des plis complexes. La schistosité la plus prononcée à pendage fortement incliné correspond au plan axial des plis serrés et isoclinaux dans lesquels on distingue par endroits un système plus ancien de plis isoclinaux. Une schistosité de fracture (*strain-slip*), fortement inclinée et parallèle aux plans axiaux des plis serrés plus récents, coupe la schistosité la plus prononcée. Plus récemment, il s'est formé des petits plis de glissements (*flexure-slip folds*) et des zones de microfractures (*kink bands*).

Dans le centre et l'est de la Nouvelle-Écosse (Fyson, 1966), on a déterminé trois temps de formation de plis et de failles reliés à l'orogénèse de l'Acadien. Les plis les plus anciens et les plus prononcés sont verticaux, plongent faiblement et ont un clivage fortement incliné parallèle au plan axial. Des plis plus récents à direction nord et transversaux, reliés à un clivage de fracture fortement incliné, sont petits et n'existent qu'en certains endroits. Les deux systèmes de plis sont plus anciens que les plutons de granite qui les recoupent. La déformation la plus récente est représentée par des zones de microfractures à direction nord-ouest qui se transforment en failles à déplacement latéral vers la gauche; ces plis et failles se sont formés avant et après le granite. Dans le sud-est de

PLANCHE VI-10
Plis couchés de l'Acadien dans l'ardoise et la phyllade du groupe de Baie d'Espoir de l'Ordovicien; ces plis ont été formés par un mouvement, à direction nord-ouest, le long d'un clivage subhorizontal orienté dans le plan axial, baie d'Espoir (T.-N.).



l'île du Cap-Breton, des plis présumés être de l'Acadien sont verticaux et à direction nord; les failles acadiennes qui leur sont associées ont une inclinaison accentuée et présentent un déplacement latéral vers la droite. Dans le nord de la Nouvelle-Écosse, les principaux plis acadiens sont verticaux et déversés vers le sud-est. Leur déformation provient de plis transversaux secondaires, de grandes failles à direction nord-est et fortement inclinées, et de petites failles à direction nord-nord-ouest. Au Nouveau-Brunswick, les plis acadiens sont généralement verticaux et par endroits déversés vers le nord-ouest et le sud-est. Ils varient de lâches à très serrés et ont un clivage parallèle au plan axial des plis. A quelques exceptions près, les plis et le clivage sont à direction nord-est et tronqués par le granite. Les principales failles à direction parallèle à la direction des couches et les failles transversales secondaires coupent les roches plissées; quelques-unes sont antérieures au granite, d'autres, sont postérieures.

Dans les Cantons de l'Est au sud du Québec, toutes les couches siluro-dévonniennes au sud-est de Sherbrooke sont renversées vers le sud-est et constituent un gigantesque homoclinal (St-Julien, 1967). Ces roches recouvrent en discordance des roches cambro-ordoviciennes et ont été

chevauchées vers le nord-ouest par-dessus une zone de roches de l'Ordovicien moyen et supérieur et par-dessus les roches du Silurien supérieur qui les recouvrent en discordance. Les roches du Silurien supérieur elles-mêmes, près du lac Memphrémagog, présentent des plis verticaux, serrés et lâches, et par endroits elles sont légèrement renversées vers le nord-ouest, et présentent un clivage bien développé parallèle au plan axial. La limite nord-ouest de la zone de plissements acadiens est indéterminée, mais elle ne paraît pas s'étendre au-delà de la ligne des massifs de roches ultramafiques taconiques qui bordent la zone de l'anticlinal de Sutton-Bennett au sud-est. Dans la région de Témiscouata-Matapédia, les plis des roches siluro-dévonniennes sont généralement larges et ouverts, et serrés par endroits. Quelques couches sont renversées vers le nord-ouest. Les principales failles sont fortement inclinées; quelques-unes sont nettement des failles de chevauchement à direction nord-ouest, tandis que d'autres sont normales et présentent un flanc sud-est abaissé. En Gaspésie (McGerrigle, 1950), les plis acadiens sont larges et ouverts, plongent à un angle faible vers l'est et vers l'ouest, et produisent le même résultat que dans le nord de la Gaspésie où des synclinaux et des anticlinaux de grande dimension

plongent aux deux extrémités avec des structures allongées en forme de dôme. Dans le sud de la Gaspésie, les couches pélitiques plastiques de la formation de Fortin, les calcaires et les schistes argileux finement stratifiés des formations de Matapédia, de White Head et de Pabos sont souvent en plis serrés froissés. Quelques couches et les flancs de quelques-uns des plis importants sont déversés vers le nord. En général, les couches dans le sud de la Gaspésie ont un pendage plus fort que ceux de la partie nord, sauf celles qui, dans le sud de Gaspé, sont près de la formation de Mictaw et la recouvrent en discordance. Les roches dans le nord de Gaspé sont coupées par quelques failles de chevauchement fortement inclinées à direction nord et par des failles normales dont le côté sud est abaissé. Les failles de chevauchement ont des déplacements horizontaux de moins de quelques milliers de pieds. Les failles longitudinales, normales et fortement inclinées, qui s'étendent sur des milles, ont des déplacements verticaux de plusieurs milliers de pieds; le côté abaissé de quelques failles est au sud, dans d'autres cas il est au nord. D'autres failles dans la partie orientale de Gaspé sont orientées vers le nord-ouest, plus vers le nord que les plis et les failles normales, longitudinales et de chevauchement, et coupent les plis et peut-être aussi les failles longitudinales. Ces failles obliques sont probablement du type normal, avec leur côté nord-est abaissé, ou elles sont peut-être des failles de décrochement. On ignore où se trouve la limite nord de la zone de plissements acadiens au nord des couches siluro-dévonienne dans la région de Témiscouata—Gaspé, mais elle se trouve quelque part au sud du Saint-Laurent.

Les failles de chevauchement, y compris la ligne de Logan, le long de la limite entre le géosynclinal appalachien et la plate-forme du Saint-Laurent dans le sud du Québec, ont poussé les couches pélitiques et psammitiques du géosynclinal cambro-ordovicien vers le nord-ouest et le nord jusque sur les couches calcaires et pélitiques de l'Ordovicien moyen et supérieur de la plate-forme du Saint-Laurent entre le lac Champlain et le Saint-Laurent et le long du Saint-Laurent jusqu'à l'île d'Anticosti. Dans la zone de failles de la ligne de Logan, les couches de roches pélitiques, du complexe de Saint-Germain des Cantons de l'Est, sont plissées et refoulées le long de failles de chevauchement. Les failles marquent la limite septentrionale de la déformation paléozoïque. Des failles de chevauchement se sont produites vers la fin de l'orogénèse du Taconique, mais les chevauchements de l'Acadien seraient responsables de presque tout le raccourcissement actuel, car si les chevauchements qui forment la ligne de Logan s'étaient produits à la fin du Taconique, il semblerait normal de supposer que des matériaux détritiques grossiers provenant des hautes-terres de la région surélevée se seraient déposés sur l'île d'Anticosti avoisinante, où seuls des roches carbonatées et des schistes argileux se sont déposés sans interruption de l'Ordovicien au Silurien. Au sud-ouest de la ville de Québec, sur la rive nord du Saint-Laurent, on trouve des failles normales le long

desquelles le socle cristallin précambrien s'est soulevé et est venu en contact des couches paléozoïques au sud-est. Ces failles peuvent être de l'Acadien ou plus récent.

Sur la côte occidentale de Terre-Neuve et sur la côte sud-est du Labrador, plusieurs failles coupent le socle précambrien, les couches de couverture horizontales ou faiblement ondulées du Paléozoïque et les roches du klippe taconique. Les failles ont un pendage prononcé et ont une direction nord-est. Quelques-unes sont normales, d'autres inverses; dans la plupart, le côté contigu au golfe Saint-Laurent a été affaissé, ce qui donne à l'ensemble une structure en forme de graben. Dans la partie occidentale de la péninsule Port-au-Port, la formation de Clam Bank du Dévonien inférieur est coupée par des failles et se trouve par endroits renversée vers le nord-ouest. Tous ou presque tous ces plis et failles associées datent probablement de l'Acadien, mais quelques-uns peuvent être du Carbonifère ou plus récents.

Roches plutoniques. Les granites acadiens ont pénétré les roches de tous âges, même celles du Dévonien inférieur dans le géosynclinal appalachien, sauf dans certaines parties du Québec méridional, du nord-ouest du Nouveau-Brunswick et de la presqu'île Avalon. Environ 60 déterminations d'âge au K-Ar et quelques-unes au Rb-Sr ont été faites sur des minéraux et échantillons de roches. Les âges obtenus se situent entre 420 et 250 m.a. Nombre d'échantillons ont donné des âges variant entre 350 et 375 m.a., ce qui les situe vers le Dévonien moyen et la fin du Dévonien. La plupart des granites du Nouveau-Brunswick ont donné sur des micas, de 380 à 395 m.a., soit de 20 à 40 m.a. de plus que l'âge moyen de 350 à 380 m.a. des granites de la Nouvelle-Écosse. Plusieurs dates entre 400 et 450 m.a. ont été obtenues sur les phases dioritique et gabbroïque sises en bordures de certains granites de Terre-Neuve, tandis que les phases plus granitiques de l'intérieur de ces masses plutoniques se situent entre 350 et 400 m.a., même si les masses composées de roches plutoniques coupent des roches du Silurien moyen (environ 420 m.a.).

Les roches plutoniques acadiennes du Nouveau-Brunswick, de la Nouvelle-Écosse et du centre de Terre-Neuve atteignent de larges proportions batholitiques, tandis que celles du sud du Québec et du sud-est de Terre-Neuve sont de petits batholites et des stocks. La roche plutonique la plus répandue est un granite à fort pourcentage de quartz; la diorite et le gabbro sont beaucoup moins courants. Lorsque les granites et les roches basiques gisent ensemble, les granites pénètrent les roches basiques ou se transforment graduellement en ces dernières. La plupart des massifs sont régionalement discordants, avec des contacts définis et des parois escarpées; leurs auréoles thermiques sont formées de roches cornéennes.

La diorite et le gabbro forment d'énormes massifs dans l'ouest et le sud-ouest du Nouveau-Brunswick et l'île du Cap-Breton. Ils se présentent sous forme de masses discrètes ou de phases en bordure des granites et consistent

en des roches de couleur sombre, de granulométrie variable, et à hornblende, pyroxène et/ou biotite. Les diorites et les gabbros contiennent de petites quantités de granodiorite de la phase la plus récente et de la diorite quartzique. La plupart de ces roches basiques sont chloritisées et saussuritisées.

La plupart des granites sont de la granodiorite et de la monzonite quartzique à biotite; d'autres variétés contiennent de la hornblende et de la muscovite, généralement accompagnées de biotite. Les phases les plus récentes de ces successions granitiques (Poole, 1963) sont généralement riches en muscovite, de coloration chamois et équi-granulaires ou porphyriques; plusieurs de ces phases renferment de la fluorine, de la tourmaline, du béryl, de la cassitérite, de la wolframite et de la molybdénite; quelques-unes de ces phases sont par endroits altérées en greisen. Les massifs granitiques dans le centre du Nouveau-Brunswick ont des côtés verticaux et des toits ondulés; certains ont été partiellement décapités. Dans le nord de la Gaspésie et le sud-est de l'île du Cap-Breton, les granites sont associés à des masses, des filons-couches et des dykes de rhyolite et de porphyre. Dans le nord de la Gaspésie et le nord du Nouveau-Brunswick, des roches skarns contiennent des gîtes de sulfures, des métaux communs, tandis que dans le sud de la Nouvelle-Écosse, des filons de quartz aurifère, dont quelques-uns contiennent de la scheelite comme minéral accessoire, se sont formés dans les couches du groupe de Meguma. Les roches granitiques du nord de l'île du Cap-Breton (Neale, 1963) comprennent une suite de roches à texture et composition beaucoup plus variées; elles ont été mises en place dans un milieu métamorphique, de schistes et gneiss interstratifiés avec des roches granitiques et en partie feldspathisés. Le schiste et le gneiss forment aussi des inclusions feldspathisées dans la roche granitique en mouvement à une époque. Nombre de ces roches sont des migmatites. Quelques granites grossiers contiennent des porphyroblastes de micro-perthite dont la longueur atteint jusqu'à 3 pouces. Les massifs de granite les plus récents se transforment graduellement le long de leurs contacts aux roches métamorphiques et sont formés d'un mélange de granodiorite, de granite et de syénite à biotite, muscovite et hornblende. Certaines phases sont gneissiques.

Les roches plutoniques acadiennes à Terre-Neuve occupent environ un tiers de l'aire des affleurements de la zone du géosynclinal appalachien et comprennent diverses roches depuis le gabbro jusqu'au granite alcalin. On attribue à l'Ordovicien les massifs de roches ultramafiques de Terre-Neuve, mais l'un d'eux, formé de serpentine, de péridotite serpentinisée et de gabbro stratifié, d'environ 10 milles de diamètre, semble avoir pénétré le groupe de Botwood du Silurien, dans ce cas, il pourrait être de l'Acadien. Les roches plutoniques, de mafiques à siliciques, comprennent quatre groupes principaux. Les roches du groupe présumé le plus ancien ont pénétré le groupe de Botwood du Silurien moyen; la biotite a donné un âge

entre 350 et 450 m.a., c'est-à-dire entre l'Ordovicien moyen et la fin du Dévonien. La plupart des massifs de ce groupe comprennent: du gabbro à augite surtout massif, en partie stratifié, de la diorite à hornblende et de la diorite quartzique à biotite et hornblende. Les diorites ont subi l'intrusion de la granodiorite à biotite et à hornblende et de la monzonite quartzique; de petites quantités de syénite à hornblende et de monzonite se trouvent en contact graduel avec les roches des autres phases. Les contacts avec les roches stratifiées encaissantes sont définis et il s'est formé par endroits des agmatites; les auréoles thermiques sont plutôt étroites. Il est possible qu'appartiennent à ce groupe les roches plutoniques de la péninsule Burin, constituées de granite feuilleté à hornblende et biotite, de diorite et de gabbro. Des micas du second groupe des massifs de roches plutoniques ont donné des âges au K-Ar entre 350 et 370 m.a., c'est-à-dire vers le Dévonien moyen et supérieur. Ces massifs sont formés de monzonite quartzique à biotite, uniformément massive, à gros grain, de couleur rose à grise, et porphyrique, communément appelée granite du type Ackley. Les phénocristaux, de forme tabulaire, sont de la perthite et mesurent jusqu'à 4 pouces de longueur. Les granites ont des contacts bien définis et les auréoles thermiques sont étroites. Le troisième groupe de roches plutoniques est moins abondant. Il est mélangé au second groupe dans l'est et le sud de Terre-Neuve, et consiste en une leucomonzonite quartzique à muscovite et grenat. La muscovite a donné au K-Ar 360 m.a. Les roches sont massives, généralement à grain moyen et équi-granulaire, et contiennent des grenats roses disséminés dans la roche et une abondance de feldspath potassique blanc. Elles sont associées à des pegmatites blanches et la tourmaline et le béryl en sont des minéraux accessoires. Les massifs de roches plutoniques présumés être les plus récents se trouvent à l'est des principales régions d'intrusion granitique et dans la partie ouest cambro-ordovicienne de la plate-forme d'Avalon. Ils sont des granites alcalins massifs et de petits batholites et se trouvent dans la péninsule Burin et près de Treytown, dans la baie Bonavista. Ils ont une couleur rose pâle à rouge, leucocrates, un grain moyen à grossier, équi-granulaires et massifs. Les cavités miarolithiques sont courantes dans les massifs de la péninsule Burin. Les granites sont composés d'une abondance de quartz et de perthite, d'un peu d'albite avec par endroits de la riebeckite et de la fluorine. L'analyse d'un échantillon a donné environ 11 p. 100 de Al_2O_3 , et plus de 8 p. 100 de soude et potasse. On extrait de la fluorine de filons dans les granites à St. Lawrence. Des dykes et des feuilletés de rhyolite porphyrique coupent les couches et les granites alcalins de la péninsule Burin.

Des dykes de diorite, de diabase et de gabbro coupent les roches à plissement acadien et les massifs acadiens. La plupart datent probablement du Dévonien, d'autres du Mésozoïque. Généralement non déformés, ils sont formés de plagioclase, de hornblende et d'augite et parfois légèrement altérés.

Fin du Dévonien moyen et Dévonien supérieur

Géosynclinal appalachien (fig. VI-20). Sur la plate-forme du Nouveau-Brunswick, le long de la baie des Chaleurs (Alcock, 1936), la formation de Fleurant, formée de 45 pieds de conglomérat polymictique fluvial, recouvre selon une lacune stratigraphique ou en discordance faiblement angulaire la formation de Pirate Cove. Le conglomérat contient des cailloux et des blocs, jusqu'à 4 pieds de long, de roches volcaniques de Dalhousie, de granite, de roches de la formation de Pirate Cove et de diverses autres roches. La formation de Escuminac recouvre en concordance la formation de Fleurant et consiste en 370 pieds de schiste argileux gris et de grès d'origine terrestre renfermant des fossiles de poissons et des restes de végétaux du début du Dévonien supérieur. La formation de Escuminac est recouverte en discordance par un conglomérat carbonifère (Namurien?).

Le long du bord nord-ouest de l'épieugéosynclinal de Fundy, dans le sud du Nouveau-Brunswick, la formation de Perry est formée de plus de 2,100 pieds de grès, de conglomérat et de siltstone, de couleur rouge et d'origine terrestre, et de quelques coulées de basalte et bancs de tuf. Dans le Maine, on y trouve des restes de végétaux du Dévonien supérieur. Les fragments du conglomérat, au diamètre maximum de 6 pouces, sont des roches volcaniques du groupe de Mascarene, du granite et diverses roches. Des chenaux d'érosion, de la stratification entrecroisée dans des chenaux d'érosion et des fragments en imbrication indiquent un courant à direction sud. Près de Moncton, la formation de Memramcook, formée de grès et de conglomérat rouges d'origine non marine, est située à la base d'une succession mississippienne et a récemment fourni des spores du Dévonien supérieur.

Sur la plate-forme de Terre-Neuve, les formations de Great Bay de l'Eau, de Terrenceville et de Pools Cove, du Dévonien supérieur, sont formées de conglomérat rouge et d'intercalations de grès arkosique, de siltstone, et de schiste argileux. Elles recouvrent en discordance des couches du Silurien et des roches plus anciennes. Les deux

premières formations renferment des restes de végétaux du Dévonien supérieur, mais, récemment, la formation de Terrenceville a donné des spores qui la situeraient au début de Mississippien. La formation de Pools Cove est coupée par du granite, dont quelques fragments apparaissent dans la formation de Great Bay de l'Eau. Ces formations, d'une puissance de 1,000 à 3,000 pieds, sont inclinées et légèrement plissées. Les fragments qu'elles contiennent proviennent des formations plus anciennes du voisinage et de granites. Des rides de plage, des fissures de retrait, des empreintes de pluie et des restes de végétaux suggèrent une mise en place dans un milieu terrestre et probablement fluvial.

Les phases de déformation et d'intrusion de roches plutoniques attribuables à l'accident des Maritimes de la fin du Dévonien restent difficiles à distinguer des phases de déformation du Carbonifère et du Permien. Dans la plus grande partie du géosynclinal appalachien, les couches les plus anciennes, postérieures au Dévonien moyen, sont du Mississippien moyen ou plus récentes. Dans la baie des Chaleurs, la formation de Escuminac du Dévonien supérieur a été inclinée, soulevée et érodée, puis a eu lieu la mise en place de la formation de Bonaventure qui remonte au Carbonifère (Namurien?). Dans la baie de Fortune dans le sud de Terre-Neuve, la formation de Terrenceville du Dévonien supérieur est inclinée, légèrement plissée et des roches précambriennes originaires du sud-est l'ont probablement chevauché à la fin du Dévonien. A quarante milles à l'ouest, la formation de Great Bay de l'Eau est inclinée, fortement plissée, et a subi l'intrusion du massif de granite de Belleoram. La biotite de ce massif a donné au K-Ar 342 m.a., c'est-à-dire un âge près de la limite entre le Dévonien et le Mississippien. Le stock de granite est une monzonite quartzique à hornblende et biotite massive et à grain moyen. Le toit du massif est presque un plan et horizontal.

Plate-forme du Saint-Laurent (fig. VI-20, 21). Dans le sud-ouest de l'Ontario, les sédiments de la fin du Dévonien

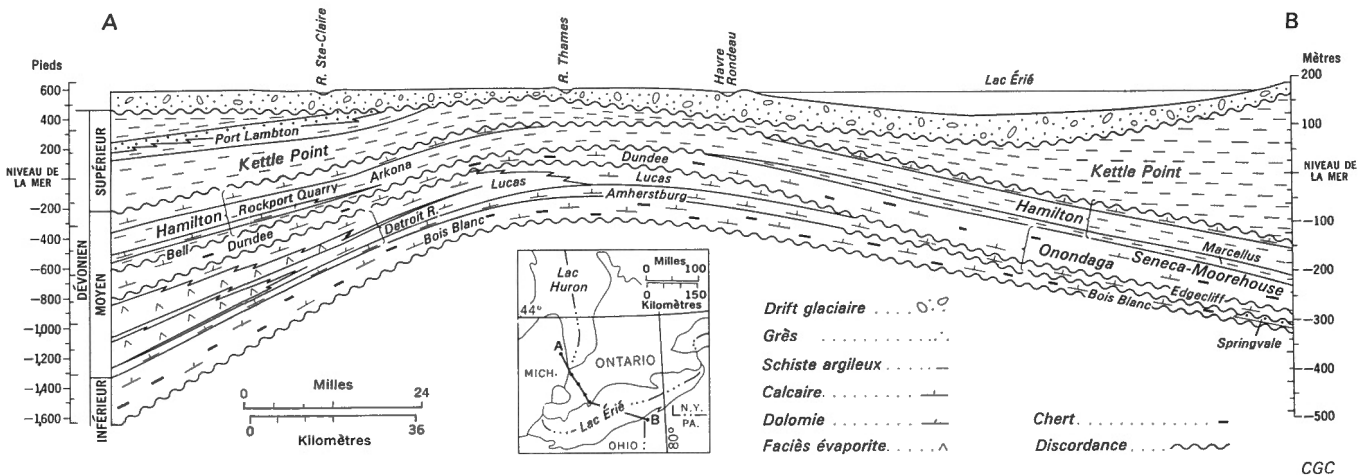


FIGURE VI-21. Coupe transversale des roches dévoniennes de l'arche d'Algonquin, du sud-ouest de l'Ontario (B. V. Sanford).

moyen et du Dévonien supérieur se sont déposés d'une façon continue dans le géosynclinal appalachien pendant l'orogénèse de l'Acadien et l'intervalle de l'accident des Maritimes de la fin du Dévonien (Sanford, 1968). On ignore l'ancienne répartition de ces couches sur la plate-forme du Saint-Laurent, mais des couches semblables existent sur la plate-forme de la baie d'Hudson, ce qui donne à croire que les deux régions étaient probablement reliées.

Le groupe d'Hamilton du Givétien, d'une puissance de 300 pieds près de l'extrémité sud du lac Huron en bordure du bassin de Michigan, passe à 200 pieds sous le milieu du lac Érié, dans le nord de la fosse d'Alleghany. Les couches inférieures constituent la formation de Marcellus et sont formées de 50 pieds de schiste bitumineux noir et d'un peu de calcaire argilacé. Le calcaire repose en concordance sur le calcaire de Seneca sous le milieu du lac Érié. Durant le soulèvement et l'érosion subséquents, les schistes argileux de la formation de Marcellus, probablement beaucoup plus étendus, ont subi l'érosion. Le schiste argileux d'Arkona et le calcaire d'Ipperwash mis en place ultérieurement, d'une puissance de 150 pieds sous le lac Érié, intersectent la surface d'érosion des formations de Marcellus et de Dundee et se transforment graduellement vers l'ouest en couches alternées de schiste argileux et de calcaire d'une puissance de 300 pieds en bordure du bassin de Michigan. Près du lac Huron, le groupe

d'Hamilton comprend plusieurs formations qui, de bas en haut, sont le schiste argileux de Bell (60 pieds), le calcaire de la carrière de Rockport (10 à 20 pieds), le schiste argileux d'Arkona (120 pieds), le calcaire et le schiste argileux de Hungry Hollow (6 pieds), le schiste argileux et le calcaire de Widder (45 pieds), et le calcaire d'Ipperwash (94 pieds).

Les couches du Dévonien supérieur sont recouvertes par la formation de Chatham Sag entre les arches d'Algonquin et de Findlay dans le sud-ouest de l'Ontario, et constituent les couches les plus récentes de la succession paléozoïque (Sanford, 1968). Elles ont une puissance maximale de 350 pieds en Ontario et s'épaississent à 985 pieds vers le nord-ouest, au nord-ouest de Michigan et à 1,000 pieds vers le sud-est le long de la rive sud du lac Érié. La formation de Kettle Point recouvre en discordance le groupe d'Hamilton et est composée de schiste bitumineux noir et brun foncé et d'intercalations de schiste argileux vert grisâtre. Là où ils affleurent sur la rive du lac Huron, les schistes argileux contiennent de nombreuses concrétions calcaires, dont le diamètre peut atteindre plusieurs pieds, et appelées communément «marmite» (pl. VI-11). La formation de Kettle Point, d'une puissance de 250 pieds près de l'extrémité sud du lac Huron, s'amincit à 100 pieds ou moins vers le sud-est dans Chatham Sag, puis s'épaissit à 1,000 pieds le long de la rive sud du lac



PLANCHE VI-11. Concrétion calcaire appelée «marmite» dans le schiste argileux noir de la formation de Kettle Point du Dévonien supérieur, dans la partie sud du lac Huron (Ont.).

Érié. Au sud du lac Huron, la formation de Kettle Point est recouverte en concordance par trois formations d'une puissance globale de 200 pieds, qui s'épaississent vers l'ouest dans le bassin de Michigan, où elles sont sous-jacentes à des roches détritiques non marines du Mississippien non représentées dans le sud-ouest de l'Ontario. Les formations comprennent, de bas en haut, le schiste argileux de Bedford, le grès micacé de Berea et le schiste argileux noir de Sunbury.

Carbonifère et Permien

Résumé tectonique

Les roches du Carbonifère reposent en discordance régionale sur des granites et des couches antérieures au Dévonien moyen qui ont été déformées par l'orogénèse de l'Acadien, mais elles recouvrent par endroits en concordance des roches postacadiennes du Dévonien supérieur. Ces roches ne se rencontrent pas sur la plate-forme du Saint-Laurent au Canada.

Les sédiments carbonifères, presque tous d'origine non marine, ont été déposés dans un groupe de fosses reliées entre elles ou dans des bassins d'entremont dans une région d'affaissement régional, appelée l'épieugéosynclinal de Fundy (fig. VI-22 à 28). La région d'affaissement maximal s'étendait probablement à partir de la baie de Fundy, dans le sud-est du Nouveau-Brunswick, jusqu'au sud-ouest

de Terre-Neuve. C'est dans cette région que se trouvent les sections les plus épaisses et les plus complètes de roches carbonifères. Bien qu'il y ait des discordances mineures dans les roches du Carbonifère (pl. VI-12), la sédimentation s'est probablement poursuivie sans arrêt dans un endroit ou dans un autre de l'épieugéosynclinal jusqu'au début du Permien. Les zones de sédimentation ont été la plupart du temps, séparées les unes des autres par des zones actives supplémentaires qui les alimentaient en matériaux détritiques, mais elles n'ont pas toujours été séparées pendant toute la durée du Carbonifère et le début du Permien. En d'autres temps, ce qui était antérieurement des bas-plateaux et des aires d'alimentation s'est transformé en bassins de sédimentation.

Pendant une grande partie du Carbonifère, il a existé un équilibre précaire entre les bassins de sédimentation et les aires d'alimentation. C'est ce qui ressort de l'étude de quelques sections de roches carbonifères. Ces sections sont formées de plusieurs milliers de pieds de roches détritiques grossières dont la composition, la texture et les traits primaires sont semblables d'un endroit à l'autre. Le maintien des aires d'alimentation à un niveau plutôt constant, relativement au niveau des bassins adjacents de sédimentation, est attribuable au soulèvement continu des aires d'alimentation, soulèvement qui est dû soit à la formation de bourrelets, soit au mouvement le long des failles qui entourent ces aires. L'affaissement ou le soulèvement épéirogénique de l'entière succession carbonifère de

PLANCHE VI-12

Discordance d'érosion entre du conglomérat et du grès conglomératique du groupe de Horton et du calcaire sus-jacent du groupe de Windsor, dans le bassin d'Antigonish-Mabou (N.-É.).



tout l'épieugéosynclinal de Fundy et des plates-formes environnantes a eu lieu en même temps que le plissement ou le peu de failles qui ont affecté les bas-plateaux et les zones de bordures de l'épieugéosynclinal. Les mouvements épéirogéniques étaient généralement dans une direction opposée aux mouvements locaux, de telle sorte que l'affaissement épéirogénique se produisait en même temps que le soulèvement des aires locales d'alimentation.

La conjonction de l'affaissement épéirogénique et des soulèvements locaux, durant la mise en place du Carbonifère inférieur, est indiquée par le fait que chaque unité rocheuse s'étend sur les flancs des aires actives au-delà de l'unité qu'elle recouvre. Ce phénomène s'est poursuivi jusqu'à la fin du Carbonifère inférieur, alors qu'une mer peu profonde a submergé une grande partie de la région de l'orogène de l'Acadien. Au cours de l'intervalle précédent, les îles de cette mer avaient été la source des sédiments non marins. L'érosion et le soulèvement de ces îles se sont poursuivis durant la période de sédimentation marine, ce qui a donné naissance à des dépôts marginaux de matériaux grossiers et fins. Le soulèvement épéirogénique durant la sédimentation marine a amené le retrait de la mer, d'abord de la plate-forme du Nouveau-Brunswick et de certaines parties au moins des bassins de Moncton et de Cumberland et, plus tard, du reste de la région des Appalaches. A mesure du retrait de la mer, des matériaux non marins hétérogènes se sont déposés en concordance sur les sédiments marins dans les régions axiales des bassins. A la fin du Carbonifère inférieur ou au début du Carbonifère supérieur, l'Est du Canada se retrouvait entièrement dans des conditions continentales.

Le soulèvement épéirogénique s'est poursuivi pendant le début du Carbonifère supérieur. L'aire de sédimentation était plus petite que celle de la sédimentation marine antérieure et, en général, les sédiments ont continué à se déposer dans une mer en retrait. Certaines parties de la région ont été plus soulevées que l'ensemble de la région et ont continué de servir d'aires d'alimentation pour les sédiments alluviaux des bassins adjacents.

Il y a eu de nouveau conjonction d'affaissement épéirogénique et de soulèvement locaux; cette conjonction a duré de la fin du Namurien au début du Westphalien C. A la fin du Westphalien B, ou au début du Westphalien C, toute activité tectonique avait cessé dans les bas-plateaux voisins; il en a résulté que la sédimentation carbonifère ultérieure a été essentiellement contrôlée par les mouvements épéirogéniques. A partir du Westphalien D jusqu'au début du Permien, les sources de sédiments étaient taries ou de nouveau le soulèvement épéirogénique a restreint la sédimentation à la partie est du Nouveau-Brunswick, à l'Île-du-Prince-Édouard, à la partie nord de la Nouvelle-Écosse, et aux parties ouest et est de l'île du Cap-Breton. Ces aires faisaient probablement partie d'un bassin plus étendu.

Les sédiments non marins des bassins carbonifères étaient en grande partie du gravier, du sable, du silt et

de la boue déposés dans un milieu fluvial ou sur des plaines inondables; il y avait aussi du sable, du silt et de la boue déposés en milieu lacustre et marécageux. Les divers faciès se présentent sous forme de lentilles, qui sont en digitation et interstratifiées et généralement transgressives dans le temps. Ce mélange de faciès est encore plus accentué par des intercalations de gravier et de sable alluviaux. Un peu partout dans les bassins du Carbonifère supérieur existaient d'assez vastes marécages où s'est formée de la houille. On a extrait de la houille des couches du Westphalien A, B, C et D. Les sédiments marins comprennent des couches rouges à grain fin, des calcaires et des évaporites; ces roches se transforment souvent graduellement et latéralement en des couches rouges variant de grain fin à grossier dans le voisinage des bas-plateaux. De minces coulées de basalte, d'andésite et de rhyolite existent çà et là à différents niveaux stratigraphiques dans le Carbonifère.

L'activité tectonique du Carbonifère, à laquelle on a donné le nom d'accident des Maritimes, a affecté surtout les régions de bassins de l'épieugéosynclinal de Fundy (fig. VI-29). Cet accident se reconnaît à des discordances locales, à des plis ouverts à amplitude variable, à des failles inverses et à des failles de décrochement à fort pendage surtout le long de la zone de bordure entre les bassins et les bas-plateaux. Également, il s'est formé à un endroit des petits massifs et des dykes de granite au cours du Carbonifère. Sur les plates-formes, les restes de cet accident sont inexistantes ou limités, seuls de très grands plis ouverts et quelques failles locales en témoignent; dans cette région, la principale activité tectonique a été les affaissements et les soulèvements épéirogéniques.

Dans l'épieugéosynclinal, les discordances sont surtout locales et dans le voisinage des bas-plateaux. Leurs différences d'âge d'un endroit à l'autre indiquent que le mouvement des bas-plateaux ne s'est pas effectué simultanément, mais qu'il s'est produit un certain décalage d'un endroit à un autre. En outre, le contact entre deux unités stratigraphiques peut être concordant en bordure d'un bas-plateau et discordant au voisinage d'un autre. Chaque bassin a eu son propre développement, mais dans tous les cas, la sédimentation a été continue pendant toute la durée du Carbonifère.

Dans le bassin de Moncton, les couches du Westphalien A recouvrent sur une grande étendue toutes les roches carbonifères plus anciennes, et ailleurs, ce sont les roches du Westphalien C ou des roches plus récentes qui les recouvrent. Cette couverture est tantôt concordante tantôt discordante dans la région de l'épieugéosynclinal; elle est discordante dans les régions des plates-formes. Ces roches carbonifères ont un faible pendage, sauf au voisinage des failles; lorsqu'elles sont plissées, elles présentent des plis très largement ouverts qui sont probablement attribuables aux dernières convulsions de l'accident des Maritimes ou à la formation des dômes de sel.

Nomenclature stratigraphique

La subdivision des roches carbonifères la plus généralement utilisée est essentiellement celle basée sur la stratigraphie et l'âge préconisés par Bell en 1958. Les subdivisions de Bell les plus récentes (tabl. VI-1) sont des versions à peine modifiées de celles qu'il avait proposées en 1927. Bien que les principales unités portent le nom de groupes et puissent être partiellement définies par la lithologie, c'est surtout par leur âge qu'elles ont été définies, et cet âge est lui-même déterminé par les fossiles. L'application à la lettre de la subdivision de Bell, basée sur la chronologie stratigraphique et l'âge, a obligé les géologues à placer les limites des «groupes» à des endroits où il n'y a pas de changement lithologique.

Pendant bien des années, les subdivisions de Bell sont demeurées inchangées, mais récemment, à la suite des progrès considérables accomplis dans les études portant sur la stratigraphie, la sédimentation et la tectonique du Carbonifère, il a fallu modifier l'interprétation des données. Par exemple, les groupes créés par Bell étaient autrefois considérés comme séparés les uns des autres par des intervalles d'inactivité dans la sédimentation, sauf localement entre les groupes de Windsor et de Canso. On reconnaît aujourd'hui que les contacts entre la plupart des groupes, sinon la totalité, sont en concordance à certains endroits et que certains de ces contacts sont diachrones.

On a tenté de mettre les roches carbonifères en corrélation d'après les discordances, mais on sait maintenant que les discordances résultent de mouvements locaux dont

les effets n'affectent que de petites régions. De plus, les discordances se situent à des niveaux stratigraphiques divers dans différentes régions. Il se peut qu'il existe une exception d'importance régionale; il s'agit de la discordance sise sous le groupe de Pictou, la partie la plus récente du Carbonifère supérieur. Dans la partie occidentale de l'île du Cap-Breton et sur presque toute l'étendue du bassin de Cumberland, ce groupe est généralement en discordance sur des roches carbonifères plus anciennes ou sur des roches antérieures au Carbonifère. En deux endroits du bassin de Cumberland, le groupe de Pictou, en tant qu'unité chrono-stratigraphique, recouvre probablement en concordance le groupe de Cumberland sous-jacent, tandis que dans la plupart des autres bassins le groupe de Pictou recouvre des couches plus anciennes sans la moindre discordance angulaire; on n'y reconnaît seulement qu'une lacune peu importante de sédimentation.

Les groupes de Horton et de Windsor du Carbonifère inférieur ne servent plus maintenant qu'à désigner des unités litho-stratigraphiques. Le groupe de Horton est essentiellement le même que celui défini par Bell, sauf qu'on a supprimé la restriction quant au Tournaisien. Le groupe de Windsor, qui est de partiellement à entièrement marin, ne s'emploie maintenant que comme une unité litho-stratigraphique et ne s'applique qu'aux couches qui incluent du calcaire et/ou des évaporites d'origine marine. La subdivision du Carbonifère supérieur, en unités stratigraphiques, pose toujours un problème, bien qu'on ait fait quelques progrès dans ce domaine (tabl. VI-2). Ici, le

TABLEAU VI-1

Couches carbonifères dans les provinces Maritimes (d'après Bell, 1958)

Groupe	Âge
Pictou Discordance et lacune stratigraphique locales	Westphalien C et D
Cumberland Discordance et lacune stratigraphique locales	Début du Westphalien B
Riversdale Discordance et lacune stratigraphique locales	Westphalien A
Canso Concordance et lacune stratigraphique	Début du Namurien et (?) fin du Viséen
Windsor Rare discordance et lacune stratigraphique locales	Viséen
Horton Discordance	Tournaisien

TABLEAU VI-2

Stratigraphie carbonifère dans les provinces Maritimes

Groupe	Âge
Pictou Discordance, lacune stratigraphique et concordance locales	Westphalien C au début du Permien
Cumberland Discordance, lacune stratigraphique et concordance	Westphalien A, B et (?) début du Westphalien C
Riversdale Concordance, lacune stratigraphique et discordance locales	Fin du Namurien et Westphalien A
Canso Concordance et lacune stratigraphique	Fin du Viséen à la fin du Namurien
Windsor Concordance, lacune stratigraphique et rare discordance locales	Viséen au début du Namurien
Horton Discordance	Fin du Dévonien, Tournaisien et début du Viséen

terme «groupe» sera employé dans le sens proposé ou utilisé antérieurement, c'est-à-dire avec une connotation biostratigraphique ou chrono-stratigraphique. Employé sans guillemets, ce terme désigne une unité litho-stratigraphique.

Carbonifère inférieur

Le groupe de Horton (fig. VI-22) consiste en une succession de roches sédimentaires et volcaniques d'origine continentale. Ces roches surtout du Tournaisien (début du Carbonifère inférieur) recouvrent en discordance des roches dont l'âge remonte jusqu'au Précambrien et sont, à leur tour, recouvertes en concordance et rarement en discordance par les couches en partie marines du groupe de Windsor. La région type de ce groupe se trouve dans la partie sud du bassin des Mines, où il se divise en deux formations: la formation inférieure de Horton Bluff, et la

formation supérieure de Cheverie. Ces formations ne sont pas reconnues en dehors de la région type. On a utilisé le terme «groupe de Horton» partout en Nouvelle-Écosse et au Nouveau-Brunswick, mais on désigne du nom de «groupe d'Anguille» les roches lithologiquement comparables en Terre-Neuve qui occupent la même position stratigraphique. La formation de Horton Bluff est formée de 1,000 à 3,400 pieds de siltstone, de schiste argileux et d'un peu de calcaire ferrugineux, et la formation de Cheverie consiste en 600 pieds de grès, de siltstone, de schiste argileux et d'arkose. Le grain fin des roches des formations de Horton Bluff et de Cheverie ne semble exister que dans le bassin des Mines et dans le sous-sol du bassin de Cumberland.

Dans les bassins de Moncton, d'Antigonish-Mabou, de St-Georges et de White Bay, les groupes de Horton et d'Anguille sont typiquement composés de grès rouge ou

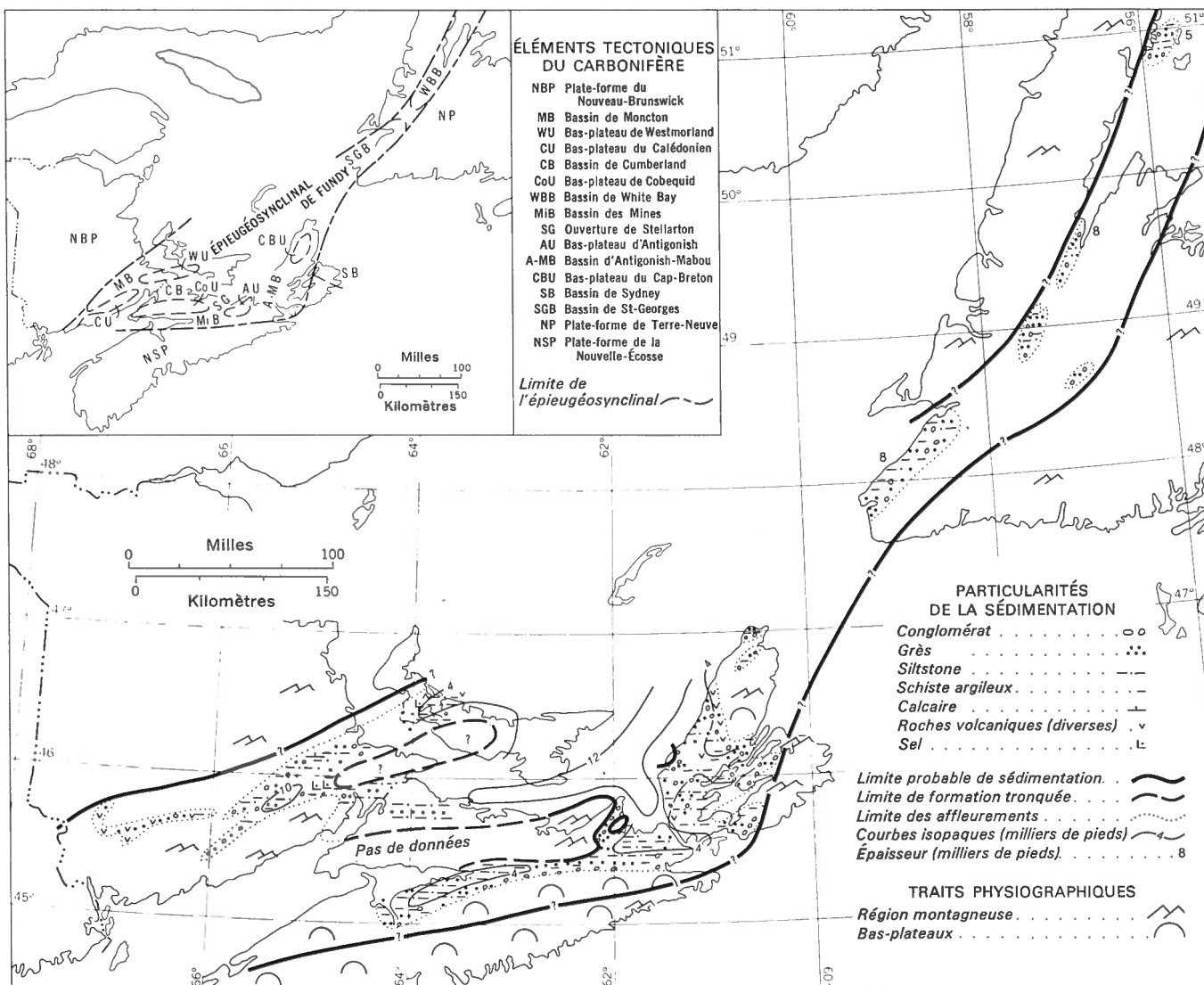


FIGURE VI-22. Sédimentation et volcanisme carbonifères, surtout du Tournaisien (groupe de Horton), dans le Sud-Est du Canada.

rouge et gris et de conglomérat, suivis par du siltstone gris, du grès et du schiste argileux, puis du grès rouge ou rouge et gris, du siltstone et du conglomérat (tabl. VI-3). Cette succession est plus typique des roches du groupe de Horton que de celles de la section de la région type. On trouve, à la base du groupe de Horton, dans certaines parties du bassin d'Antigonish-Mabou, des roches volcaniques et un peu de roches sédimentaires. Cependant, le grès, le conglomérat et le siltstone de la formation de Craignish sont, régionalement, les roches les plus répandues dans la partie inférieure du groupe de Horton dans l'île du Cap-Breton. Les formations d'Albert, de Strathlorne et de Snakes Bight paraissent corrélatives, parce qu'elles sont semblables lithologiquement et stratigraphiquement, mais les fossiles spores portent à croire que la formation d'Albert est plus ancienne que la formation de Strathlorne.

La mise en place des sédiments du groupe de Horton a probablement débuté dans le bassin de Moncton, suivi peu après du même phénomène dans le bassin d'Antigonish-Mabou. Au Nouveau-Brunswick, des spores, probablement du Dévonien supérieur, ont été extraites de la formation de Memramcook, la partie la plus inférieure du groupe de Horton. Dans l'île du Cap-Breton, des spores, qui sont les plus anciennes du Carbonifère, mais qui peuvent être de la fin du Dévonien, ont été extraites de la formation de Fisset Brook.

Dans les bassins de Moncton, de Sydney et probablement de Cumberland, une sédimentation continentale s'est poursuivie sans interruption pendant une période beaucoup plus longue qu'ailleurs jusque dans le Viséen. Les sédiments continentaux des formations de Hillsborough et de Grantmire ont été déposés en même temps que les calcaires d'origine marine du groupe de Windsor.

TABLEAU VI-3

Subdivisions des groupes de Horton et d'Anguille

Unité litho-stratigraphique	Lithologie	Puissance (en pieds)	
NOUVEAU-BRUNSWICK (bassin de Moncton)			
Formation de Moncton	Niveau de Hillsborough	Grès rouge et conglomérat; couches de cendre à la base?	± 2,900
	Niveau de Weldon	Siltstone rouge, schiste argileux, grès et conglomérat	± 5,000
Formation d'Albert	Schiste argileux gris foncé, bitumineux en partie, et grès; schiste argileux pétrolifère; un peu de calcaire et sel	± 5,500	
Formation de Memramcook	Schiste argileux rouge, grès et conglomérat	± 7,000	
ÎLE DU CAP-BRETON (bassin d'Antigonish-Mabou)			
Formation de Strathlorne-Ainslie	Niveau de Ainslie	Grès rouge et gris, siltstone, conglomérat; un peu de calcaire et de conglomérat intraformationnel	340-1,820
	Niveau de Strathlorne	Grès gris, siltstone, schiste argileux; un peu de calcaire	75-1,690
Formation de Craignish	Grès arkosique gris et conglomérat, siltstone rouge, grès et conglomérat; un peu de siltstone gris et de grès	± 65-8,000	
Formation de Fisset Brook	Andésite et un peu de roches rhyolitiques; siltstone rouge; un peu de conglomérat et de grès	800-1,500	
OUEST DE TERRE-NEUVE (bassin de St-Georges)			
Formation de Seacliffs	Grès feldspathique gris massif; siltstone et schiste argileux gris finement stratifiés; arkose rouge et grise; siltstone rouge	± 1,700-4,000	
Formation de Snakes Bight	Siltstone argileux à grain fin, noir et finement laminé; grès gris, dense	± 1,500	
Formation de Cape John	Siltstone, grès et conglomérat gris; siltstone rouge	> 1,500	

La mise en place des sédiments du groupe de Horton paraît avoir commencé dans des bassins isolés dont les sources d'alimentation étaient voisines. Dans les bassins d'Antigonish-Mabou et de Moncton, chaque unité rocheuse successive s'est non seulement déposée sur des roches plus anciennes, mais elle s'est étendue au-delà de ces roches et s'est déposée directement sur les roches précambriennes. Par suite, les bassins de sédimentation n'ont cessé de s'agrandir; au début, les sédiments se sont joints les uns aux autres autour des extrémités des bas-plateaux, puis les ont recouverts, alors que les sédiments provenaient de sources d'alimentation plus éloignées. Aucune preuve ne subsiste que le bassin de Cumberland était séparé du bassin des Mines pendant la mise en place des sédiments du groupe de Horton. Le bas-plateau de Cobequid ne paraît pas avoir été la source des sédiments du groupe de Horton dans le bassin des Mines; cependant, le bas-plateau d'Antigonish a été soulevé durant la mise en place des sédiments du groupe de Horton, comme en témoignent la discordance locale au sein du groupe et le conglomérat grossier qui s'étend au-delà des roches sous-jacentes et qui semble avoir eu comme source le bas-plateau.

Du fait que le groupe de Horton a un faciès grossier près du bord de certains bassins, on croit que les bas-plateaux adjacents ont existé pendant toute la durée de la mise en place des sédiments du groupe de Horton. Ainsi, la formation d'Albert du bassin de Moncton se transforme graduellement vers le sud-ouest en une unité conglomératique et le niveau de Strathlorne dans le bassin d'Antigonish-Mabou se transforme graduellement lui aussi vers l'est en une unité conglomératique. Les conglomérats de ces deux régions sont semblables, quant à la composition, à la texture et autres caractéristiques, aux conglomérats situés au-dessous et au-dessus du niveau de Strathlorne et de la formation d'Albert. L'abondante répartition verticale et horizontale de conglomérats polymictiques dans le groupe de Horton, dont les gros fragments proviennent de roches antérieures au groupe de Horton, s'explique plus facilement en supposant un apport périodique de sédiments qui peut avoir résulté du soulèvement des aires d'alimentation, dont quelques-unes étaient des bas-plateaux, ou de l'affaissement dans la région du bassin, ou de la jonction des deux. Le mode de déplacement demeure inconnu. Cependant, ce déplacement n'a affecté que localement les

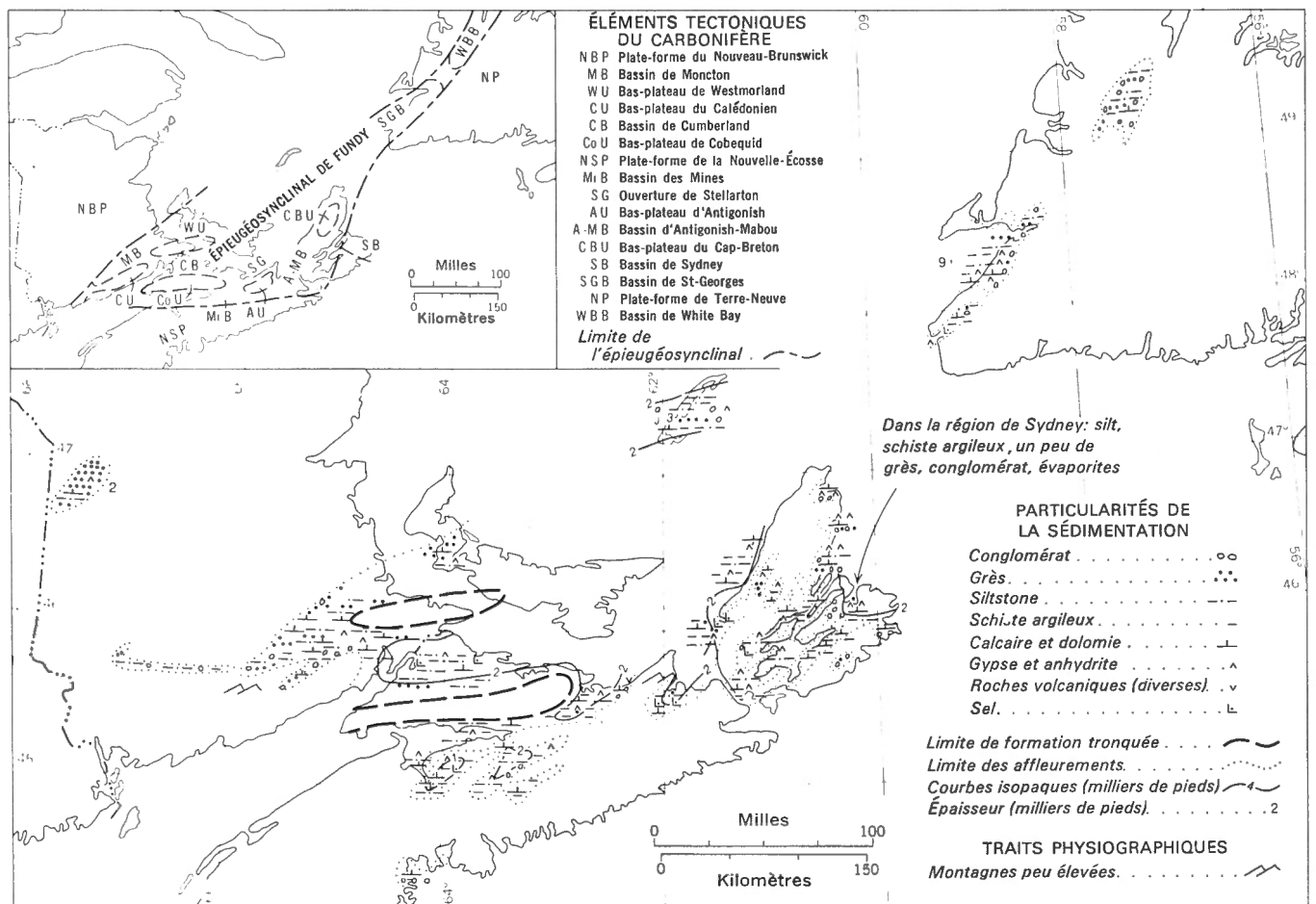


FIGURE VI-23. Sédimentation et volcanisme carbonifères, surtout du Viséen (groupe de Windsor), dans le Sud-Est du Canada.

strates du groupe de Horton déjà en place, car il n'en est résulté que des discordances locales. A quelques milles des centres de ces accidents, la sédimentation s'est poursuivie sans arrêt.

Le groupe de Windsor (fig. VI-23, 24) se compose en partie ou entièrement de couches marines qui recouvrent plus ou moins en concordance le groupe de Horton et s'étend au-delà pour couvrir des roches précambriennes. La région type de ce groupe se trouve près de Windsor en Nouvelle-Écosse, en partie dans le bassin des Mines et en partie sur la plate-forme de la Nouvelle-Écosse. A la région type, le groupe de Windsor a une puissance de 1,500 pieds et se divise, de bas en haut, en les sous-zones A, B, C, D et E. Ce groupe se trouve au Nouveau-Brunswick et dans les îles de la Madeleine, mais, à Terre-Neuve, des couches marines corrélatives font partie du groupe de Codroy (*frontispice*). Les couches d'origine continentale équivalentes au groupe de Windsor ont été incluses soit dans le groupe de Horton sous-jacent soit dans le groupe de Canso sus-jacent.

Le groupe de Windsor est formé d'épais niveaux, massifs à mal lités, de siltstone tacheté rouge ou rouge et

gris verdâtre, de schiste argileux et de grès, avec des intercalations de gypse et d'anhydrite, de sel et de minces successions tabulaires de calcaire et de dolomie. Les faciès marginaux des couches du groupe de Windsor comprennent également très souvent du conglomérat polymictique dont les gros éléments, tout comme pour le conglomérat du groupe de Horton, sont principalement des roches précambriennes. Dans les îles de la Madeleine, du basalte broyé, du tuf et des agglomérats se trouvent dans la partie la plus basse du groupe de Windsor et, dans la partie sud du bassin d'Antigonish-Mabou, on a reconnu une coulée de porphyre trachytique au sommet du calcaire qui forme le seuil de la sous-zone A. Dans l'ouverture de Stellarton, sur le flanc du bas-plateau d'Antigonish, on a découvert deux minces coulées de basalte amygdaloïdale sous le calcaire de la sous-zone E; ces coulées forment les couches du bas de la section du groupe de Windsor. Dans le bassin d'Antigonish-Mabou, quelques pouces de bentonite gisent interstratifiés avec le calcaire à la base de la sous-zone A. Dans le bassin de St-Georges, au-dessus de la section ressemblant à la section du groupe de Windsor, se trouvent 1,600 pieds de schiste argileux gris foncé, de siltstone et de grès et quelques minces couches de calcaire argileux.

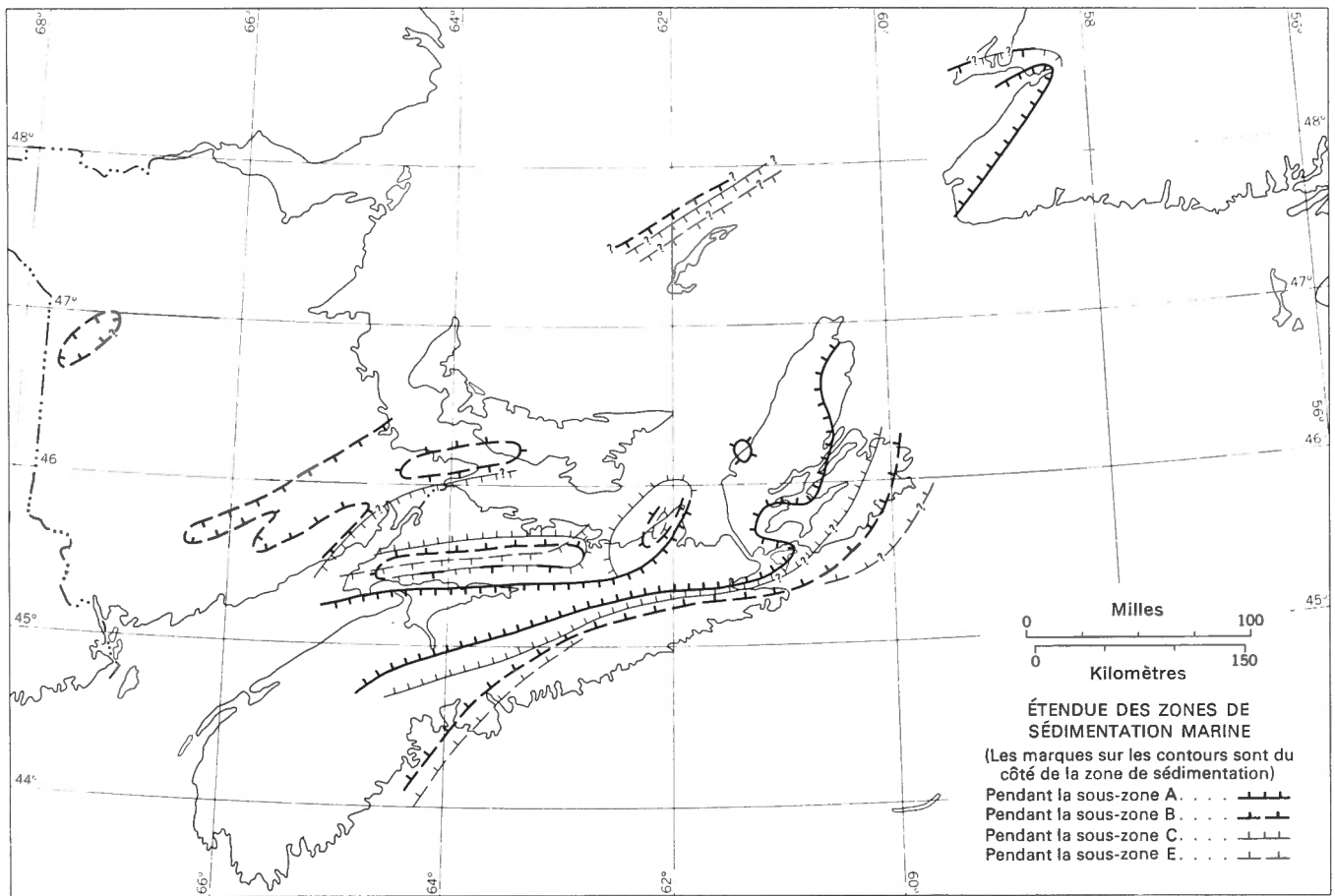


FIGURE VI-24. Étendue de la sédimentation marine des sous-zones du groupe de Windsor.

CGC

Il y a apparemment une corrélation entre ces roches et celles du groupe de Windsor des autres régions. Ces couches grises peuvent être en partie marines, mais elles ressemblent à la partie inférieure du groupe de Canso qui recouvre en concordance le calcaire de la sous-zone E dans le bassin d'Antigonish-Mabou.

Les plus anciennes couches marines de la sous-zone A étaient restreintes à une fosse longue et étroite qui englobait les bassins des Mines, d'Antigonish-Mabou et de St-Georges (fig. VI-24). Le niveau à la base est formé de 30 à 60 pieds de calcaire à grain fin et en minces couches. Ce calcaire constitue un important repère chrono-stratigraphique.

Les sédiments de la sous-zone B sont les plus répandus des sédiments du groupe de Windsor. Au cours de leur mise en place, la mer submergeait toutes les régions recouvertes par les couches de la sous-zone A et la transgression marine s'étendait aux bassins de Cumberland et de Moncton et même aux îles de la Madeleine. Des couches marines furent déposées également sur la plate-forme du Nouveau-Brunswick durant la mise en place des sédiments de la sous-zone B, mais on ignore comment les restes isolés de ces couches en place actuellement étaient reliés au bassin de Moncton. Il est possible que les eaux de la mer de Windsor aient recouvert une grande partie du Nouveau-Brunswick. Toutefois, les fragments grossiers, présents actuellement presque partout dans les affleurements le long du pourtour de la région des couches du groupe de Windsor, couches qui peuvent être corrélatives au groupe de Windsor mais pas nécessairement à la sous-zone B, portent à croire que l'étendue maximale de la mer de Windsor ne dépassait pas de beaucoup la superficie actuelle des couches du groupe de Windsor. Les dépôts de la sous-zone B dans le bassin de St-Georges étaient probablement plus étendus, mais ces dépôts changent de faciès rapidement. Du siltstone, du calcaire, des évaporites et autres roches affleurent le long de la côte actuelle de Terre-Neuve et semblent se transformer graduellement en des roches détritiques grossières à quelques milles à l'intérieur des terres. Les roches clastiques du bassin de White Bay, considérées corrélatives au groupe de Windsor, forment la limite de la mer de Windsor dans cette direction.

Les sédiments marins de la sous-zone C indiquent apparemment une mise en place en retrait. L'étendue maximale de la mer de Windsor durant la mise en place des couches de la sous-zone C était inférieure à celle de la mer de Windsor durant la sous-zone B. Une seule couche de calcaire de la sous-zone C s'étend dans le bassin de Cumberland et y est recouverte par des roches clastiques rouges corrélatives en partie aux couches supérieures de la sous-zone C ou à des couches plus récentes. Des sections complètes de calcaires de la sous-zone C s'étendent dans certaines régions des bassins des Mines, d'Antigonish-Mabou, de Sydney et de St-Georges et probablement aussi dans les îles de la Madeleine.

On a identifié très peu d'affleurements des calcaires de la sous-zone D. Ils sont probablement moins étendus que ceux de la sous-zone C; cependant, il en existe dans les bassins des Mines, d'Antigonish-Mabou, de Sydney et de St-Georges.

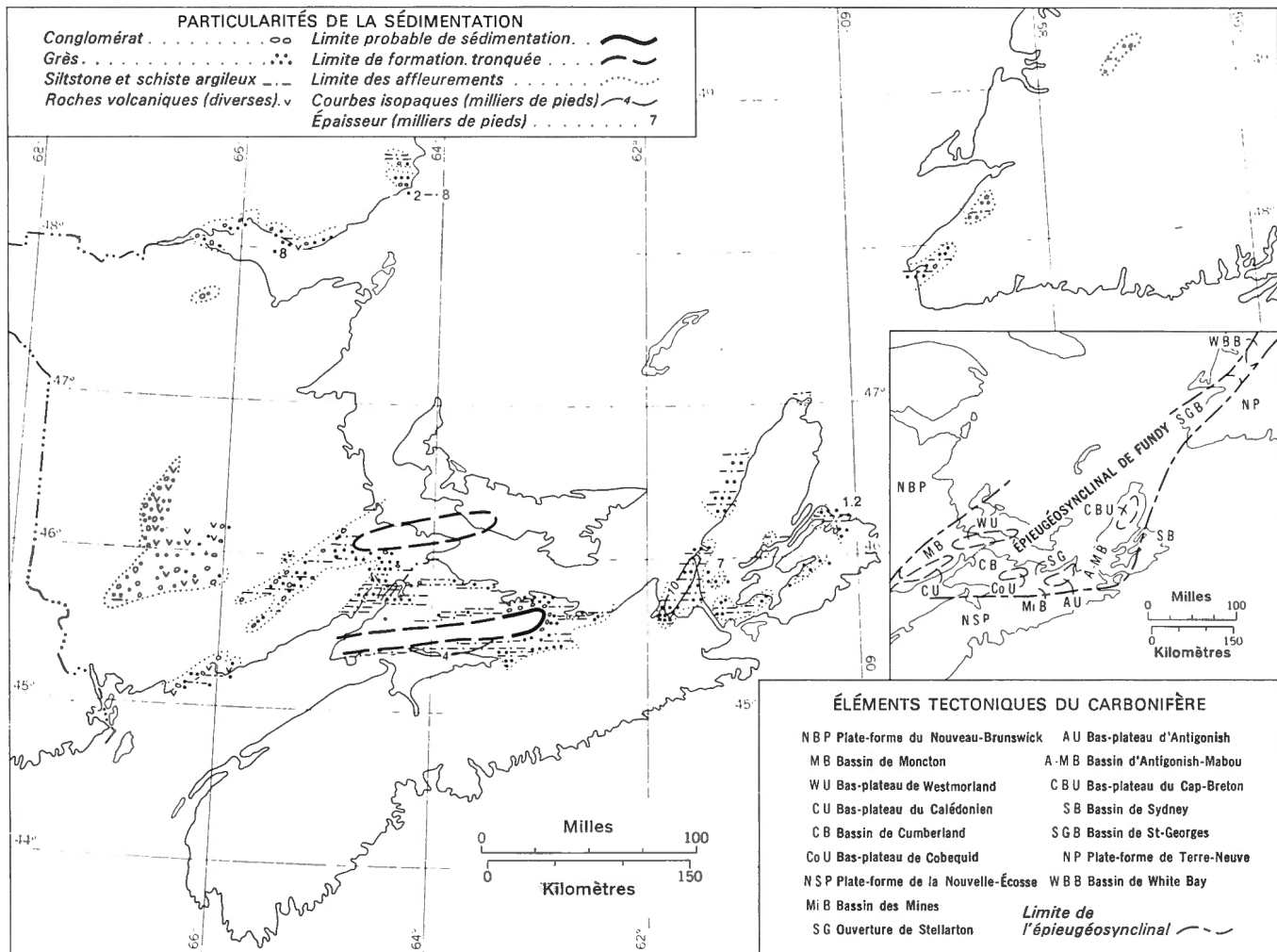
Des couches de la sous-zone E, généralement les plus récentes du groupe de Windsor, gisent dans les îles de la Madeleine, dans les bassins de St-Georges, de Sydney, d'Antigonish-Mabou et des Mines, dans l'ouverture de Stellarton et sur la plate-forme de la Nouvelle-Écosse. Le plus souvent, le calcaire de la sous-zone E recouvre une section concordante du groupe de Windsor qui englobe toutes les sous-zones antérieures. A de rares endroits, cependant, ce calcaire repose en discordance sur la sous-zone B, comme sur la plate-forme de la Nouvelle-Écosse, ou en discordance sur des roches précambriennes, comme le long du bord sud-est du bassin de Sydney.

On a trouvé, dans un bloc faillé près de la limite nord du bassin des Mines, un seul affleurement de calcaire contenant un assemblage de fossiles attribués à la sous-zone F. Toutefois, rien n'indique que ce calcaire soit postérieur à la sous-zone E. Le contact entre les roches marines du groupe de Windsor et les roches sus-jacentes du groupe de Canso partiellement déposées en milieu saumâtre est de transition et forme un indice du retrait de la mer de Windsor de la région peu après la mise en place du calcaire de la sous-zone E.

Carbonifère supérieur et Permien

Le groupe de Canso (fig. VI-25) comprend les schistes argileux rouges et gris, d'origine non marine, qui recouvrent les roches marines du groupe de Windsor ou les roches non marines d'âge équivalent, lesquelles, si elles sont fossilifères, contiennent seulement des fossiles du début du Namurien. Dans la région type, le long de la côte est du détroit de Canso, dans le bassin d'Antigonish-Mabou, la base de la section du groupe de Canso est en contact de faille avec les strates du groupe de Windsor et le sommet a été arbitrairement placé à un intervalle invisible de la section. Ultérieurement, le contact supérieur a été élevé dans la section et placé à la base d'un épais banc de grès. Le groupe de Canso, qu'il s'agisse de son ancienne ou de sa nouvelle définition, n'est pas une unité cartographiable, sauf peut-être dans le voisinage immédiat de la région type. Le «groupe» de Canso en Nouvelle-Écosse consiste en un faciès de couches grises et rouges se présentant en digitation. Les roches sont pour la plupart des grès rouges et gris à grain fin, du siltstone et du schiste argileux. Il y a un peu de calcaire d'origine non marine dans la partie inférieure du groupe.

Dans le bassin de Moncton, la partie supérieure du groupe de Hopewell, formée de grès, de siltstone et de conglomérat, a été mise en corrélation avec le «groupe» de Canso tandis que sa partie inférieure l'a été avec la partie supérieure du groupe de Windsor. Le groupe de



CGC

FIGURE VI-25. Sédimentation, volcanisme et tectonisme carbonifères, du Viséen au début du Westphalien (groupe de Canso), dans le Sud-Est du Canada.

Hopewell recouvre en concordance les couches de la partie inférieure du groupe de Windsor d'âge viséen, et se trouve recouvert en concordance ou en discordance par des formations datant surtout du Westphalien A.

Dans le centre de la plate-forme du Nouveau-Brunswick, 100 à 150 pieds de conglomérat, de tuf et de basalte sont provisoirement mis en corrélation avec le «groupe» de Canso. Le basalte repose généralement sur quelques pieds de roches clastiques rouges à grains variant de grossiers à fins. Celles-ci reposent à leur tour en discordance sur des roches précambriennes. Dans le sud-ouest, les roches clastiques grossières recouvrent en discordance des couches rouges et de la rhyolite. Ces couches rouges sont considérées comme correspondantes à une partie inférieure du groupe de Hopewell, et aux couches marines du groupe de Windsor tandis que la rhyolite est mise en corrélation avec le groupe de Horton. Dans le nord du Nouveau-Brunswick et le sud de la Gaspésie, le conglomérat, le grès, le schiste argileux et de petites quantités de

basalte et de calcaire de la formation de Bonaventure, et le grès, le schiste argileux et le conglomérat de la formation de Cannes-de-Roches sont mis en corrélation avec le groupe de Canso en raison des spores probablement du Namurien de la formation de Cannes-de-Roches. La formation de Bonaventure a probablement le même âge que la formation de Cannes-de-Roches, mais elle peut avoir été déposée dans un bassin séparé.

À l'extrémité occidentale des bassins de Cumberland et des Mines, dans le sud du Nouveau-Brunswick, le groupe de Mispék est formé de conglomérat, de grès, de schiste argileux, de tuf, et de roches intrusives et extrusives basiques et acides. Le groupe de Mispék est recouvert par la formation de Lancaster qui contient une flore du début du Westphalien.

Dans le bassin de St-Georges, à Terre-Neuve, le grès à prédominance gris, le schiste argileux, le siltstone et le calcaire argileux de la partie supérieure du groupe de Codroy recouvrent en concordance le grès de couleur

surtout grise, le grès conglomératique, le siltstone, le conglomérat et un peu de calcaire silteux de la partie inférieure du groupe de Barachois, et renferment une flore semblable à celle du groupe de Canso.

Au début du Namurien, dans les bassins des Mines, de Sydney et d'Antigonish-Mabou, la mise en place des sédiments semble avoir été surtout du type dont l'étendue est en retrait et dans des régions à faible relief; il s'ensuit que chaque couche successive est de moins en moins étendue par rapport aux couches immédiatement sous-jacentes. Le soulèvement d'une partie du bas-plateau de Cobequid est indiqué par la présence d'un conglomérat qui entoure presque complètement l'extrémité orientale des monts Cobequid actuels. Le long du flanc nord, du grès rouge et gris à grain fin et du siltstone recouvrent quelques pieds de conglomérat reposant sur des roches précambriennes.

Le groupe de Riversdale (fig. VI-26) comprend les grès et les schistes argileux rouges et gris d'origine continentale, stratigraphiquement sus-jacents au «groupe» de Canso et sous-jacents au groupe de Cumberland. Toutes les couches mises en corrélation avec le «groupe» de Riversdale sont supposées s'être formées dans les mêmes limites d'âge que ce groupe. Celui-ci se situe entre la fin du Namurien et le début du Westphalien A et est séparé çà et là des couches plus anciennes et plus récentes par une lacune

stratigraphique ou une discordance. Toute corrélation entre autres roches et le groupe de Riversdale est basée exclusivement sur l'assemblage des fossiles de la flore ou de la faune. La région type se trouve près de Riversdale dans le bassin des Mines et la section en affleurement à cet endroit est faillée, de sorte que le sommet et la base restent inconnus. Le groupe de Riversdale n'a pas été divisé en formations dans la région type, mais les couches du groupe de Riversdale, mises en corrélation avec ce groupe dans les bassins de Cumberland et de Moncton, ont été subdivisées. L'unité inférieure est la formation de Claremont en Nouvelle-Écosse ou la formation d'Enragé au Nouveau-Brunswick et l'unité supérieure est la formation de Boss Point. Des noms locaux de formations, par exemple la formation de Port Hood, sont communément employés pour désigner le groupe de Riversdale. Dans les bassins de St-Georges et de White Bay, une partie seulement du groupe de Barachois est corrélatrice au groupe de Riversdale.

Lithologiquement, dans les bassins de la Nouvelle-Écosse et du Nouveau-Brunswick, le «groupe» de Riversdale est constitué de faciès à grains fins et grossiers. Dans le bassin des Mines, de 4,000 à 5,000 pieds de schiste argileux gris foncé, de siltstone, de couches minces de grès et de petites quantités de couches rouges à grain fin ont été à l'origine considérés comme étant du groupe de Riversdale. Ces roches clastiques sont semblables aux cou-

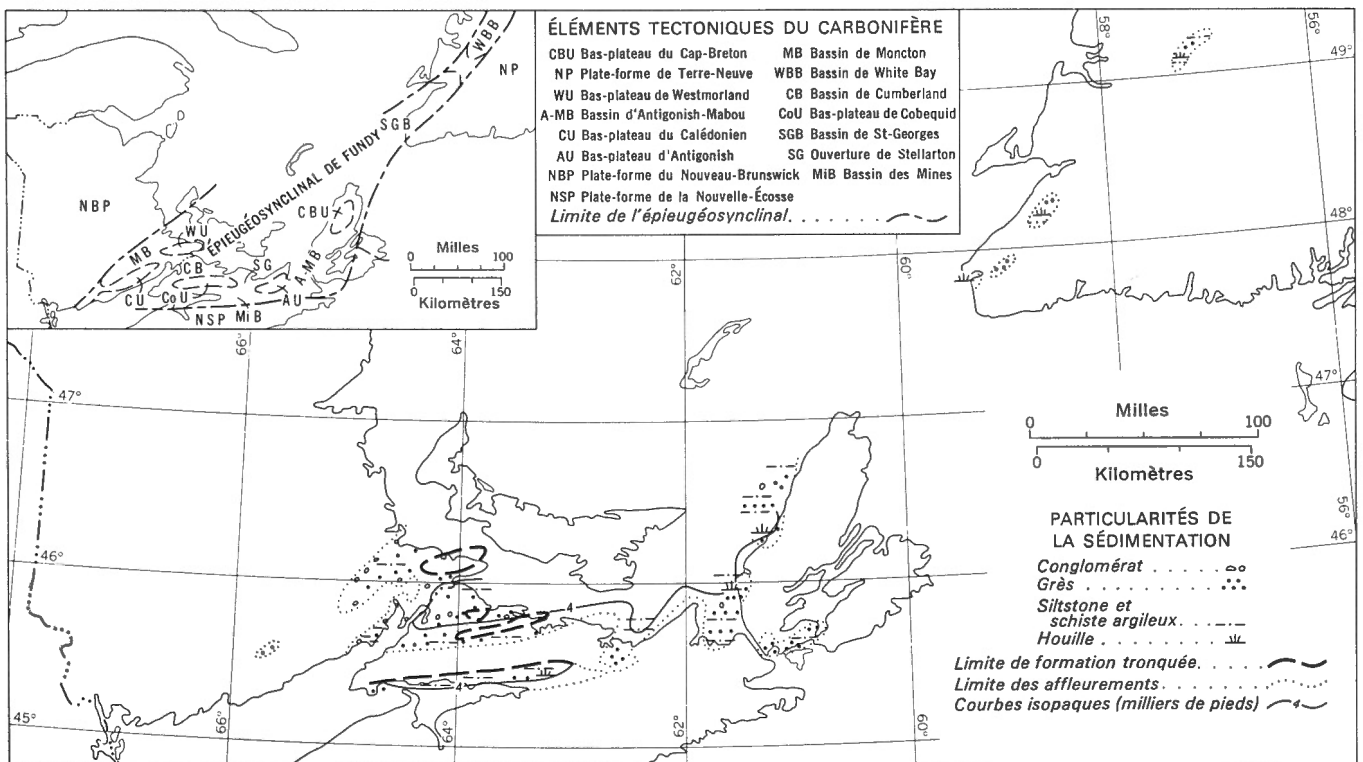


FIGURE VI-26. Sédimentation et tectonisme carbonifères, surtout du début du Westphalien (groupe de Riversdale), dans le Sud-Est du Canada.

ches sous-jacentes du groupe de Canso, et récemment, une étude a démontré leur appartenance à la même unité litho-stratigraphique que le groupe de Canso. Ailleurs, le Riversdale est formé de grès de grain fin à grossier, de schiste argileux, de siltstone, de conglomérat et localement d'un conglomérat de base à cailloux de quartz. Le grès, généralement feldspathique, gris et jaune par suite d'intempérie, se présente en couches épaisses et massives, est à stratification entrecroisée et renferme des restes de tiges de végétaux. Le bassin d'Antigonish-Mabou renferme des couches de houille exploitables, et les bassins de St-Georges et de White Bay en renferment des couches minces. Le conglomérat à la base des bassins de Cumberland et de Moncton est apparemment un cône de déjection formé au cours d'un soulèvement, soit à la fin du Namurien soit au début du Westphalien A. Le faciès grossier du groupe de Riversdale est un indice qu'il y a eu rajeunissement des régions d'alimentation. On ignore la nature du contact et la relation d'espace entre les couches du groupe de Riversdale et les roches précambriennes des bas-plateaux, sauf au Nouveau-Brunswick où la formation d'Enragé a été déposée sur des roches précambriennes sur le flanc sud-est du bas-plateau du Calédonien. Là où la formation d'Enragé et la formation de Boss Point sus-jacente s'étendent dans les parties axiales des bassins de Moncton et de Cumberland, ces deux formations sont concordantes; dans

la partie axiale du bassin de Cumberland, elles reposent en concordance sur le «groupe» de Canso. Là où la formation d'Enragé manque dans le bassin de Moncton, la formation de Boss Point gît en discordance sur toutes les roches carbonifères plus anciennes. L'augmentation générale de la grosseur du grain du groupe de Riversdale est donc probablement attribuable à des soulèvements et rajeunissements locaux des régions d'alimentation.

Le groupe de Cumberland (fig. VI-27) désignait au début les couches qui recouvrent en discordance la formation de Boss Point du groupe de Riversdale et qui sont, également en discordance, sous le groupe de Pictou. Cette discordance est parfois une lacune stratigraphique. Dans la section type de Joggins, dans l'ouest du bassin de Cumberland, ces couches ont une puissance de plus de 9,000 pieds.

Dans l'ouverture de Stellarton, le «groupe» de Cumberland est formé surtout de grès rouge, mais il comprend aussi à la base un conglomérat de piedmont qui repose en discordance sur des couches du Namurien.

Dans l'ouest du bassin de Cumberland, le groupe comprend à la base un faciès grossier où le conglomérat prédomine, puis un faciès inférieur à grain fin de schiste argileux gris, de grès et de couches exploitables de houille, un faciès supérieur grossier de conglomérat et de grès et au sommet de la section, un faciès de roches clastiques à

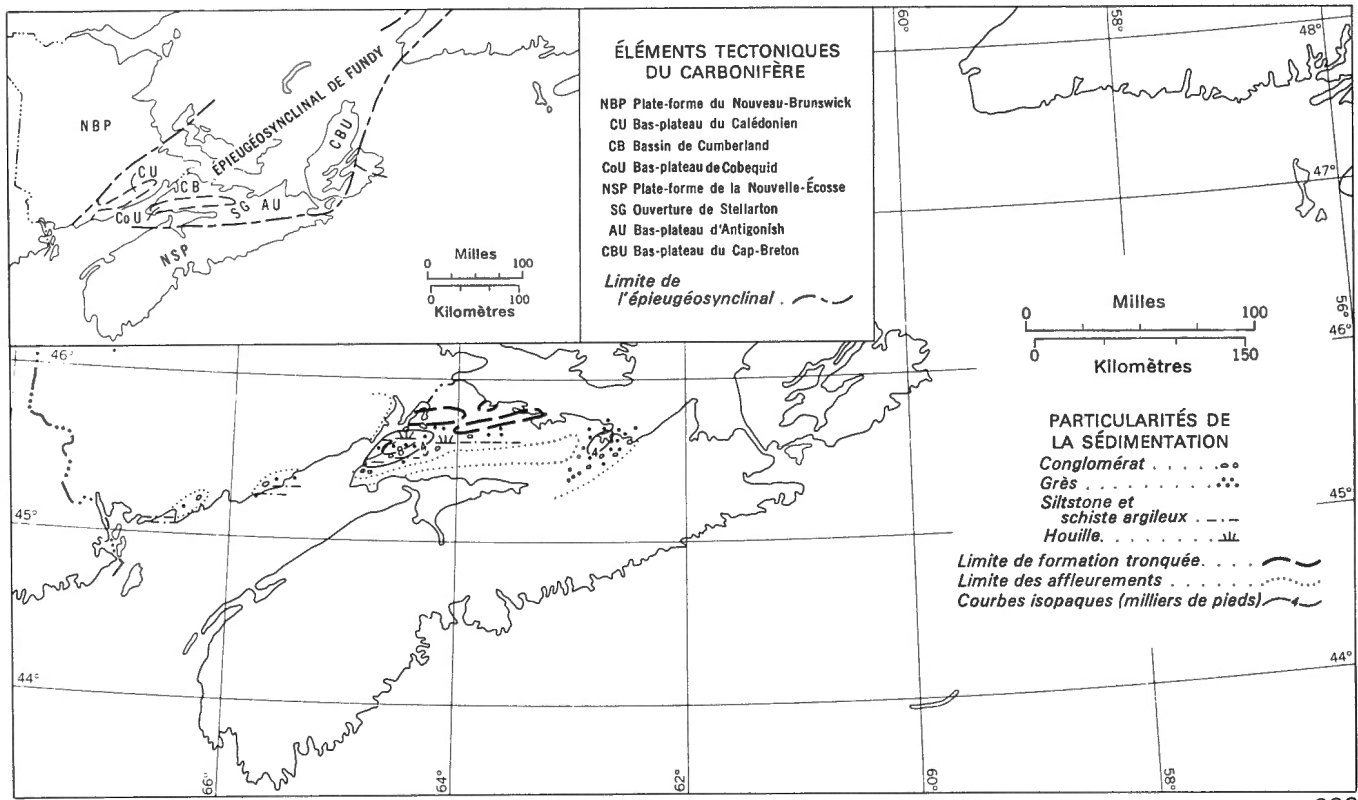


FIGURE VI-27. Sédimentation et tectonisme carbonifères, du début du Westphalien (groupe de Cumberland), dans le Sud-Est du Canada.

grains fins de grès rouges et de siltstones. Dans le sud-ouest du Nouveau-Brunswick, il y a du grès rouge et gris, du schiste argileux, du grès grossier et du conglomérat.

Les assemblages de fossiles floraux du groupe de Cumberland ont été mis en corrélation avec la fin du Westphalien A ou le début du Westphalien B. La mégafaune et la mégafaune dans la région type proviennent en majorité du faciès inférieur à grain fin aux importants gîtes économiques de houille. L'âge des couches de la partie supérieure de la section type du groupe de Cumberland est probablement le même que celui des couches de la partie inférieure du «groupe» de Pictou.

La mise en place des sédiments dans le bassin de Cumberland semble s'être effectuée très rapidement à certains endroits, à en juger par l'état de préservation d'arbres de 30 pieds de longueur dans une position verticale. Le conglomérat s'est formé à partir du bas-plateau de Cobequid, et est considéré comme la plus ancienne indication que l'extrémité occidentale des monts Cobequid était une aire d'alimentation. L'extrémité orientale a été la source d'un conglomérat de piedmont, probablement au Namurien, et la partie est des monts Cobequid ou le bas-plateau d'Antigonish a été également la source d'un conglomérat de piedmont dans le bassin de Cumberland. Le bassin de Moncton semble être demeuré dans un état sta-

tionnaire à la fin du Westphalien A ou au début du Westphalien B, du fait que les couches du bassin de Cumberland ou les couches correspondantes dans le groupe de Petitcodiac sont minces ou manquent.

Le groupe de Pictou (fig. VI-28) dans la région type, le long de la rivière John en Nouvelle-Écosse, recouvre en discordance des roches du Namurien et entoure des couches plus récentes situées le long de l'axe d'un synclinal dans le bassin de Cumberland. L'emploi du terme cependant a été déterminé par sa teneur en fossiles floraux, et bien que la section de la région type, formée surtout de couches rouges, ne contenait pas les fossiles de son identification, le nom en a été appliqué à toutes les couches contenant la flore caractéristique. La flore, divisée en trois zones, comprend: la zone à *Lonchopteris* de la fin du Westphalien B au début du Westphalien C; la zone à *Linopteris obliqua* du Westphalien C au début du Westphalien D; et la zone à *Ptychocarpus unitus* représentative du Westphalien D. L'âge des fossiles spores concorde et ajoute deux zones représentant respectivement le Stéphaniien et le début du Permien. Dans le bassin de Cumberland, le groupe de Pictou comprend environ 8,000 pieds, en majorité de grès et de siltstone rouges, de schiste argileux associé à du grès grossier arkosique, et d'un peu de grès gris, de siltstone et de schiste argileux. Dans l'ouver-

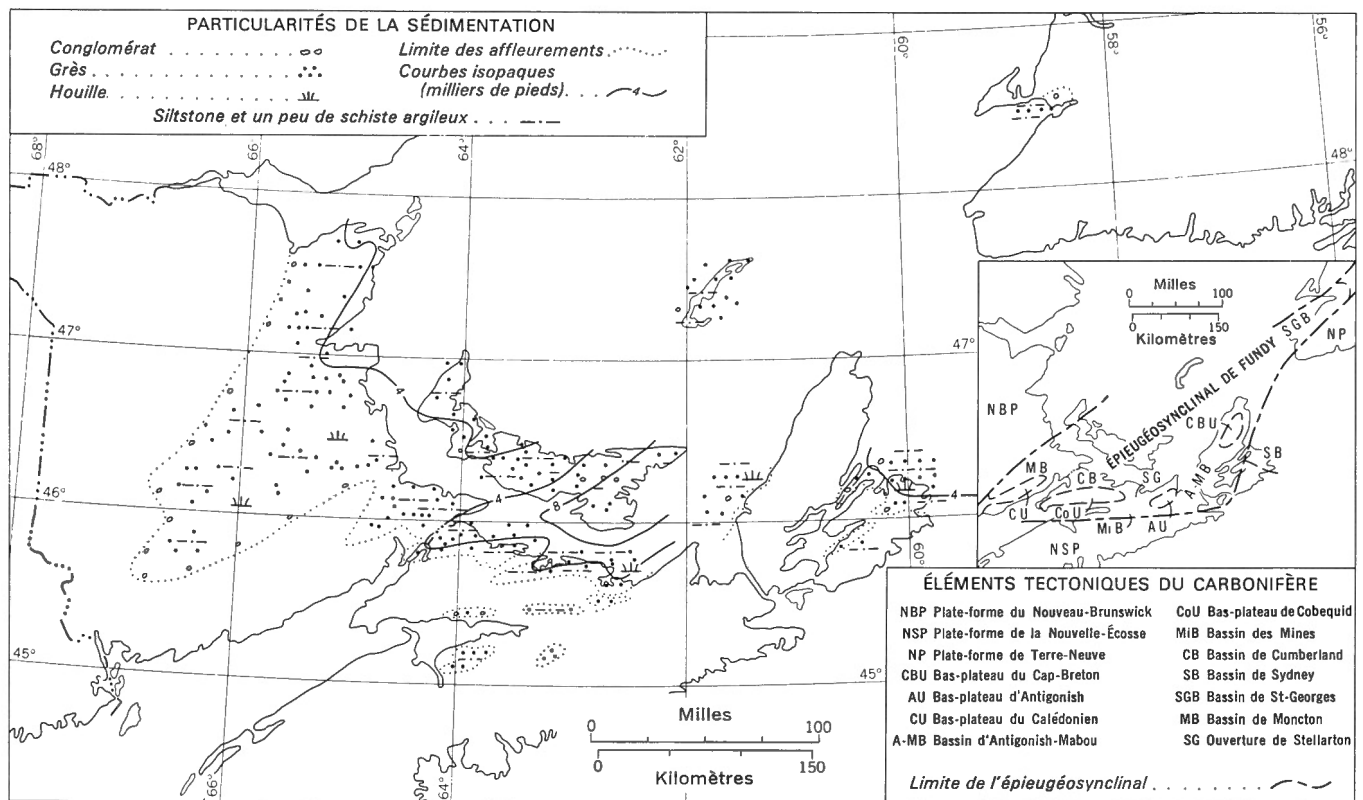


FIGURE VI-28. Sédimentation et tectonisme carbonifères et permien, de la fin du Westphalien au début du Permien (groupe de Pictou), dans le Sud-Est du Canada.

ture de Stellarton s'étendent des couches rouges, du grès gris, du schiste argileux contenant du schiste bitumineux et des couches exploitables de houille. Ces couches ont reçu le nom de groupe de Stellarton.

Dans le bassin de Sydney, des couches mises en corrélation avec le groupe de Pictou ont été nommées le groupe de Morien. Le groupe comprend des couches plus anciennes que celles de la section type du groupe de Pictou et repose en discordance sur des couches du Namurien et du Viséen, la formation de Point Edward et le groupe de Windsor. Le groupe, constitué de 5,000 à 6,500 pieds de grès grossier, de grès, de conglomérat, de siltstone, de schiste argileux et de couches exploitables de houille, s'amincit entre 2,000 et 2,500 pieds dans la partie occidentale de l'île du Cap-Breton. Les couches de houille de ce groupe sont les plus productives des provinces de l'Atlantique.

Dans le bassin de Moncton et sur la plate-forme du Nouveau-Brunswick, les couches du groupe de Pictou, d'une puissance de 1,000 à 3,000 pieds, consistent surtout en grès arkosique ou mudstone rouge et gris, en conglomérat et en un peu de schiste argileux. Ces roches sont plus anciennes dans la partie sud-ouest de la plate-forme et plus récentes dans la partie sud-est, près de la ligne de rivage actuelle. Leur accumulation s'est faite surtout le long du rivage et progressivement vers le large, vers l'est ou le nord-est, sans nécessairement prendre une forme deltaïque.

Dans deux petites régions du bassin d'Antigonish-Mabou, les couches du groupe de Pictou recouvrent en discordance les groupes de Windsor et de Horton, s'étendent au-delà et recouvrent les roches précambriennes.

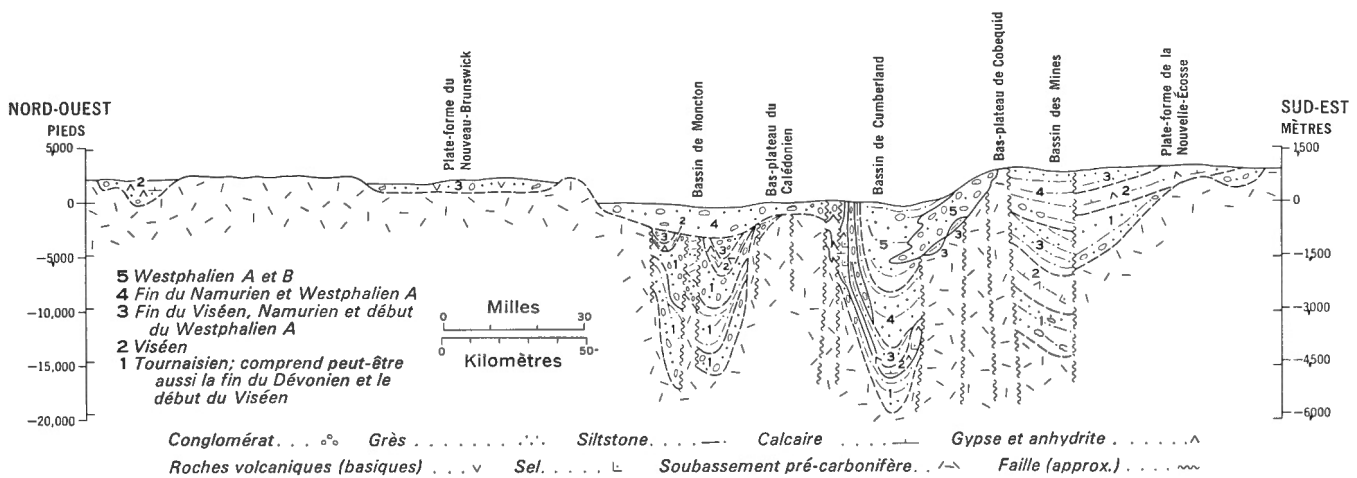
Les couches rouges de l'Île-du-Prince-Édouard ont généralement été considérées comme appartenant au groupe de Pictou, même si elles sont en partie du Permien. Les grès rouges des îles de la Madeleine sont provisoirement considérés comme étant de la même succession. Dans l'ouest de Terre-Neuve, le grès gris, le siltstone

et le conglomérat du Westphalien C ou D ont été identifiés dans une petite région, mais celle-ci est en grande partie recouverte de drift glaciaire.

En général, les couches du groupe de Pictou forment une succession transgressive qui s'étale latéralement au-delà et au-dessus de toutes les roches plus anciennes. Les couches les plus anciennes du groupe de Pictou (*zone à Lonchopteris*) sont probablement représentées dans tous les bassins sauf peut-être celui des Mines. Il se peut qu'aucune interruption soit survenue dans la sédimentation tout au début de la mise en place du groupe de Pictou à l'ouverture de Stellarton et dans l'ouest du bassin de Cumberland. A un endroit, il existe, sur un dôme de sel dans le bassin de Cumberland, une discordance entre les groupes de Cumberland et de Pictou. On n'accorde qu'une importance locale à cette discordance et l'on croit qu'elle est due à l'intrusion de sel. On n'a identifié aucun cône d'alluvion dans les couches du groupe de Pictou, sauf dans le bassin de Cumberland où des alluvions provenant du bas-plateau de Cobequid ont continué de se déposer durant le Westphalien C. A part ces dépôts, il ne semble pas y avoir eu d'autres activités tectoniques dans ce bas-plateau au cours de la mise en place du groupe de Pictou. Les couches du groupe de Pictou recouvrent en concordance des roches carbonifères plus anciennes dans les régions de plate-forme et dans les bassins de Moncton et de Sydney.

Accident des Maritimes

Structure. Les plis ouverts et les failles à fort pendage, dont les mouvements les plus récents se sont déroulés durant et après le Carbonifère sont les accidents structuraux les plus fréquents dans la région. Des failles inverses et de décrochement, accompagnées de plissements, se sont produites dans l'épieugéosynclinal de Fundy au cours de la sédimentation carbonifère, à la suite de l'interaction entre les roches du soubassement précambrien et les roches des bassins carbonifères (fig. VI-29). Il semble que les



CGC

FIGURE VI-29. Coupe des roches du Carbonifère à la fin du Westphalien B, au Nouveau-Brunswick et en Nouvelle-Écosse (D. G. Kelley).

structures carbonifères soient le résultat de déformations du soubassement rocheux précambrien. Il a été suggéré que les plis dominants sont attribuables au glissement par gravité. Ce fait peut être vrai dans une certaine mesure, mais on a constaté que les roches d'âge carbonifère et précambrien le long de la limite septentrionale du bassin des Mines ont été affectées de la même façon; ce qui semble indiquer que la compression régionale a joué un rôle de premier plan dans la formation des plis.

L'orientation des plis largement ouverts, dans les roches du groupe de Pictou qui recouvrent essentiellement des roches plus anciennes, est parallèle aux directions dominantes nord-est-est-nord-est dans les plis plus prononcés des roches carbonifères plus anciennes. Certains plis sont déversés. Des structures secondaires à direction nord, y compris des plis, sont surimposés sur les plis les plus anciens du Carbonifère. L'orientation de ces plis secondaires présente un angle prononcé avec l'orientation des plis plus anciens. Ces plis secondaires prédominent localement.

En même temps que les plis se formaient au cours du Carbonifère supérieur, il y a eu formation de dômes de sel par diapirisme, avec accentuation des plis. Les données sismiques tendent à confirmer que les failles ont contribué également au développement des structures de sel dans l'épieu géosynclinal.

Métamorphisme et intrusion ignée. Les roches du Carbonifère et du Permien n'ont réellement pas subi de métamorphisme sauf celles d'une zone étroite et intermittente qui s'étend à partir de l'extrémité sud-ouest du bassin de Cumberland, dans le sud du Nouveau-Brunswick, puis vers l'est en longeant la limite sud du bas-plateau de Cobequid et s'étend dans la mer dans la même direction. En différents endroits, le long de cette zone, les roches carbonifères ont un clivage de fracture. A Cap Spencer, près de Saint-Jean au Nouveau-Brunswick, et en plusieurs autres endroits de la région recouverte par le groupe de Mispek du Carbonifère, s'étendent plusieurs petits massifs et filons-couches de granite. Le granite, miarolithique par endroits, traverse les roches volcaniques et sédimentaires du groupe de Mispek; le granite et les roches sont largement fracturés, et la déformation date de la fin du Carbonifère ou est plus récente. Le granite est probablement apparenté génétiquement aux roches volcaniques acides du groupe de Mispek.

Dans le bassin d'Antigonish-Mabou, plusieurs petits massifs et cheminées de gabbro coupent les couches inférieures du groupe de Windsor et datent peut-être du Carbonifère. Également, plusieurs dykes et filons-couches de diabase coupent la partie inférieure du groupe de Horton, sans effets apparents sur les roches encaissantes. Ces dykes datent probablement du Tournaisien.

LE MÉSOZOÏQUE ET LE CÉNOZOÏQUE

Résumé tectonique

Les données mésozoïques sont rares dans le Sud-Est du Canada (fig. VI-30). Les roches de la fin du Permien au Jurassique manquent sur la plate-forme du Saint-Laurent et dans le géosynclinal appalachien, à l'exception de quelques roches clastiques d'origine terrestre et de basalte du Trias supérieur dans la fosse taphrogénique de Cape Split en Nouvelle-Écosse et dans le sud du Nouveau-Brunswick. Les failles et le léger bombement des roches de la fosse dateraient de l'accident des Palissades de la fin du Trias et peut-être d'un âge plus récent. Des dykes de diabase ont été injectés à la fin du Trias dans le sud de la Nouvelle-Écosse et au cours du Permo-Trias dans l'Île-du-Prince-Édouard.

Au cours du Jurassique, la région entière, y compris le golfe Saint-Laurent et le plateau continental, a été soulevée et soumise à l'érosion. Au début du Crétacé et peut-être à la fin du Jurassique, les massifs et dykes basiques et alcalins des intrusions montérégiennes ont pénétré le long d'une zone à direction ouest, à partir du géosynclinal appalachien à travers la plate-forme du Saint-Laurent jusqu'au Bouclier canadien. La plate-forme et le Bouclier ont été recoupés par des failles normales orientées dans le même sens, et quelques roches paléozoïques ont été préservées sous forme de buttes-témoins dans des blocs fail-

lés. Un dyke de diabase coupe des couches du Paléozoïque inférieur dans l'île d'Anticosti, et des dykes de lamprophyre ont pénétré des roches plissées durant l'Acadien dans le nord-est de Terre-Neuve et le Bouclier canadien à Kirkland Lake.

Au cours du Crétacé, les roches de couverture du Paléozoïque sur le Bouclier canadien ont subi l'érosion et ont été réduites à peu près à leur répartition actuelle. Des roches clastiques non marines du Crétacé inférieur ont été déposées en discordance sur les couches paléozoïques de la plate-forme de la baie d'Hudson et sur les roches aphébiennes de la zone plissée du Labrador près de Schefferville. Dans la région des Appalaches, des couches du Crétacé inférieur, de sédiments clastiques d'origine fluviale et lacustre et de lignite, non consolidées et non déformées, ont été déposées dans une fosse fluviale profonde coupée dans un terrain plus ancien, probablement du Jurassique. Des sédiments du Crétacé supérieur se sont déposés sur le plateau continental de Scotian et peut-être sur d'autres parties du plateau continental de l'Atlantique. Deux fosses décelées au cours de prospections sismiques marines semblent exister à cet endroit; l'une s'étend sous la pente continentale et l'autre sous le pied de la pente, une crête les sépare. On ignore l'âge des roches du soubassement, mais elles sont peut-être des roches déformées durant l'Acadien et des granites acadiens.

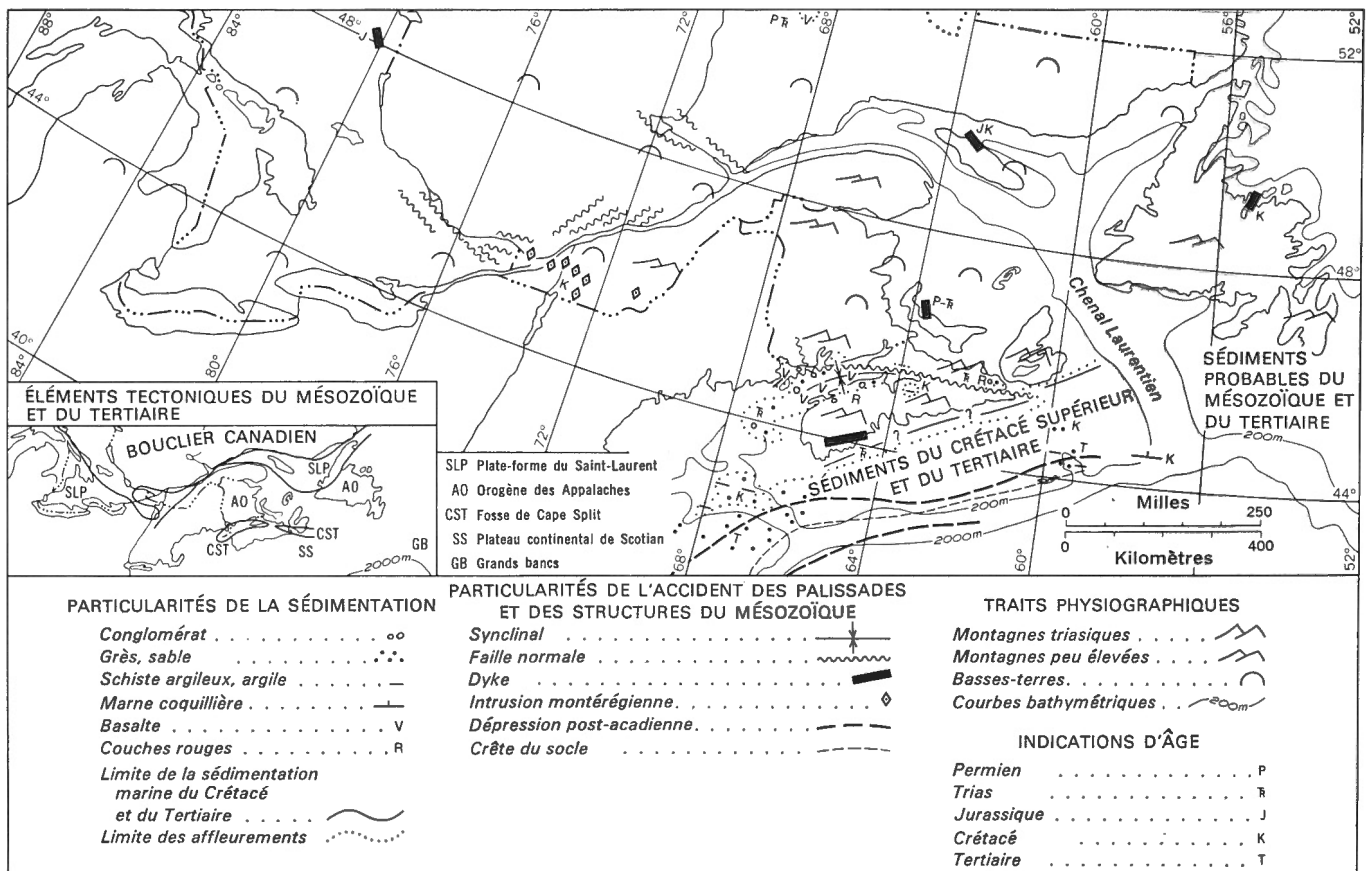
Les données sur le Tertiaire dans le Sud-Est du Canada sont aussi rares que celles du Mésozoïque. On n'a pas trouvé de couches tertiaires sauf peut-être un conglomérat en Nouvelle-Écosse. La région entière était probablement une région basse. D'épais sédiments tertiaires se sont déposés dans les fosses du plateau continental de Scotian et probablement dans d'autres parties de ce plateau.

Au cours du Quaternaire (voir chap. XII), les glaciers continentaux ont envahi en direction sud le Bouclier canadien, les basses-terres du Saint-Laurent, la région des Appalaches et le plateau continental de Scotian et, par suite de la baisse eustatique du niveau de la mer d'au moins 400 pieds, la plus grande partie du plateau a affleuré. L'île de Terre-Neuve avait sa propre calotte glaciaire qui s'écoulait en rayonnant vers la mer. A partir du maximum de l'avancée glaciaire, il y a environ 20,000 ans, les glaciers ont reculé et la mer a submergé les terres, remanié les matériaux glaciaires, et déposé des silts et des argiles marines le long des principales vallées fluviales. Également à partir de lacs glaciaires, des dépôts de silts et d'argiles lacustres se sont formés dans la région des Grands lacs. La baisse eustatique du niveau de la mer

et le resoulèvement de l'écorce terrestre ont donné au Sud-Est du Canada son relief actuel. Au cours des deux derniers millénaires, des parties de la côte de la Nouvelle-Écosse se sont affaissées.

Trias

Les roches du Trias supérieur dans la fosse de Cape Split affleurent un peu partout dans le nord de la Nouvelle-Écosse et dans le sud du Nouveau-Brunswick et englobent la baie de Fundy et en partie la baie Chédabouctou. Elles forment presque exclusivement le fond de la baie de Fundy et se prolongent au sud-ouest sous le golfe du Maine. Elles sont recouvertes par une couche discontinue de dépôts du Quaternaire dont l'épaisseur atteint des centaines de pieds. A l'est de la baie de Chédabouctou, des études séismiques et gravimétriques effectuées en milieu marin suggèrent qu'une partie des 3,700 pieds de roches sédimentaires consolidées où les ondes se propagent à une vitesse de 4.3 km/sec., repose dans une fosse et au-dessus de couches du Pennsylvanien possiblement inférieur. Des roches sédimentaires triasiques peuvent reposer dans les



CGC

FIGURE VI-30. Sédimentation et volcanisme du Mésozoïque et du Tertiaire, dans le Sud-Est du Canada; aspects topographiques de la région après l'accident des Palissades (fin du Trias) et autres structures.

fosses du plateau continental de Scotian et ailleurs sur le plateau continental de l'Atlantique.

Dans le nord de la Nouvelle-Écosse, des roches du Trias supérieur du groupe de Fundy comprennent deux unités sédimentaires séparées par des coulées de basalte (Klein, 1962). L'unité sédimentaire inférieure, dénommée antérieurement formation d'Annapolis, comprend les formations de Wolfville et de Blomidon. La formation de Wolfville recouvre en discordance angulaire des roches carbonifères et plus anciennes et est formée de 200 à 2,500 pieds de conglomérat polymictique à cailloux et blocs rouges et bruns, de grauwacke, de grès orthoquartzitique et de schiste argileux. Elle est d'origine fluviale, présente des structures de creusement et remblaiement, de la stratification entrecroisée, des rides de plage, des stries de courant et des cailloux en imbrication. Elle est recouverte en concordance par la formation de Blomidon. Cette formation est en partie correspondante latéralement à la formation de Wolfville et consiste en 25 à 1,200 pieds de grès gris rougeâtre et verdâtre à stratification uniforme, et de mudstone finement stratifiée. Les cannelures, les empreintes de cristaux de sel, les empreintes de pluie, les rides de plage, les fentes de retrait, la stratification entrecroisée et les troncs d'arbres indiquent surtout un faciès lacustre se présentant en digitation avec le faciès fluvial de Wolfville. La formation de Blomidon est recouverte en concordance par le basalte du mont Nord formé d'environ 875 pieds au moins de coulées de basalte tholéitique contenant des amygdaires remplies d'un assemblage divers de zéolithes. La datation de cinq échantillons de roches a donné un âge moyen de 198 m.a., ce qui correspond à la fin du Trias. La formation de Scots Bay, sus-jacente au basalte du mont Nord, longe le rivage de la baie de Fundy. Elle comprend 23 pieds de grès gris et brun, de mudstone violette et grise, et de calcaire associé à des nodules de chert et de jaspe. Elle est probablement d'origine lacustre. Les fossiles de toutes les formations ne sont pas d'origine marine; on y trouve des coquilles de conchostracés, des os de reptiles, des dents de vertébrés, des écailles de poisson et des fougères; ces fossiles remontent tous à la fin du Trias, probablement au Carnien et au Norien. Du grès rouge et du conglomérat, lithologiquement semblable à la formation de Wolfville, affleurent à la baie Chédabouctou et dans le sud du Nouveau-Brunswick. Le basalte affleure dans le bassin des Mines et dans l'île Grand-Manan.

Deux dykes de diabase remontent à la fin du Permien ou au Trias. Celui de l'île-du-Prince-Édouard a un pendage modéré, une épaisseur d'au moins 10 pieds et est peut-être un filon-couche; il traverse le grès rouge du groupe de Pictou. La datation au K-Ar a donné 207 ± 8 m.a. (N.J. Snelling), c'est-à-dire un âge proche du Trias moyen, tandis que les positions des pôles paléomagnétiques feraient remonter ce dyke à la fin du Permien. L'autre dyke de diabase, situé dans le sud de la Nouvelle-Écosse, a une largeur de 200 à 500 pieds et une longueur de 70 milles. La datation au K-Ar a donné 197 ± 32 m.a., c'est-

à-dire près de la limite entre le Trias et le Jurassique. La position des pôles paléomagnétiques est semblable à celle des pôles pour les roches triasiques de l'Amérique du Nord, y compris les laves de basalte du mont Nord auquel le dyke a été apparenté.

Jurassique et Crétacé

Des dykes de lamprophyre à direction nord-est coupent des roches sédimentaires plissées du Silurien et du granite dévonien à la baie Notre-Dame à Terre-Neuve. La biotite et la hornblende ont donné un âge au K-Ar variant entre 115 et 144 m.a., soit 133 m.a. en moyenne, ce qui correspond au début du Crétacé. Un dyke de diabase à direction nord-ouest coupe du calcaire de l'Ordovicien supérieur dans l'île d'Anticosti et aurait donné un âge au K-Ar de 138 m.a., c'est-à-dire un âge à la limite ou proche de la limite entre le Jurassique et le Crétacé.

Les intrusions montérégiennes coupent les roches plissées de l'orogène des Appalaches, les couches horizontales ou faiblement déformées de la plate-forme du Saint-Laurent et les roches cristallines précambriennes de la province de Grenville du Bouclier canadien. Ces intrusions, situées le long d'une ligne à direction ouest, s'étendent en association avec d'autres dykes sur une distance d'environ 150 milles. La plupart sont des cheminées d'apparence grossièrement circulaire en section et à parois verticales, mais quelques-unes sont considérées comme des laccolithes. Près de Montréal on trouve des cheminées d'explosion formées de roches ignées en proportions variées et d'inclusions de roches encaissantes variant du Précambrien au Dévonien inférieur. Les inclusions de calcaire du Dévonien ont dû pénétrer dans la cheminée, car il n'existe pas de couches en affleurement dans le bassin de Québec plus récentes que l'Ordovicien. Les intrusions et les dykes sont formés d'une grande variété de roches alcalines; on y trouve notamment de la syénite à néphéline, de l'essexite, de la normarkite, de la pulaskite, de la yamaskite et de la rougemontite. Des roches monzonitiques et granitiques forment une partie de l'intrusion la plus orientale près du lac Mégantic. L'intrusion d'Oka contient une abondance de carbonatite exploitée pour le minéral de niobium, pyrochlore. Plusieurs déterminations, par les méthodes au K-Ar et au Rb-Sr, sur les minéraux et les roches de ces intrusions, ont donné des âges de 84 à 123 m.a., dont plusieurs se trouvaient entre 100 et 115 m.a., ce qui correspond à la fin du Crétacé inférieur. Il est possible que le dyke de kimberlite à direction nord-ouest trouvé dans la région de Kirkland Lake soit apparenté aux intrusions montérégiennes. L'âge de la phlogopite, déterminé par la méthode au K-Ar, atteint 151 ± 8 m.a., ce qui correspond à la fin du Jurassique.

Il existe des sédiments du Crétacé en Nouvelle-Écosse et sur le plateau continental de Scotian. Des sédiments

non marins du Crétacé inférieur, probablement antérieurs à l'Albien, composés d'environ 60 pieds de lits interstratifiés rouges, bruns, gris et noirs d'argile, de sable, de silt et de lignite contenant du pollen et des spores, affleurent le long de la rivière Musquodoboit et dans une excavation près de Shubenacadie, dans le centre de la Nouvelle-Écosse (Stevenson, 1959). Les sédiments, probablement d'origine lacustre et fluviale, remplissent une vallée dont le fond est à plus de 200 pieds au-dessous de la surface des bas-plateaux environnants. Ils recouvrent probablement en discordance le groupe de Windsor et sont à leur tour recouverts par des dépôts glaciaires. L'argile a servi à la fabrication de poterie et de briques réfractaires de couleur chamois.

Il est possible que les sédiments du Crétacé supérieur recouvrent une grande partie du plateau continental de Scotian et de la région des Grands bancs, et peut-être la partie du plateau continental de l'Atlantique au large des côtes nord-est de Terre-Neuve et du Labrador. Il est douteux, cependant, de les trouver dans le golfe Saint-Laurent, car la plus grande partie du fond de la mer, entre les îles de la Madeleine et l'Île-du-Prince-Édouard, est recouverte de grès rouges, probablement du Carbonifère et du Permien. Sur la partie est du banc Banquereau du plateau continental de Scotian, plusieurs blocs de marne durcie, très fossilifère à coquille finement arénacée, ont été soulevés d'une profondeur de 200 brasses. On croit que ces blocs se sont détachés d'affleurements sous-marins

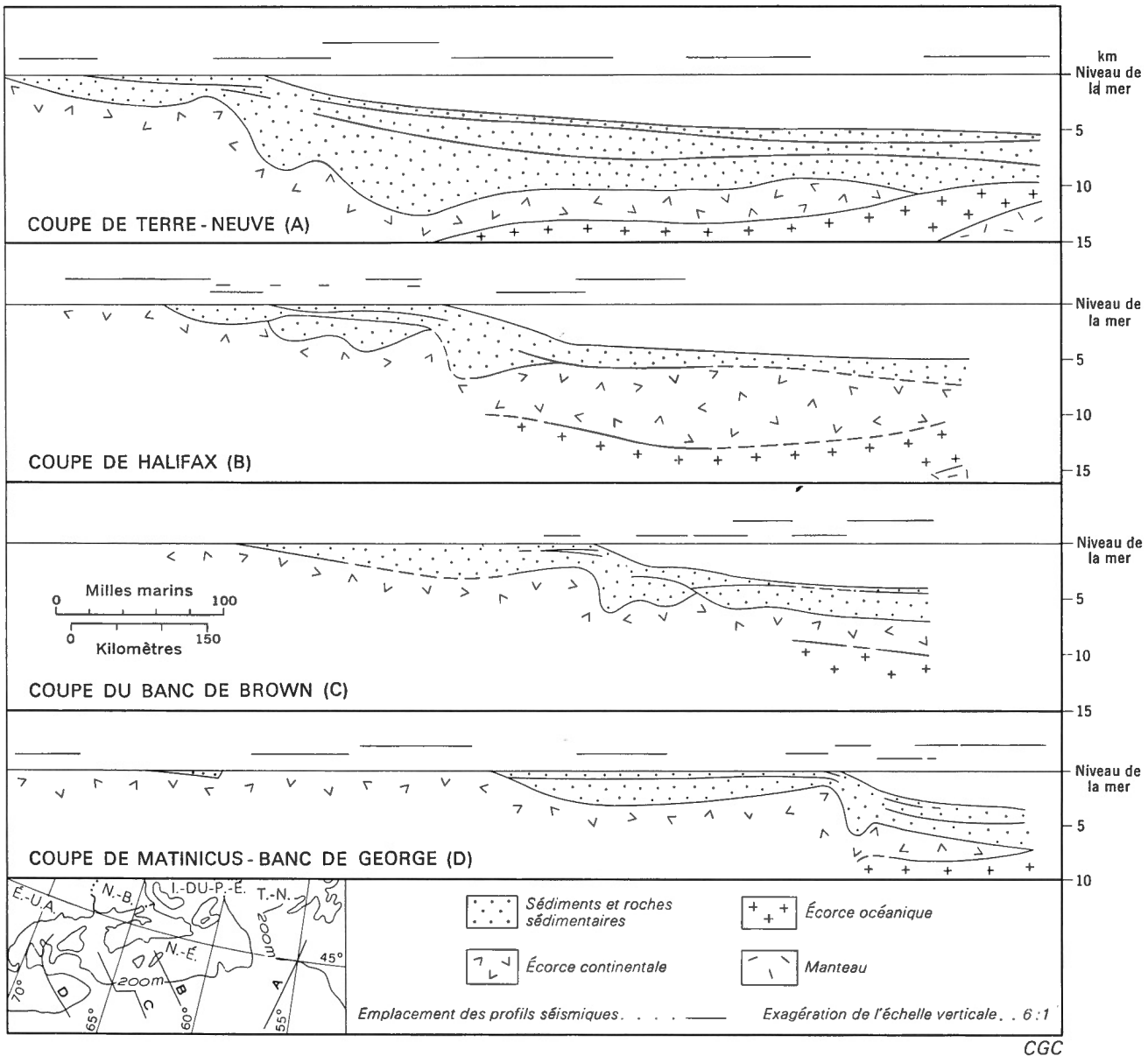


FIGURE VI-31. Coupe structurale à partir des mesures de réfraction sismique, plateau continental de l'Atlantique (Drake et coll., 1959).

et se sont déposés en eau plus profonde. La faune est marine et date du Crétacé supérieur, probablement du Cénomanién. On a dragué du grès impur gris verdâtre près d'un pic sous-marin dans le centre du plateau continental de Scotian, au nord de l'île de Sable (L. H. King). La faune date probablement du Cénomanién (J. A. Jeletzky). Les grès micacés et glauconieux d'origine marine, datant de la fin du Crétacé supérieur, et dragués dans le golfe du Maine, s'étendent probablement au nord-est jusqu'au plateau continental de Scotian et aux Grands bancs. Le Crétacé supérieur pourrait avoir plusieurs milliers de pieds d'épaisseur si les couches remplissent la partie des fosses sises sous le plateau continental, la pente continentale et le pied de la pente continentale (fig. VI-31).

Tertiaire

Des échantillons en batée et des carottes de sédiments tertiaires ont été prélevés à des profondeurs entre

425 et 488 brasses, sur les bords de The Gully au large du plateau continental de Scotian (Marlowe, 1967). Ces échantillons et carottes, formés de silt brun foncé, dur et fissile renferment des foraminifères de la fin du Tertiaire, probablement du Miocène. Un gros caillou de grès glauconifère grossier, probablement du Pliocène, a été remonté du fond de The Gully. On suppose qu'il existe des sédiments tertiaires sur d'autres parties du plateau, y compris certaines régions du golfe Saint-Laurent, car il semble que la géomorphologie des terrains actuels ait une ressemblance avec celle du Tertiaire.

Du grès grossier et du gravier en masses stratifiées, probablement du Tertiaire et d'origine fluviale, affleurent en Nouvelle-Écosse à Maitland, à Greenfield et entre Bridgewater et Halifax. Ils sont solidement cimentés par de la limonite et reposent directement sur l'ardoise pyriteuse de la formation d'Halifax et bien qu'ils soient recouverts par des matériaux glaciaires, ils peuvent être des dépôts d'alluvions du Pléistocène.

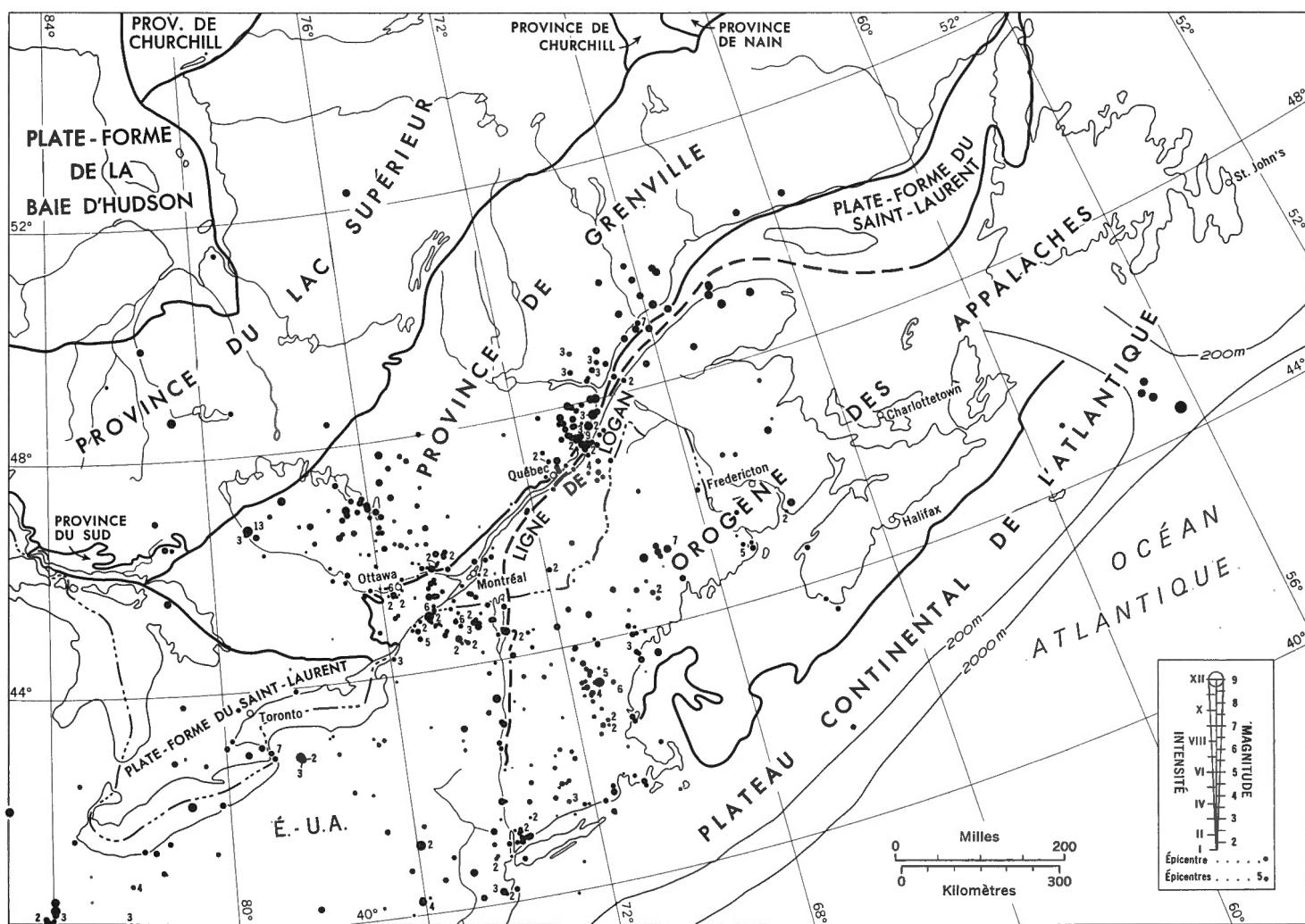
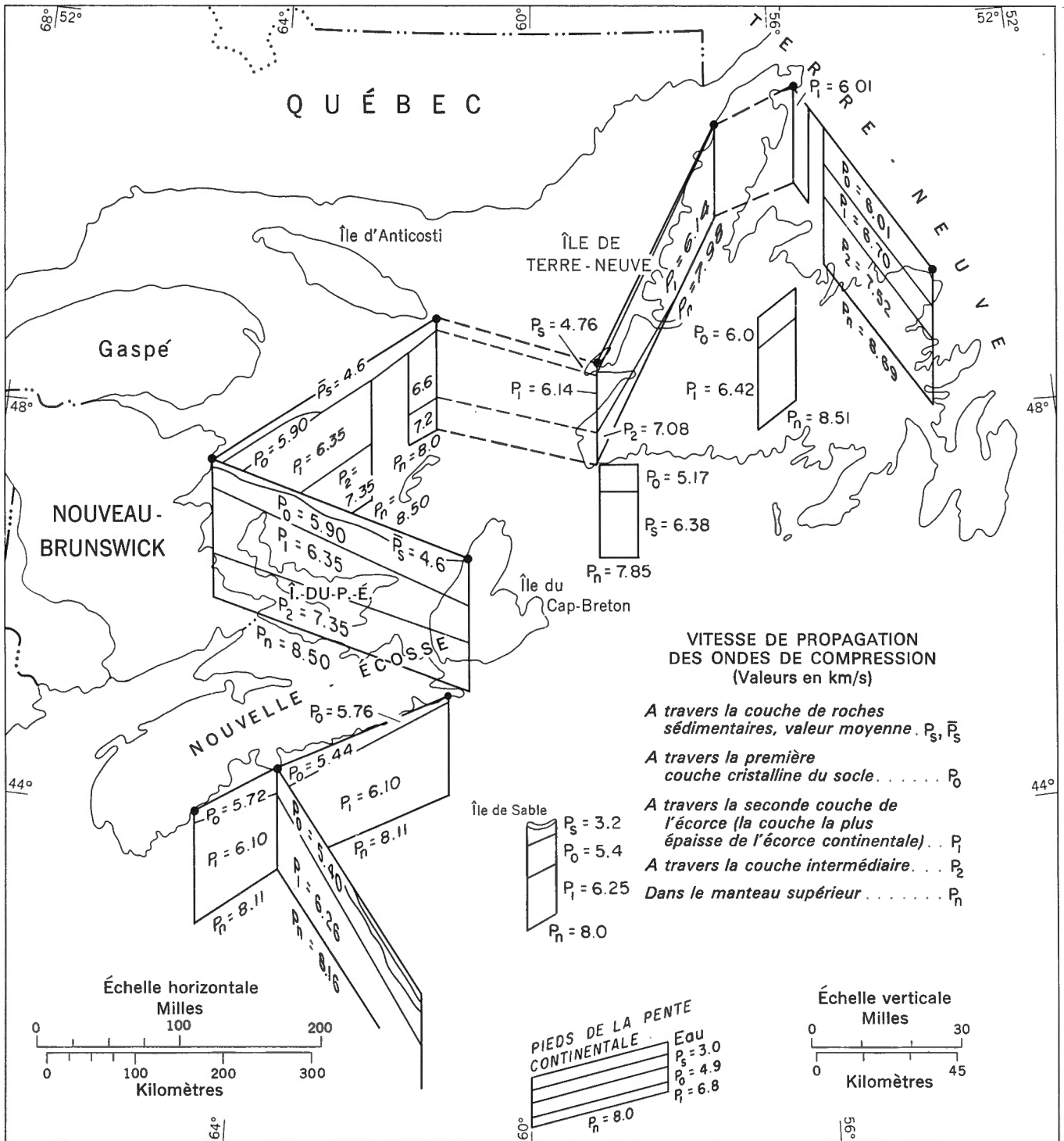


FIGURE VI-32. Épicentres des tremblements de terre de l'Est du Canada et des régions adjacentes, 1928-1959 (modifié de Smith, 1967).



CGC

FIGURE VI-33. Coupes transversales de l'orogène des Appalaches (Dainty et coll., 1966).

Quaternaire

Des moraines du Pléistocène gisent dans la partie centrale du plateau continental de Scotian, et d'abondants fragments de roches ignées et métamorphiques d'origine probablement glaciaire ont été récupérés sur la partie sud-est du plateau et de la pente continentale et dans les canyons comme The Gully. Également, le fond du golfe Saint-Laurent est tapissé de matériaux glaciaires. Le chenal Laurentien est une vallée préglaciaire modifiée par les glaciers. Le recul des glaciers a permis à la mer d'envahir les principales vallées et d'y déposer des argiles marines, et dans la région des Grands lacs, d'y former des dépôts d'argile lacustre. Au cours des deux derniers millénaires, plusieurs zones côtières de la Nouvelle-Écosse et de l'Île-du-Prince-Édouard se sont affaissées, et la mer a submergé les forêts qui les recouvraient.

Au cours des temps, il n'y a eu dans la région de l'orogène des Appalaches que quelques tremblements de terre, généralement de faible intensité. La plate-forme du Saint-Laurent et la partie adjacente du Bouclier canadien ont une sphère sismique active près de la ville de Québec et le long d'une zone qui s'étend jusqu'à Boston (Massachusetts), en passant par Montréal (fig. VI-32). Les concentrations des

épïcèntres sèismiques ne semblent pas ètre dèterminèes par les èlémentè gèologiques sous-jacents à la surface.

Sous la région de l'orogène des Appalaches et le long de la zone axiale de cette région, des relevés de réfraction sismique en mer (Dainty et coll., 1966) ont indiqué une zone épaisse de la croûte terrestre. À l'intérieur de la zone (fig. VI-33), la croûte terrestre atteint environ 45 km d'épaisseur et recouvre un manteau supérieur dans lequel les ondes de compression se propagent à une vitesse de 8.5 à 8.7 km/sec. Dans la partie inférieure de la croûte terrestre, dans une bande intermédiaire, les ondes se propagent à une vitesse de 7.3 à 7.5 km/sec. En bordure de la région de la zone épaisse, l'écorce terrestre a une épaisseur de 30 à 40 km. La bande ou couche intermédiaire manque, et la croûte terrestre recouvre un manteau supérieur dans lequel les ondes se propagent à la vitesse courante d'environ 8.0 km/sec. La zone épaisse de la croûte terrestre correspond étroitement à la dépression de Notre-Dame, élément tectonique toujours négatif du géosynclinal appalachien dans lequel se sont accumulées des roches sédimentaires, volcaniques et ultramafiques eugéosynclinales et qui a été intensivement déformé au cours de l'orogénèse de l'Acadien.

CHOIX D'OUVRAGES À CONSULTER

- Alcock, F. J.
1936: Géologie de la région de la baie des Chaleurs; *Comm. géol., Can.*, Mém. 183.
1938: Geology of Saint John region; *Comm. géol., Can.*, Mém. 216.
- Ayrton, W. G.
1967: Région de Chandler—Port-Daniel; *min. Rich. nat., Québec*, R. G. 120.
- Badgley, P. C.
1956: Région de New Carlisle; *min. Mines, Québec*, R. G. 70.
- Baird, D. M., et Cote, P. R.
1964: Lower Carboniferous sedimentary rocks in southwestern Newfoundland and their relations to similar strata in western Cape Breton Island; *Bull., Inst. can. mines et met.*, vol. 57, pp. 509–520.
- Beards, R. J.
1967: Guide to the subsurface Palaeozoic stratigraphy of southern Ontario; *Dept. Energy Resources Management, Ont. Étude 67-2*.
- Béland, J.
1960: Rapport préliminaire sur les régions Rimouski—Mata-pédia; *min. Rich. nat., Québec*, R. P. 430.
1962: Région de Ste-Perpétue; *min. Rich. nat., Québec*, R. G. 98.
- Bell, W. A.
1927: Outline of Carboniferous stratigraphy and geologic history of the Maritime Provinces of Canada; *Trans., Soc. Roy. Can.*, sect. IV, vol. 31, pp. 75–108.
1929: Horton-Windsor district, Nova Scotia; *Comm. géol., Can.*, Mém. 155.
- Bell, W. A. (*fin*)
1948: Early Carboniferous strata of St. George's Bay area, Newfoundland; *Comm. géol., Can.*, Bull. 10.
1958: Possibilities for occurrence of petroleum reservoirs in Nova Scotia; *min. Mines, N.-É.*
- Belt, E. S.
1965: Stratigraphy and paleogeography of Mabou Group and related Middle Carboniferous facies, Nova Scotia, Canada; *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 76, pp. 777–802.
- Belyea, H. L.
1952: Deep wells and subsurface stratigraphy of part of the St. Lawrence Lowlands, Quebec; *Comm. géol., Can.*, Bull. 22.
- Betz, F., Jr.
1939: Geology and mineral deposits of the Canada Bay area, northern Newfoundland; *Newfoundland Geol. Surv.*, Bull. 16.
- Bolton, T. E.
1957: Silurian stratigraphy and palaeontology of the Niagara escarpment in Ontario; *Comm. géol., Can.*, Mém. 289.
1961: Formations ordoviciennes et siluriennes de l'île d'Anticosti (Québec); *Comm. géol., Can.*, Étude 61-26.
- Boucot, A. J., Cumming, L. M., et Jaeger, H.
1967: Contributions to the age of the Gaspé Sandstone and Gaspé Limestone; *Comm. géol., Can.*, Étude 67-25.
- Brückner, W. D.
1966: Stratigraphy and structure of west-central Newfoundland; Guidebook: geology of parts of Atlantic Provinces; *Ass. géol. Can.—Ass. minéral. Can.*, pp. 137–151.

- Burgess, R. J.
1962: Cambrian hydrocarbon traps on the northwest rim of the Appalachian Basin; *Proc. Ontario Petrol. Inst.*, 1^{re} conf. ann., pp. 1-24.
- Burk, C. F., Jr.
1964: Stratigraphie silurienne de la Gaspésie, Québec; *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 48, pp. 437-464.
- Cady, W. M.
1960: Stratigraphic and geotectonic relationships in northern Vermont and southern Quebec; *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 71, pp. 531-576.
1967: Geosynclinal setting of the Appalachian mountains in southeastern Quebec and northwestern New England; *Soc. Roy. Can.*, Publ. spéc. 10, Appalachian tectonics, pp. 57-68.
- Clark, T. H.
1956: Oil and gas in the St. Lawrence Lowland of Quebec; *Trans., Inst. can. mines et mét.*, vol. 59, pp. 278-282.
1965: Oil and gas potential of Quebec and the Maritime Provinces; *Proc. Ontario Petrol. Inst.*, 4^e conf. ann., pp. 1-7.
- Clifford, P. M., et Baird, D. M.
1962: Great Northern Peninsula of Newfoundland-Grenville Inlier; *Trans., Inst. can. mines et mét.*, vol. 65, pp. 95-102.
- Cooke, H. C.
1950: Géologie d'une partie du sud-ouest des Cantons de l'Est de la province de Québec; *Comm. géol., Can.*, Mém. 257.
- Cooper, J. R.
1937: Geology and mineral deposits of the Hare Bay area; *min. Ress. nat., T.-N.*, Sect. géol., Bull. 9.
1954: La Poile-Cinq Cerf map-area, Newfoundland; *Comm. géol., Can.*, Mém. 276.
- Crosby, D. G.
1962: Wolfville map-area, Nova Scotia; *Comm. géol., Can.*, Mém. 325.
- Cumming, L. M.
1959: Formations du Silurien et du Dévonien inférieur dans l'est de la péninsule de Gaspé, Québec; *Comm. géol., Can.*, Mém. 304.
- Dainty, A. M., Keen, C. E., Keen, M. J., et Blanchard, J.-E.
1966: Review of geophysical evidence of crust and upper-mantle structure on the eastern seaboard of Canada; *Geophys. Monograph 10: The earth beneath the continents*; *Am. Geophys. Union*, pp. 349-369.
- Davies, J. L.
1966: Geology of Bathurst-Newcastle area, N. B.; *Guidebook: geology of parts of Atlantic Provinces*; *Ass. géol. Can.—Ass. minéral., Can.*, pp. 33-43.
- Drake, C. L., Ewing, M., et Sutton, G. H.
1959: Continental margins and geosynclines: the east coast of North America north of Cape Hatteras; *Physical Chemistry of the Earth*, *Pergamon Press*, Londres, vol. 3, pp. 110-198.
- Dresser, J. A., et Denis, T. C.
1944: La Géologie du Québec; *min. Mines, Québec*, R. G. 20, vol. 2.
- Eakins, P. R.
1964: Région de Sutton, Québec; *Comm. géol., Can.*, Étude 63-34.
- Espenshade, G. H.
1937: Geology and mineral deposits of the Pilley's Island area; *min. Ress. nat., T.-N.*, Sect. géol. Bull. 6.
- Fairbairn, H. W., Bottino, M. L., Pinson, W. H., Jr., et Hurley, P. M.
1966: Whole rock age and initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr of volcanics underlying fossiliferous Lower Cambrian in the Atlantic Provinces of Canada; *Can. J. Earth Sci.*, vol. 3, pp. 509-521.
- Fyson, W. K.
1966: Structures in the Lower Paleozoic Meguma Group, Nova Scotia; *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 77, pp. 931-944.
- Greiner, H. R., et Potter, R. R.
1966: Silurian and Devonian stratigraphy, northern New Brunswick; *Guidebook: geology of parts of Atlantic Provinces*; *Ass. géol. Can.—Ass. minéral. Can.*, pp. 19-32.
- Gussow, W. C.
1953: Carboniferous stratigraphy and structural geology of New Brunswick, Canada; *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 37, n° 7.
- Hacquebard, P. A., et Donaldson, J. R.
1963: Stratigraphy and palynology of the Upper Carboniferous coal measures in the Cumberland Basin of Nova Scotia, Canada; *Cinquième Congrès Inter. stratigraphique et Géol. carbonifère*, Paris, pp. 1157-1169.
- Hamblin, W. K.
1958: The Cambrian sandstones of northern Michigan; *Mich. Geol. Surv.*, Publ. 51.
- Hayes, A. O., et Howell, B. F.
1937: Geology of Saint John, New Brunswick; *Geol. Soc. Am.*, Étude spéc. n° 5.
- Hayes, A. O., et Johnson, H.
1938: Geology of the Bay St. George Carboniferous area, Newfoundland; *Newfoundland Geol. Surv.*, Bull. 12.
- Hubert, C.
1967: Tectonique d'une partie de la formation Sillery dans le secteur Chaudière-Matapédia des Appalaches québécoises; *Soc. Roy. Can.*, Publ. spéc. 10; *Tectonique appalachienne*, pp. 33-40.
- Hutchinson, R. D.
1952: The stratigraphy and trilobite faunas of the Cambrian sedimentary rocks of Cape Breton Island, Nova Scotia; *Comm. géol., Can.*, Mém. 263.
1962: Cambrian stratigraphy and trilobite faunas of southeastern Newfoundland; *Comm. géol., Can.*, Bull. 88.
- Jenness, S. E.
1963: Terra Nova and Bonavista map-areas, Newfoundland; *Comm. géol., Can.*, Mém. 327.
- Kay, G. M.
1966: Newfoundland structures and continental drift; *Bull. Can. Petrol. Geol.*, vol. 14, pp. 613-620.
1967: Stratigraphy and structure of northeastern Newfoundland bearing on drift in North Atlantic; *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 51, pp. 579-600.

- Kelley, D. G.
1967: Some aspects of Carboniferous stratigraphy and depositional history in the Atlantic Provinces of Canada; *Ass. géol. Can., Étude spéc. n° 4*, pp. 213-228.
- Kindle, C. H., et Whittington, H. B.
1958: Stratigraphy of the Cow Head region, western Newfoundland; *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 69, pp. 315-342.
- Klein, G. de V.
1962: Triassic sedimentation, Maritime Provinces, Canada; *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 73, pp. 1127-1146.
- Koepke, W. E., et Sanford, B. V.
1965: The Silurian oil and gas fields of southwestern Ontario; *Comm. géol., Can., Étude 65-30*.
- Lajoie, J., Lespérance, P.-J., et Béland, J.
1968: Stratigraphie et paléogéographie siluriennes de la région de Matapédia-Témiscouata, Québec; *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 52, pp. 615-640.
- Lilly, H. D.
1963: Geology of Hughes Brook-Goose Arm area, west Newfoundland; *Univ. Memorial, St-Jean (T.-N.), Rapp. géol. n° 2*.
1967: Some notes on stratigraphy and structural style in central west Newfoundland; *Comm. géol., Can., Spec. Paper No. 4*, Collected papers on the geology of the Atlantic Region, pp. 201-211.
- Maehl, R. H.
1961: The older Palaeozoic of Pictou County, Nova Scotia; *min. Mines, N.-É., Mém. 4*.
- Marlowe, J. I.
1967: The geology of part of the continental slope near Sable Island, Nova Scotia; *Comm. géol., Can., Étude 65-38*.
- Mattinson, C. R.
1964: Région du mont Logan, comtés de Matane et de Gaspé-Nord; *min. Rich. nat., Québec*, R. G. 118.
- McCartney, W. D.
1967: Whitbourne map-area Newfoundland; *Comm. géol., Can., Mém. 341*.
- McCartney, W. D., Poole, W. H., Wanless, R. K., Williams, H., et Loveridge, W. D.
1966: Rb/Sr age and geological setting of the Holyrood granite, southeast Newfoundland; *Can. J. Earth Sci.*, vol. 3, pp. 947-957.
- McGerrigle, H. W.
1950: La géologie de l'Est de Gaspé; *min. Mines, Québec*, R. G. 35.
- Murray, B. C.
1960: Stratigraphy of the Horton Group in parts of Nova Scotia; *N. S. Research Found.*, Halifax.
- Neale, E. R. W.
1963: Geology, Pleasant Bay, Nova Scotia; *Comm. géol., Can., carte 1119A*.
- Neale, E. R. W., Béland, J., Potter, R. R., et Poole, W. H.
1961: Preliminary tectonic map of the Canadian Appalachian Region based on age of folding; *Trans., Inst. can. mines et mét.*, vol. 64, pp. 405-412.
- Neale, E. R. W., et Kennedy, M. J.
1967: Relationship of the Fleur de Lys Group to younger groups of the Burlington Peninsula, Newfoundland; *Soc. Roy. Can., Étude spéc. n° 4*, pp. 139-169.
- Neale, E. R. W., et Nash, W. A.
1963: Sandy Lake (east half), Newfoundland; *Comm. géol., Can., Étude 62-28*.
- Oliver, W. A.
1966: The Bois Blanc and Onondaga Formations in western New York and adjacent Ontario; *N. Y. State Geol. Assoc., Livre-guide: 38^e réunion annuelle*, Buffalo, 1966, pp. 32-43.
- Ollerenshaw, N. C.
1967: Région de Cuoq-Langis; *min. Rich. nat., Québec*, R. G. 121.
- Ollerenshaw, N. C., et MacQueen, R. W.
1960: Ordovician and Silurian of the Lake Timiskaming area; *Proc., Ass. géol., Can.*, vol. 12, pp. 105-115.
- Osborne, F. F.
1956: La géologie dans le voisinage de la ville de Québec; *Naturaliste Can.*, vol. 83, pp. 157-223.
- Phinney, W. C.
1963: Phase equilibria in the metamorphic rocks of St. Paul Island and Cape North, Nova Scotia; *J. Petrol.*, vol. 4, pp. 90-130.
- Poole, W. H.
1963: Hayesville, New Brunswick; *Comm. géol., Can., carte 6-1963*.
1967: Tectonic evolution of Appalachian Region of Canada; geology of the Atlantic Region; *Soc. Roy. Can., Étude spéc. n° 4*, pp. 9-51.
- Riley, G. C.
1962: Stephenville map-area, Newfoundland; *Comm. géol., Can., Mém. 323*.
- Rodgers, J.
1965: Long Point and Clam Bank Formations, western Newfoundland; *Proc., Ass. géol. Can.*, vol. 16, pp. 83-94.
- Rodgers, J., et Neale, E. R. W.
1963: Possible "Taconic" klippen in western Newfoundland; *Am. J. Sci.*, vol. 261, pp. 713-730.
- Roliff, W. A.
1962: The Maritime Carboniferous basin of eastern Canada; *Proc., Ass. géol. Can.*, vol. 14, pp. 21-41.
1968: Oil and gas exploration—Anticosti Island, Quebec; *Proc. Ass. géol. Can.*, vol. 19, pp. 31-36.
- Rose, E. R.
1952: Torbay map-area, Newfoundland; *Comm. géol., Can., Mém. 265*.
- Sage, N. M., Jr.
1954: The stratigraphy of the Windsor Group in the Antigonish quadrangle and the Mahone Bay-St. Margaret Bay area, Nova Scotia; *min. Mines, N.-É., Mém. 3*.
- St-Julien, P.
1967: Tectonique d'une partie de la région des Appalaches dans le sud-est du Québec (sud-ouest de la rivière Chaudière); *Soc. Roy. Can., Publ. spéc. 10*, Tectonique appalachienne, pp. 41-47.

- Sanford, B. V.
 1961: Subsurface stratigraphy of Ordovician rocks in southwestern Ontario; *Comm. géol., Can.*, Étude 60-26.
 1964: Subsurface stratigraphy of Silurian rocks in southwestern Ontario; *Comm. géol., Can.*, Étude 64-2, pp. 14-19.
 1968: Devonian of Ontario and Michigan; *Proc. Internat. Devonian Symposium*, Calgary, 1967, vol. 2, pp. 973-999.
- Sanford, B. V., et Quillian, R. G.
 1959: Subsurface stratigraphy of Upper Cambrian rocks in southwestern Ontario; *Comm. géol., Can.*, Étude 58-12.
- Schuchert, C., et Dunbar, C. O.
 1934: Stratigraphy of western Newfoundland; *Geol. Soc. Am.*, Mém. 1.
- Sinclair, G. W.
 1965: Succession of Ordovician rocks at Lake Timiskaming; *Comm. géol., Can.*, Étude 65-34.
- Skidmore, W. B.
 1965: Région de Honorat-Reboul; *min. Rich. nat., Québec*, R. G. 107.
- Smith, J. C.
 1966: Geology of southwestern New Brunswick; Guidebook: geology of parts of Atlantic Provinces; *Ass. géol. Can.—Ass. minéral. Can.*, pp. 1-18.
- Smith, W. E. T.
 1967: Some geological and tectonic considerations of eastern Canada earthquakes; *Soc. Roy. Can.*, Publ. spéc. 10, Appalachian tectonics, pp. 84-93.
- Smitheringale, W. G.
 1960: Geology of Nictaux-Torbrook map-area, Annapolis and Kings counties, Nova Scotia; *Comm. géol., Can.*, Étude 60-13.
- Stacy, M. C.
 1953: Stratigraphy and paleontology of the Windsor Group (Upper Mississippian) in parts of Cape Breton Island, Nova Scotia; *min. Mines, N.-É.*, Mém. 2.
- Stevenson, I. M.
 1959: Shubenacadie and Kennetcook map-areas, Colchester, Hants and Halifax counties, Nova Scotia; *Comm. géol., Can.*, Mém. 302.
- Taylor, F. C.
 1965: Silurian stratigraphy and Ordovician-Silurian relationships in southwestern Nova Scotia; *Comm. géol., Can.*, Étude 64-13.
- Taylor, F. C. (*fin*)
 1967: Reconnaissance geology of Shelburne map-area, Queens, Shelburne and Yarmouth counties, Nova Scotia; *Comm. géol., Can.*, Mém. 349.
- Taylor, F. C., et Schiller, E. A.
 1966: Metamorphism of the Meguma Group of Nova Scotia; *Can. J. Earth Sci.*, vol. 3, pp. 959-974.
- Twenhofel, W. H.
 1909: Geology of Anticosti Island; *Comm. géol., Can.*, Mém. 154.
 1938: Geology and paleontology of the Mingan Islands, Quebec; *Geol. Soc. Am.*, Étude spéc. n° 11.
- Webb, G. W.
 1963: Occurrence and exploration significance of strike-slip faults in southern New Brunswick, Canada; *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 47, n° 11, pp. 1904-1927.
- Weeks, L. J.
 1954: Southeast Cape Breton Island, Nova Scotia; *Comm. géol., Can.*, Mém. 277.
- Whittington, H. B., et Kindle, C. H.
 1963: Middle Ordovician Table Head Formation, western Newfoundland; *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 74.
- Williams, H.
 1964: The Appalachians in northeastern Newfoundland—a two-sided symmetrical system; *Am. J. Sci.*, vol. 262, pp. 1137-1158.
 1967: Silurian rocks of Newfoundland; *Ass. géol. Can.*, Étude spéc. n° 4, Collected papers on the geology of the Atlantic region, pp. 93-137.
 1969: Pre-Carboniferous development of Newfoundland Appalachians; *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, Mém. 12, «North Atlantic—geology and continental drift», pp. 32-58.
- Williams, M. Y.
 1914: Arisaig-Antigonish district, Nova Scotia; *Comm. géol. Can.*, Mém. 60.
- Wilson, A. E.
 1946: Geology of the Ottawa-St. Lawrence Lowlands, Ontario and Quebec; *Comm. géol., Can.*, Mém. 241.
- Winder, C. G.
 1962: Upper Devonian age of the Kettle Point Shale; *Trans., Soc. Roy. Can.*, vol. 56, 3^e sér., sect. 3, part. 1, pp. 85-95.

VII. Ressources minérales du Sud-Est du Canada

Introduction.....	346
Les provinces minérales.....	352
Les gîtes métallifères.....	355
Les gîtes de minéraux industriels.....	379
Les combustibles.....	387
Choix d'ouvrages à consulter.....	406



INTRODUCTION

L'industrie minérale du Sud-Est du Canada produit plusieurs métaux, une variété de minéraux industriels, des matériaux de construction et des combustibles (pétrole, gaz et houille). La valeur de l'ensemble a atteint près de 702 millions de dollars en 1966, soit environ 18 p. 100 de la valeur totale de la production minérale du Canada. Comme l'indique le tableau VII-1, la valeur de la production des matériaux de construction et des minéraux industriels a dépassé celle des métaux produits. L'amiante a constitué le minéral le plus important; son volume a atteint 1,401,416 tonnes de fibre, soit 94 p. 100 de la production totale canadienne, d'une valeur estimée à 152 millions de dollars. Viennent ensuite en ordre décroissant le ciment, le sable et le gravier, la pierre, la houille, le zinc, le cuivre, les produits argileux, le plomb, le sel, la chaux, le gypse, le minerai de fer, l'argent, le gaz naturel, le pétrole, la tourbe, le niobium (colombium), le spath fluor, l'or et la barytine; la valeur de la production de ces substances a varié entre 101 millions de dollars pour le ciment et 1.8 million de dollars pour la barytine. Des métaux communs, le zinc est le plus important; sa production a atteint 390,490,896 livres, soit 20 p. 100 de la production totale canadienne, d'une valeur estimée à 57.7 millions de dollars. Venaient ensuite le cuivre avec 164,976,657 livres ou 16 p. 100 de

¹ Les différentes sections du présent chapitre ont été rédigées par les auteurs suivants: introduction, provinces minérales, gîtes métallifères et minéraux industriels non stratifiés par E. R. Rose; gaz naturel, pétrole et minéraux industriels stratifiés par B. V. Sanford; houille par P. A. Hacquebard. Pour fins de référence, veuillez noter l'auteur et la page.

la production totale canadienne, d'une valeur de 40.7 millions de dollars et le plomb avec 144,349,393 livres ou 20 p. 100 de la production totale canadienne, d'une valeur de 21.5 millions de dollars. La production globale de cuivre, de plomb et de zinc a formé en 1966 un total de 699,816,946 livres d'une valeur de 120 millions de dollars. Les métaux précieux, argent et or, récupérés de ces minerais ont apporté un complément de 10 millions de dollars, et le molybdène, le cadmium et le bismuth, extraits des mêmes sources, environ 1.4 million de dollars.

Les principaux gîtes de minéraux appartiennent à trois catégories: gîtes métallifères, gîtes de minéraux industriels et combustibles. En raison de l'évolution géologique complexe des gîtes métallifères et des incertitudes concernant leur âge, leur origine et la nature de leurs roches encaissantes, les gîtes ont été groupés en fonction des métaux et minéraux prédominants, ce qui permet de laisser de côté les méthodes subjectives de classification, d'établir des comparaisons et de tirer des conclusions touchant les régions favorables à la minéralisation.

Il existe une association marquée entre les gîtes minéraux et les roches ignées; cette association est démontrée par l'agglomération de plus de 500 gîtes dans les centres d'activité ignée, tels que dans la zone de serpentine des Cantons de l'Est, les monts Notre-Dame de la péninsule de Gaspé, les zones minérales du centre du Nouveau-Brunswick et de Terre-Neuve et dans les roches de couvertures du granite dévonien de la Nouvelle-Écosse (fig. VII-1). Il y a des associations plus spécifiques, ainsi les gisements d'amiante, de chrome et de nickel sont associés



VII

Ressources minérales du Sud-Est du Canada

E. R. Rose, B. V. Sanford, P. A. Hacquebard¹

Gaspé Copper Mines Limited, Murdochville (Québec).

aux roches basiques et ultrabasiques (fig. VII-4) tandis que ceux d'or, de molybdène, d'antimoine, de bismuth, d'étain et de tungstène se trouvent associés aux roches granitiques (fig. VII-5).

Résumé des importants progrès de l'industrie minérale

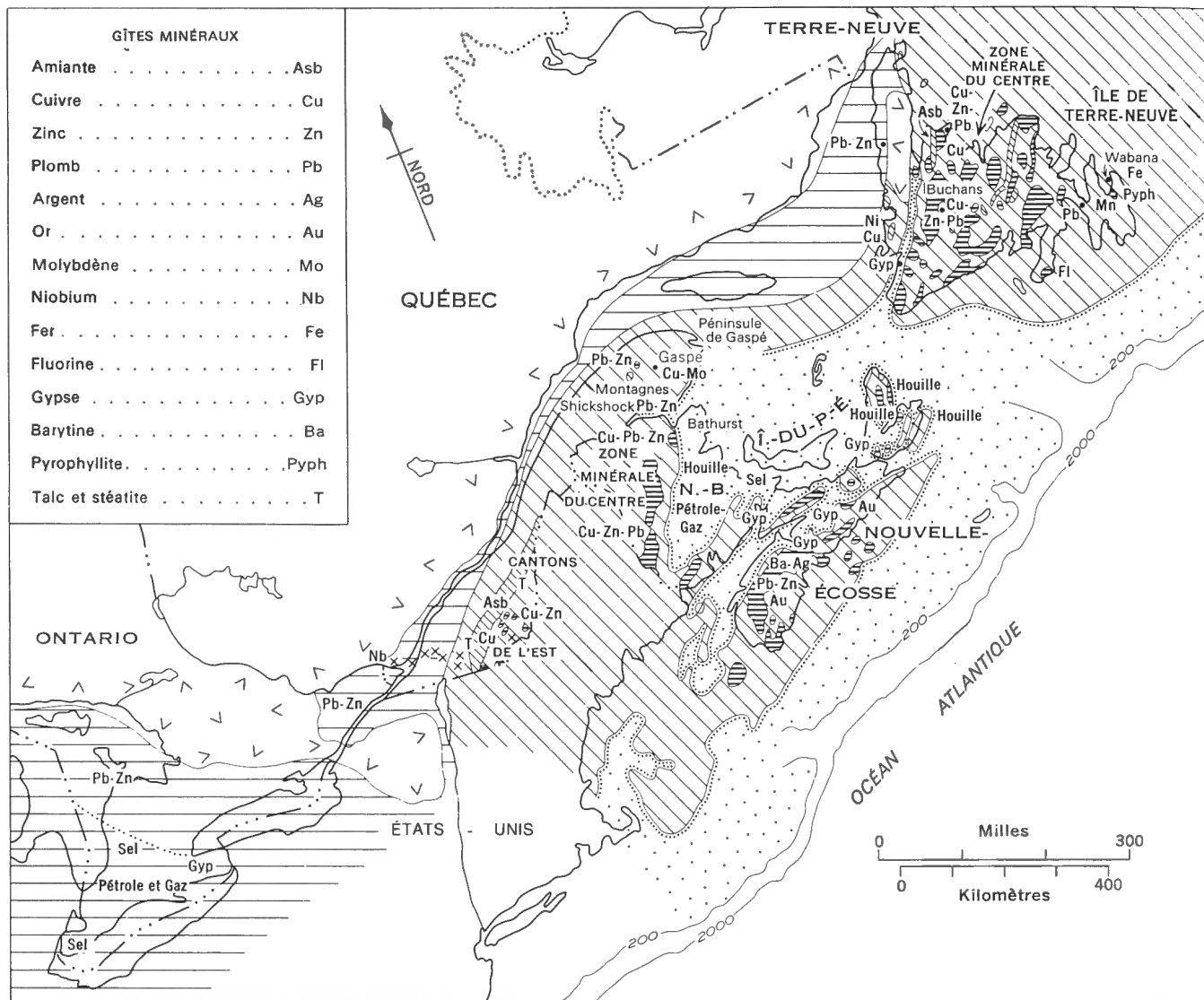
Les découvertes de fer, d'argent et de cuivre faites par Champlain en 1604 ont démontré que les premières régions colonisées au Canada contenaient des minéraux de valeur; ces régions font maintenant partie de la Nouvelle-Écosse. Également, la première houille à être extraite par les Européens dans le Nouveau monde était obtenue à Newcastle Creek, dans le bassin houiller de Minto au Nouveau-Brunswick. Les archives coloniales du Massachusetts révèlent que les premières expéditions de houille du bassin houiller du Grand Lac vers Boston remontent à 1639. Les gisements houillers du Cap-Breton, devenus par la suite si importants pour l'économie canadienne, avaient été remarquées en 1672 par Nicholas Denys, gouverneur de l'Acadie. Leur exploitation a commencé à Port-Morien en 1720 afin de fournir du combustible à la forteresse de Louisbourg et, plus tard, à la citadelle d'Halifax. Jusqu'à maintenant, les gisements ont fourni près d'un demi-milliard de tonnes.

La découverte de minerai de fer des marais dans les Cantons de l'Est au Québec a été suivie, en 1823, par la découverte de placers aurifères dans la vallée de la rivière Chaudière et, en 1841, par celle de cuivre et d'or dans les schistes de la roche en place dans les Cantons de l'Est. De 1843 à 1848, W. E. Logan, Alexander Murray et James Richardson, tous membres de la Commission géologique

du Canada nouvellement créée, ont étudié les Cantons de l'Est et ont relevé l'association de cuivre, d'amiante et de chromite aux roches de la zone de serpentine. Par suite de l'élévation de la demande de cuivre engendrée par la guerre de Sécession de 1865, certaines petites mines de cuivre situées dans cette zone ont atteint le stade de la production.

En 1857, à Terre-Neuve, on a entrepris l'exploitation de la mine de plomb La Manche dont les revenus auraient servi au financement de la pose des premiers câbles transatlantiques. La première des importantes mines de cuivre de Terre-Neuve, à savoir la mine Union à Tilt Cove, était mise en exploitation en 1864 sous la direction d'Alexander Murray qui venait d'être nommé directeur de la Commission géologique de Terre-Neuve. Murray a reconnu la similitude des roches des formations des deux régions minières ouvrant ainsi la voie à la prospection et à la mise en valeur de plusieurs autres gîtes de cuivre dans la région de la baie Notre-Dame.

La première expédition d'amiante extrait de la zone de serpentine de la région de Thetford (Cantons de l'Est) était effectuée en 1876; elle a été le prélude au rôle important que devait jouer le Québec dans ce domaine. Depuis, l'amiante a constitué, de loin, le produit minéral de plus de valeur de la région des Appalaches. En Ontario, des gîtes de minerai de fer des marais étaient mis à jour en 1800 à Simcoe (comté de Norfolk); cette découverte était suivie en 1822 de celle de gypse, à proximité de l'emplacement actuel de la ville de Paris. Le premier pétrole brut extrait provenait de filtrations dans le township d'Enniskillen (comté de Lambton); le combustible était



PROVINCES MINÉRALES

PLATE-FORME DU SAINT-LAURENT

Couches du Cambrien au Dévonien, peu déformées; sel, gypse, pétrole et gaz; indices de plomb-zinc

OROGÈNE DES APPALACHES

Roches volcaniques et sédimentaires du Paléozoïque et du Précambrien, déformées et métamorphisées; gîtes de métaux communs et précieux; indices de minéral de fer et de manganèse

OROGÈNE DES APPALACHES ET PLATEAU CONTINENTAL DE L'ATLANTIQUE

Plateau continental et bassins constitués de roches du Paléozoïque supérieur, du Mésozoïque et du Cénozoïque, peu déformées, houille, sel, gypse, pétrole et gaz

Profondeur de la mer (en mètres) . . . 200

ROCHES INTRUSIVES

INTRUSIONS MONTRÉGIENNES

Intrusions alcalines; indices de niobium (Nb)

ROCHES GRANITIQUES

Indices d'or, d'étain, de tungstène et de molybdène

ZONE DE SERPENTINE

Amiante, talc; indices de chrome et de nickel

BOULIER CANADIEN

PROVINCE DE GRENVILLE

Gneiss, schiste, roches métasédimentaires, métavolcaniques et intrusives du Précambrien

CGC

FIGURE VII-1. Provinces minérales du Sud-Est du Canada. La figure montre les principaux gîtes de minéraux et régions productives de minéraux (E. R. Rose).



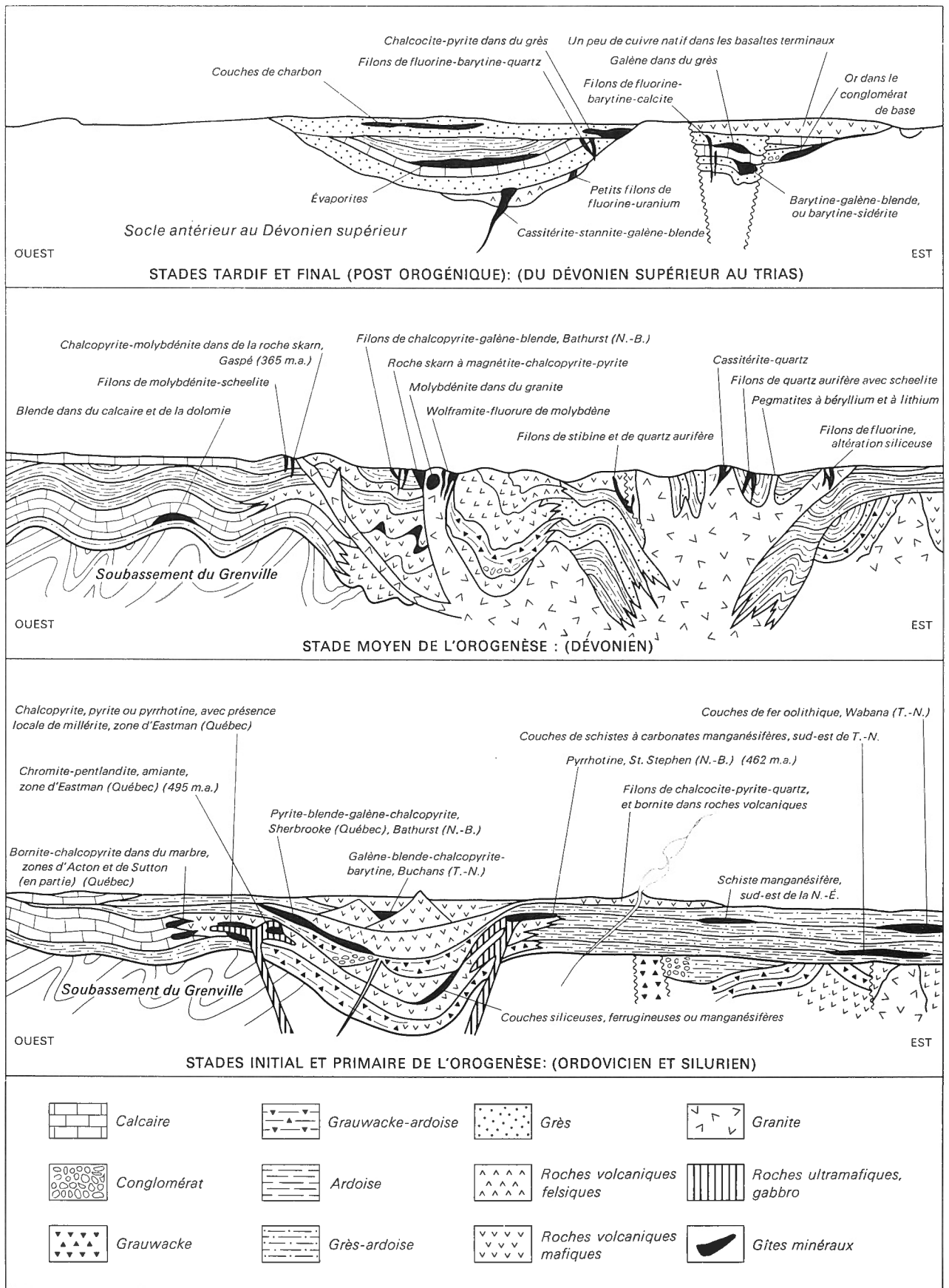
PLANCHE VII-1. Champ de pétrole Petrolia, en Ontario, aux environs de 1885. Les trépieds servaient au nettoyage périodique des puits et montrent la proximité et l'irrégularité de l'espace-ment des puits. Les planches recouvrent les réservoirs souterrains. Des câbles à secousses activés par des tambours de forage relient les pompes placées à la tête des puits à un moteur central. On obtenait le kérosène d'éclairage au moyen d'appareils de raffinage par ébullition des fractions légères de pétrole brut.

ensuite raffiné pour servir à l'éclairage. Cette mise à jour a conduit au forage du premier puits en 1858 dans le comté de Lambton et, en 1861, à la découverte de pétrole dans les roches du Dévonien à Oil Springs et à Petrolia (pl. VII-1) et à Bothwell en 1862. La recherche de pétrole a amené la découverte de sel à Goderich en 1866. Du gaz naturel était décelé en 1889 aux extrémités opposées de la péninsule de Niagara dans les champs de Kingsville et de Welland.

En Nouvelle-Écosse, des gîtes de fer étaient mis en valeur à Torbrook en 1825, à East River en 1828, et à Londonderry en 1849. On a découvert de l'albertite au Nouveau-Brunswick en 1851. Aux cours des années 1860, la découverte de filons de quartz aurifère a favorisé la création d'une importante industrie minière d'or en Nouvelle-Écosse. Le 19^e siècle s'est terminé avec la découverte en 1892 du minerai de fer à Wabana, sur l'île Bell à Terre-Neuve, et le début de l'exploitation en 1895. Au cours des 70 années suivantes, c'est-à-dire jusqu'à la fermeture des mines en 1966, les gisements de Wabana ont fourni plus de 70 millions de tonnes de minerai de fer; les réserves sont loin d'être épuisées. Le 20^e siècle, siècle de l'exploitation minière moderne, a débuté avec l'établissement en 1900 de l'aciérie de la *Dominion Steel and Coal Company*, à Sydney (N.-É.).

Découvertes du 20^e siècle

Les découvertes les plus importantes du 20^e siècle ont été les suivantes. Le gîte de cuivre-zinc-plomb de Buchans, dans la région centrale de Terre-Neuve, était découvert en 1905 et mis en production en 1928; le champ de pétrole et de gaz naturel de Stoney Creek, près de Moncton (N.-B.), était découvert en 1909; en 1933, les filons de fluorine à St. Lawrence (T.-N.) étaient mis en exploitation et, en 1940, le gîte de barytine et le gîte associé de plomb-zinc-argent à Walton (N.-É.); les gîtes de cuivre de la péninsule de Gaspé, découverts en 1921, sont entrés en production en 1955; la découverte de gaz naturel dans le Silurien, à Tilbury en 1906, a marqué le début de la production et de la commercialisation du gaz sur une grande échelle; la mise à jour de pétrole dans l'Ordovicien en 1917 a permis d'élargir les objectifs de l'exploration; le forage en 1943, au large des côtes du lac Érié, a amené l'extension de plusieurs champs de gaz sous les eaux du lac; du pétrole et du gaz étaient décelés dans le Cambrien en 1958; les gisements d'amiante d'Advocate, près de Baie-Verte (T.-N.), étaient découverts en 1963, et, plus récemment, les gisements de zinc-plomb-cuivre de la région de Bathurst (N.-B.) qui se trouvent actuellement en pleine production grâce au parachèvement du complexe de fonderie de Belledune.



CGC

FIGURE VII-2. Modèle métallogénique schématique de l'orogène des Appalaches indiquant certains types connus de gîtes de minéraux en relation à leur position tectonique, au faciès et à l'âge approximatif de leurs roches encaissantes (W. D. McCartney).

TABLEAU VII-1

Production de minéraux dans le Sud-Est du Canada, sauf le Bouclier canadien, 1966

Minéraux	Terre-Neuve (sauf le Labrador)	Nouvelle-Écosse	Nouveau-Brunswick	Québec	Ontario	Total
MÉTALLIQUES						
Bismuth				36,913 liv. \$156,880*		\$156,880
Cadmium			38,902 liv. \$93,365	138,202 liv. \$380,481*		473,846
Columbium (niobium)				2,600,000 liv. \$3,150,000		3,150,000
Cuivre	37,338,361 liv. \$16,764,924	583,170 liv. \$261,843	13,106,548 liv. \$5,884,840	113,948,578 liv. \$17,800,000*		40,711,607
Or	24,912 onces \$939,182		1,768 onces \$66,654	24,411 onces \$861,552*		1,867,388
Minerai de fer	792,000 tonnes \$9,085,000*					9,085,000
Plomb	42,223,742 liv. \$6,308,227	3,251,914 liv. \$485,836	95,998,000 liv. \$14,342,101	2,875,737 liv. \$420,726*		21,556,890
Molybdène				531,598 liv. \$823,976*		823,976
Argent	1,070,943 onces \$1,498,249	574,505 onces \$803,732	3,025,094 onces \$4,232,107	1,020,446 onces \$1,659,902*		8,193,990
Zinc	68,876,000 liv. \$10,400,276	1,090,320 liv. \$164,636	292,398,635 liv. \$44,152,194	28,125,941 liv. \$3,000,000*		57,717,106
Total	\$44,995,858	\$1,716,047	\$68,771,261	\$28,253,517		\$143,736,683
NON MÉTALLIQUES						
Amiante	64,850 tonnes \$10,300,000			1,336,566 tonnes \$141,559,725		\$151,859,725
Barytine		195,000 tonnes \$1,811,300				1,811,300
Spath fluor Pierre meulière	\$2,187,500		5 tonnes \$1,500			1,500
Gypse	459,685 tonnes \$1,173,401	4,502,836 tonnes \$8,140,651	108,207 tonnes \$413,074		565,185 tonnes \$1,581,010	11,308,136
Oxyde de fer				300 tonnes \$14,000		14,000
Tourbe		3,000 tonnes \$105,000	53,000 tonnes \$1,438,000	110,000 tonnes \$2,500,000		4,043,000
Sel		474,981 tonnes \$4,724,993			3,782,191 tonnes \$15,243,791	19,968,784
Stéatite, talc, pyrophyllite	40,548 tonnes \$608,220			15,100 tonnes \$191,100		799,320
Total	\$14,269,121	\$14,781,944	\$1,852,574	\$144,264,825	\$16,824,801	\$191,993,265
COMBUSTIBLES						
Charbon		3,854,534 tonnes \$51,518,674	898,315 tonnes \$7,892,427			\$59,411,101
Gaz naturel			97,601 Mpc \$92,600	3,000 Mpc \$450	15,537,157 Mpc \$5,896,662	5,989,712
Pétrole			6,853 bar. \$8,700		1,323,781 bar. \$4,500,000	4,508,700
Total		\$51,518,674	\$7,993,727	\$450	\$10,396,662	\$69,909,513
MATÉRIAUX DE CONSTRUCTION						
Produits d'argile	\$194,102	\$1,592,466	\$588,625	\$5,280,000*	\$25,365,409	\$33,020,602
Ciment	55,441 tonnes \$1,219,700	210,000 tonnes \$3,549,000	260,000 tonnes \$4,290,000	2,381,288 tonnes \$39,488,812*	3,242,591 tonnes \$52,680,630	101,228,142
Chaux			3,723 tonnes \$105,650	176,171 tonnes \$1,884,153*	1,077,550 tonnes \$12,210,576	14,200,379
Sable et gravier	3,647,355 tonnes \$3,502,363	7,896,332 tonnes \$10,573,115	6,054,873 tonnes \$3,147,253	39,688,898 tonnes \$18,488,984*	53,534,066 tonnes \$38,612,235	74,323,950
Pierre	86,000 tonnes \$108,400	519,005 tonnes \$1,719,465	2,888,579 tonnes \$2,896,080	38,860,131 tonnes \$44,117,616*	21,011,319 tonnes \$24,709,496	73,551,057
Total	\$5,024,565	\$17,434,046	\$11,027,608	\$109,259,565	\$153,578,346	\$296,324,130
Total général	\$64,289,544	\$85,450,711	\$89,645,170	\$281,778,357	\$180,799,809	\$701,963,591

Données extraites des renseignements fournis principalement par la Direction des ressources minérales, le Bureau fédéral de la statistique et les organismes provinciaux.

*Valeur établie d'après le prix courant.

LES PROVINCES MINÉRALES

Le Sud-Est du Canada se divise en trois provinces géologiques: l'orogène des Appalaches, la plate-forme du Saint-Laurent et le plateau continental de l'Atlantique. Ces provinces forment des bandes parallèles à direction nord-est le long de la bordure orientale du continent et se trouvent bordées au nord-ouest par le Bouclier canadien (fig. VII-1). Les différences dans la géologie et l'évolution métallogénique de ces provinces géologiques permettent de diviser semblablement la région en trois provinces minérales. La province la plus à l'ouest est la province minérale du Saint-Laurent. Elle comprend la couverture sédimentaire paléozoïque relativement non déformée qui repose sur les roches cristallines du Bouclier canadien. Elle comprend aussi cinq des huit intrusions alcalines montérégiennes connues du Crétacé (?). La province minérale des Appalaches, ou ceinture mitoyenne, comprend les roches précambriennes et paléozoïques déformées des monts Appalaches, trois des intrusions montérégiennes et plusieurs bassins sédimentaires de roches plus ou moins non déformées de la fin du Paléozoïque et du Trias. Les roches de cette province se prolongent probablement sous le golfe Saint-

Laurent et le plateau continental de l'Atlantique. Le plateau continental est formé de sédiments de la fin du Mésozoïque et du Cénozoïque qui reposent sous forme de couverture sur des roches plissées.

Province minérale du Saint-Laurent

La province minérale du Saint-Laurent est caractérisée par des roches sédimentaires non métamorphisées, constituées de grès, de schiste argileux, de roches carbonatées et d'évaporites du Paléozoïque, qui se sont déposées dans la mer épicontinentale recouvrant le Bouclier canadien. Dans cette mer, et sous des conditions favorables, du pétrole et du gaz se sont accumulés et des dépôts de calcaire, de sel et de gypse ont été précipités. Les couches qui recouvrent le socle cristallin précambrien sont relativement peu déformées, sauf le long de la zone de faille de chevauchement Logan, et le long de failles similaires et de failles de décrochement qui lui sont associées et près de failles normales postorogéniques bordant des structures horst et graben, formées après les orogènes des Appalaches. L'ac-

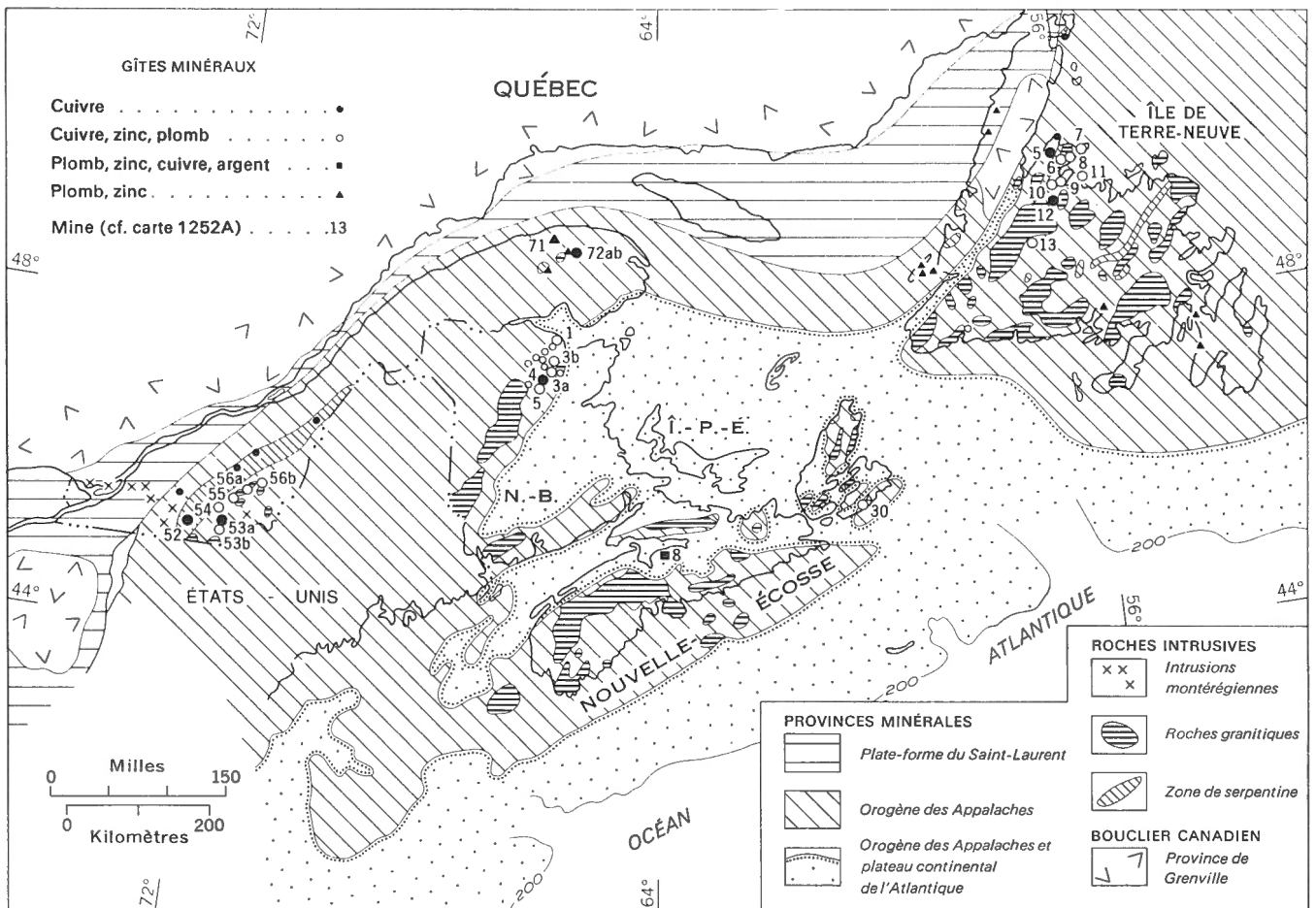


FIGURE VII-3. Principaux gîtes de cuivre, de zinc et de plomb dans la province minérale des Appalaches (E. R. Rose).

tivité ignée était limitée surtout aux complexes intrusifs alcalins montérégiens du Crétacé et du Trias durant lesquels des gîtes de niobium, de terres rares et de fer-titane-vanadium se sont formés. Cinq de ces coupoles intrusives constituent les monts Royal, Saint-Bruno, Rougemont et Johnson et traversent les roches non déformées du Paléozoïque de la province minérale du Saint-Laurent, tandis que le stock connexe d'Oka, duquel on extrait présentement du niobium, pénètre un enclave du socle précambrien qui affleure à proximité.

Province minérale des Appalaches

L'évolution tectonique et géologique de la province minérale des Appalaches est complexe (fig. VII-2); on y a reconnu plusieurs orogènes, plusieurs périodes d'activité ignée y compris l'intrusion sur une grande échelle de roches ultrabasiqes, basiques, intermédiaires et acides d'âges divers, plusieurs époques de volcanisme multiforme survenues pendant le Précambrien, le Cambrien, l'Ordovicien,

le Silurien et le Dévonien, et également une variété de gîtes de minéraux métallifères, de gîtes de minéraux industriels, d'importants gisements de houille et une faible quantité de pétrole et de gaz. La région est particulièrement connue pour ses gîtes de cuivre-zinc-plomb (fig. VII-3) et d'amiante (fig. VII-4), et pour ses gîtes de fer, de gypse, de sel, de barytine, de fluorine et de houille. Plusieurs autres éléments métalliques, l'antimoine, l'arsenic, le bismuth, le cadmium, le cobalt, le chrome, le manganèse, le molybdène, le nickel, l'étain, le tungstène, l'uranium, le vanadium et autres, se trouvent épars en plusieurs endroits; certains de ces gîtes ont été exploités de façon intermittente (fig. VII-4, VII-5). Le bismuth, le cadmium, l'or, le molybdène, le sélénium, l'argent et le tellure sont récupérés comme sous-produits dans certaines mines. Dans cette province minérale, des enclaves de roches cristallines précambriennes forment le noyau de la grande péninsule septentrionale de Terre-Neuve, des parties des monts Long Range de l'ouest de Terre-Neuve, les hautes-terres du Cap-Breton et du sud-est du Nouveau-Brunswick. Dans la partie

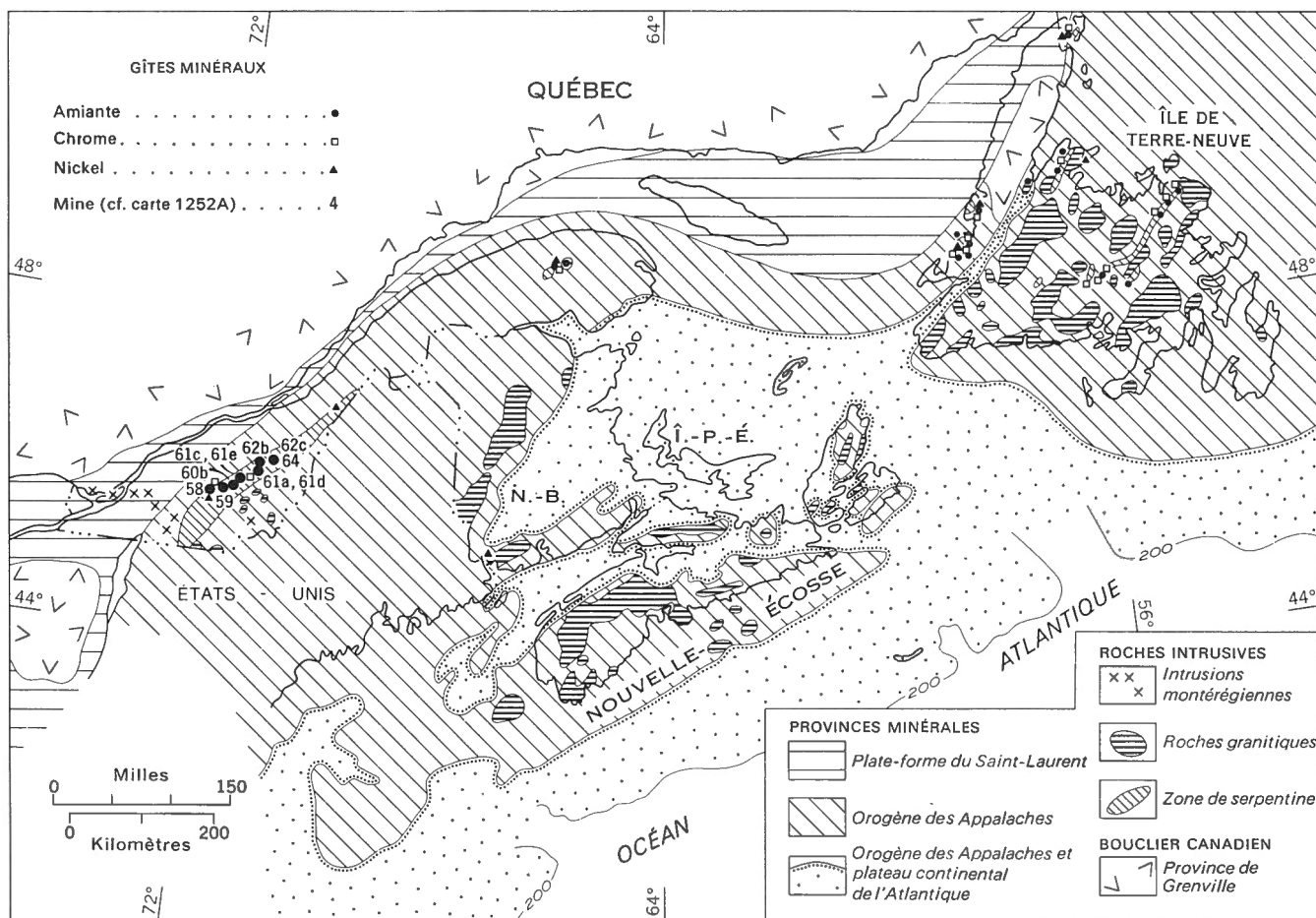


FIGURE VII-4. Principaux gîtes d'amiante, de chrome et de nickel dans la province minérale des Appalaches, montrant leur relation spatiale aux roches ultrabasiqes et basiques (E. R. Rose).

est de Terre-Neuve, des roches sédimentaires et ignées plissées du Protérozoïque forment une plate-forme qui probablement s'étend sous le plateau continental de l'Atlantique. Des roches ignées extrusives et intrusives constituent une partie importante des zones minérales du centre de Terre-Neuve et du Nouveau-Brunswick, et aussi de celles des Cantons de l'Est et de la Gaspésie au Québec. On a reconnu une association générale entre les gîtes minéraux et les régions de roches ignées.

Dans certaines parties de la province minérale des Appalaches, des strates paléozoïques et précambriennes ont été déformées en quatre orogènes: l'orogène du Taconique de l'Ordovicien, un accident pendant le Silurien, l'orogène de l'Acadien du Dévonien, et l'orogène de l'Appalachien ou accident des Maritimes qui marque la fin du Paléozoïque. L'orogène du Taconique est représentée par des discordances locales, des failles de chevauchement, et d'immenses plutons de roches ultrabasiqes dans les Cantons de l'Est et le centre de Terre-Neuve qui ont donné de l'amiante, du talc, de la stéatite, de la chromite, de la

magnétite titanifère, de la pyrrhotine et de la chalcoppyrite. Le point culminant de l'orogénèse de l'Acadien est représenté par de vastes plis et failles, des intrusions de roches granitiques et du métamorphisme, particulièrement dans le sud de la Nouvelle-Écosse, le centre-sud de Terre-Neuve, le centre du Nouveau-Brunswick et les Cantons de l'Est. On a extrait de l'or de filons de quartz sis dans des roches métasédimentaires de la Nouvelle-Écosse, et de la stibine, de la molybdénite, de la cassitérite, de la stannite, de la wolframite, de la scheelite, de la bismuthinite et de la fluorine dans les Cantons de l'Est au Québec. La mise en place des roches granitiques a causé l'assimilation partielle, le métamorphisme, la recristallisation et la mise en mouvement des roches encaissantes préexistantes et à certains endroits le déplacement des gîtes minéraux; la mise en place des granites a, en d'autres endroits, donné lieu à un faible métamorphisme et à une légère minéralisation. Les effets de l'orogénèse de l'Appalachien aux États-Unis sont le plissement, le chevauchement et le métamorphisme; au Canada, ils se remarquent surtout dans le sud-ouest du

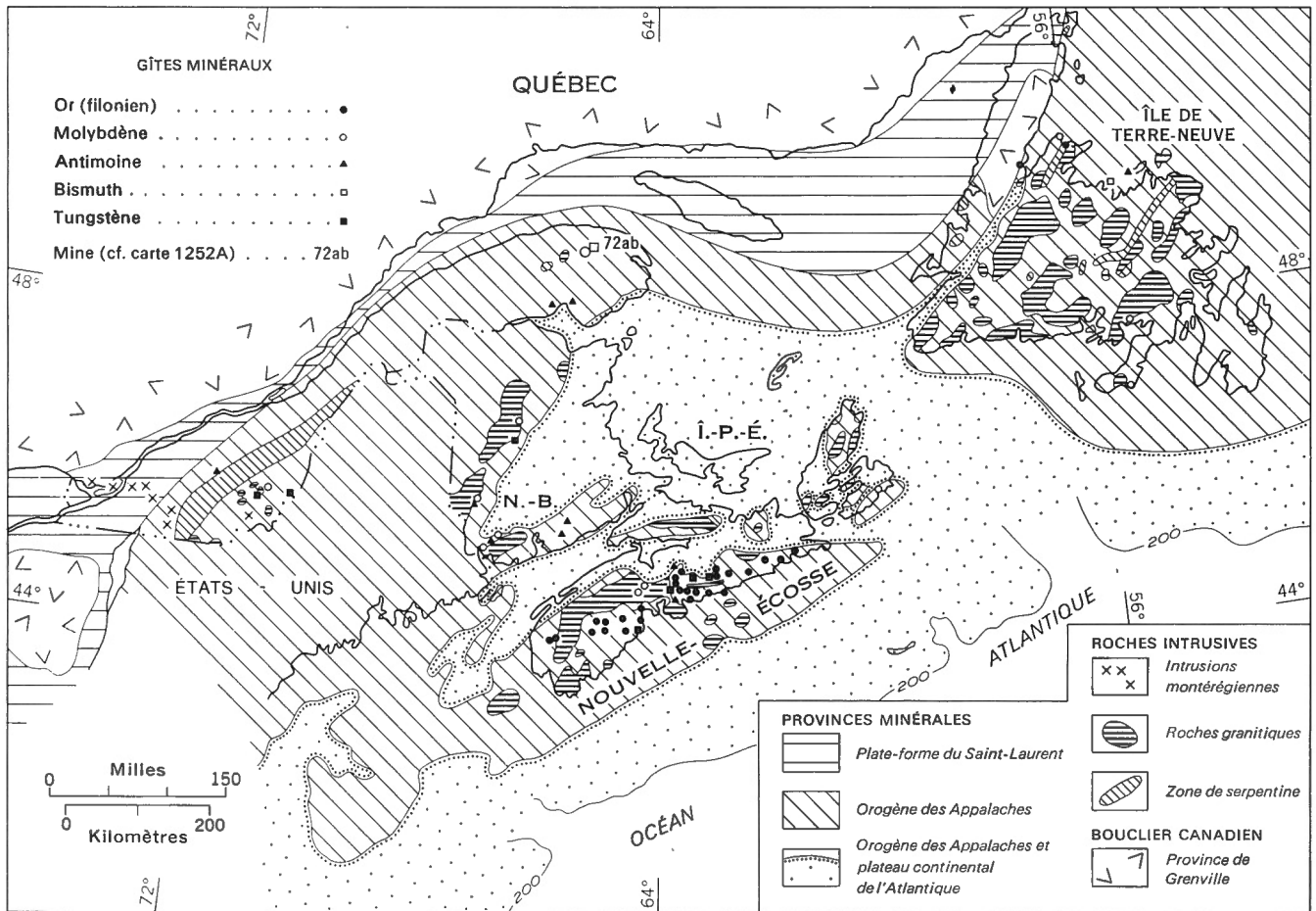


FIGURE VII-5. Principaux gîtes d'or, de molybdène, d'antimoine, de bismuth, d'étain et de tungstène dans la province minérale des Appalaches, montrant leur relation spatiale aux roches granitiques (E. R. Rose).

CGC

Nouveau-Brunswick. Dans l'ouest de Terre-Neuve et dans le nord-est de la Nouvelle-Écosse, on a reconnu, dans les strates houillères du Carbonifère, des failles verticales de décrochement et des plis, partiellement contemporains au dépôt de ces strates.

Des couches rouges du Permien reposent en discordance sur le Carbonifère et sont peu déformées. De l'oxyde de manganèse gît dans les roches altérées par les intempéries le long de la surface de discordance. Une nouvelle activité ignée a eu lieu au cours du Trias. Les roches noires (trapp) et les roches connexes produites renferment de la magnétite titanifère, du cuivre natif, de l'améthyste et des zéolites en Nouvelle-Écosse et au Nouveau-Brunswick. Trois des collines Montérégiennes, soit les monts Yamaska, Shefford et Brome, et également les dykes annulaires de nordmarkite du mont Mégantic sont dues à l'intrusion de corps ovales de magma alcalin dans les roches plissées de la province des Appalaches, dans le sud des Cantons de l'Est. Ces intrusions représentent probablement l'activité ignée la plus récente dans le Sud-Est du Canada.

LES GÎTES MÉTALLIFÈRES

Les gîtes de minéraux métallifères de la province minière des Appalaches contiennent une variété d'éléments comprenant des métaux communs (nickel, cuivre, zinc, plomb, fer et manganèse), des métaux précieux (or et argent) et un certain nombre de métaux moins abondants (antimoine, bismuth, cadmium, molybdène, étain, tungstène, chrome, titane et vanadium). Les gîtes sont principalement constitués de minéraux métalliques de sulfure et d'oxyde; les sulfarséniures, les arséniures, les tellurures, les carbonates et les métaux natifs ne gisent en abondance qu'à certains endroits. Bien des gîtes contiennent plusieurs éléments et la récupération de deux ou de plusieurs des métaux ou minéraux présents comme sous-produits est maintenant une pratique courante. Il y a peu de gisements dont les dimensions et la richesse justifient l'exploitation. Bien que le zinc ait constitué en 1966 le métal prédominant, peu de mines produisent seulement du zinc. Dans plusieurs mines, le cuivre se trouve couramment associé au zinc, au plomb, à l'argent, à l'or, à l'antimoine, à l'arsenic, au bismuth, au cadmium et au soufre; dans quelques autres, il se trouve associé au nickel ou au molybdène, dont l'un ou l'autre de ces éléments peut être récupéré. La gangue inclut la pyrite, la pyrrhotine, le quartz, les carbonates, la chlorite et la barytine. Le minerai comprend surtout des minéraux de sulfures comme la chalcopryrite, la blende et la galène. Ces minéraux y sont en proportions diverses et forment des gîtes massifs ou disséminés dans une variété de roches encaissantes et de structures.

La pyrite est le minéral sulfure prédominant dans la plupart des gîtes de métaux communs; toutefois, la pyr-

Plateau continental de l'Atlantique

Le plateau continental de l'Atlantique s'étend en mer sur plus de 300 milles à l'est de la Nouvelle-Écosse et de Terre-Neuve, formant une zone le long de la bordure orientale du continent, de largeur à peu près égale à l'orogène des Appalaches. Bien que soient peu connus la géologie et les gîtes minéraux de cette vaste région sous-marine, dont l'évolution géologique et tectonique a sans aucun doute été variée, cette région est probablement recouverte d'épaisses couches de roches sédimentaires dont l'âge oscille entre le Dévonien supérieur et le Récent. On procède présentement à des études du plateau continental de l'Atlantique et du golfe Saint-Laurent au moyen de forage et de levés géophysiques aériens et marins. Un bassin sédimentaire qui, estime-t-on, a une épaisseur de plus de 15,000 pieds, recouvre le golfe Saint-Laurent, et on suppose que des bassins tout aussi profonds de roches du Mésozoïque et du Cénozoïque existent dans certaines parties du plateau continental, incluant la possibilité qu'ils forment des réservoirs favorables de pétrole et de gaz récupérables.

rotine domine dans quelques-uns tandis que la pyrrhotine nickélifère et la pentlandite se rencontrent dans quelques autres. Plusieurs des gîtes de pyrrhotine nickélifère et de pentlandite se situent à l'intérieur des intrusions mafiques ou ultramafiques ou leur sont étroitement reliés; ils se trouvent sans aucun doute génétiquement associés à ces intrusions, tout comme quelques-uns des gisements de pyrrhotine et de chalcopryrite. Plusieurs de ces derniers passent graduellement aux gîtes de pyrite et de chalcopryrite à teneur de blende et de galène. Ils constituent des gîtes de remplacement de sulfure des métaux communs et se trouvent soit dans des roches volcaniques altérées allant de basique à intermédiaire contenant ou non des métasédiments en lits intercalés, soit dans les métasédiments associés aux roches volcaniques. Cette association générale avec les roches volcaniques suggère une origine commune des gîtes de cuivre, zinc et plomb, dont plusieurs se retrouvent dans des roches qui semblent être prédévoniennes et qui sont probablement de l'Ordovicien. Certains géologues estiment que ces gîtes se sont formés en même temps que les roches volcaniques et sédimentaires à la surface ou à proximité de celle-ci, mais suivant d'autres ils paraissent avoir été introduits en profondeur. Dans quelques mines, telles que celles de la *Gaspé Copper Mines, Limited* et de la *Nigadoo River Mines Limited*, les gîtes de métaux communs gisent dans des intrusions granitiques et dans leurs auréoles de skarn; il semble difficile de mettre en doute leur association génétique avec les intrusions. D'autre part, nombre de gîtes de plomb et de zinc se trouvent dans des strates de roches carbonatées non déformées et dans des filons de toute évidence non reliés à aucune activité ignée.

Antimoine

Dans les Cantons de l'Est, à la mine *South Ham*, gît de l'antimoine natif, de la stibine (Sb_2S_3), de la kermésite (Sb_2S_2O) et de la valentinite (Sb_2O_3) sous forme de poudre et de flocons le long des plans de clivage dans des sédiments arkosiques écrasés et dans du schiste, et sous forme d'un filon dans une zone de cisaillement près ou le long du contact avec une intrusion de pyroxénite serpentinisée. En 1863, sir William Logan a décrit pour la première fois le gîte d'antimoine, situé à 18 milles à l'est d'Asbestos. Ce gîte a été retracé suivant la direction du filon sur une distance d'un demi-mille et exploré par un puits d'une profondeur de 100 pieds et par une galerie d'une longueur de 380 pieds. On en a obtenu environ 180 tonnes de concentré. Dans la péninsule de Gaspé, la stibine gît dans des filons de quartz, dans du quartzite et du conglomérat de l'Ordovicien dans le canton de New Richmond et sous forme de petites masses dans des roches volcaniques et calcaires dans le canton de Carleton.

La stibine et l'antimoine natif se trouvent dans des filons de quartz traversant l'ardoise et le quartzite de l'Ordovicien(?) à proximité de masses de diabase et de granite du Dévonien à *Lake George*, situé à environ 25 milles à l'ouest de Fredericton (N.-B.). A *West Gore* (N.-É.), la stibine, la kermésite et l'antimoine natif se trouvent avec la pyrite et les mispickels aurifères dans des petites masses de minerai, dans des filons de quartz et de calcite le long de fissures traversant des ardoises noires semblables à celles de la formation d'Halifax de l'Ordovicien. Un de ces filons, retracé sur 2,700 pieds, a été exploité par intermittence entre 1844 et 1942. Bien que le plus proche affleurement de granite intrusif du Dévonien soit à plusieurs milles de distance, des échantillons de la mine révèlent de petits dykes de quartz et de feldspath qui traversent l'ardoise (Stevenson, 1958).

A Terre-Neuve, à *Moreton's Harbour* dans l'île New World, un filon de quartz contient du mispickel, de la pyrite, de la blende, de la chalcopryrite, de la galène, de la stibine et de la calcite. D'une largeur moyenne de quatre pouces, le filon a été suivi sur une distance d'environ un demi-mille le long du contact schisteux inférieur d'un étroit dyke de rhyolite en intrusion dans de l'andésite chloritisée des roches volcaniques Moreton de l'Ordovicien. Un échantillon, extrait du chenal et prélevé sur une largeur d'un pied du filon et de quatre pouces du mur inférieur, contenait 5.39 p. 100 d'antimoine, 4.39 p. 100 de soufre, 48.6 p. 100 de silice et 0.55 once d'or et d'argent par tonne. Ce gisement a été exploité de façon intermittente autour des années 1890, 1906 et 1915 (Baird et Snelgrove, 1953).

Bismuth

Sur l'île *Pond*, dans la baie des Exploits à Terre-Neuve, trois filons de quartz, d'une largeur chacun de plusieurs pouces, renferment de la pyrite, de la bismuthine (Bi_2S_3),

de la chalcopryrite, de la blende, de la tétraédrite, et de la calcite, et longent les diaclases dans la granodiorite du Silurien(?), à proximité d'un stock de porphyre de rhyolite. Un échantillon prélevé contenait 1.5 p. 100 de bismuth, 13.92 p. 100 d'antimoine, 0.5 p. 100 de zinc, 3.65 p. 100 de cuivre, 12.6 p. 100 de soufre et 5 onces d'argent par tonne.

En 1966, étaient récupérées, des poussières de carneau de la fonderie de la *Gaspé Copper Mines, Limited* (Québec), 36,913 livres de bismuth, d'une valeur de \$156,880. Le bismuth natif est un rare constituant des minerais de cuivre complexes extraits aux mines Copper Mountain et Needle Mountain.

Cadmium

En 1966, un volume de 38,902 livres de cadmium évaluées à \$93,365 était récupéré des concentrés de zinc obtenus à partir de minerais de zinc, plomb et cuivre de la région de Bathurst, au Nouveau-Brunswick. Le cadmium, présent en solution solide dans la blende, existe probablement aussi sous forme de greenockite (CdS).

Nickel

Pentlandite et pyrrhotine nickélifère

La pyrrhotine nickélifère est un élément courant des roches ignées basiques et ultrabasiques relativement non altérées de la région des Appalaches, en particulier des régions du mont Albert à Gaspé, de St. Stephen au Nouveau-Brunswick et de celles de Rope Cove Canyon, de Gregory River, de la baie aux Lièvres et de Chapel Cove à Terre-Neuve. Des disséminations, des ségrégations et des filons de sulfures riches en pyrrhotine se trouvent dans les intrusions basiques et ultrabasiques. Le nickel se présente en fortes traces et, parfois, la pentlandite peut être en développement enchevêtré avec de la pyrrhotine nickélifère et de la chalcopryrite. La pyrrhotine n'est pas toujours nickélifère, particulièrement celle des gisements sis à l'intérieur des roches fortement altérées, telles que ceux des mines Gullbridge à Terre-Neuve et Huntingdon dans les Cantons de l'Est; toutefois, sur l'île Sugarloaf dans la baie des Exploits à Terre-Neuve, la pyrrhotine nickélifère se trouve avec de la pyrite, de la magnétite et de la chalcopryrite dans une lentille de carbonate recristallisé intercalée dans des formations volcaniques basiques altérées et du schiste argileux de l'Ordovicien.

Au sud de la *baie des Îles* à Terre-Neuve, on a découvert en 1936, à proximité de la base du complexe de la baie des Îles de l'Ordovicien(?) (Cooper, 1936), une zone d'une largeur de dix pieds de pyrrhotine nickélifère et de chalcopryrite disséminées. Les sulfures gisent dans les interstices entre les minéraux silicatés dans une bande où

l'anorthosite troctolitique alterne avec de la serpentine et de la pegmatite à diallage. La pyrrhotine, la pentlandite et la chalcopryrite ainsi que la marcasite et la violarite(?) secondaires constituent environ 2 p. 100 de la bande; des échantillons représentatifs ont donné jusqu'à 1 p. 100 de nickel et 0.32 p. 100 de cuivre. On a reconnu la zone minéralisée à deux endroits, à un quart de mille de distance. Dans la région de la *baie aux Lièvres* dans le nord de Terre-Neuve, on a trouvé de la pyrrhotine nickélifère disséminée dans la hornblendite et dans la péridotite à proximité des intrusions de hornblendite. La pyrrhotine, la pentlandite, la chalcopryrite, la magnétite et l'ilménite avec de la biotite et de la chlorite gisent dans les interstices entre les silicates. Les grains de pentlandite sont veinés par de la pyrrhotine à grains fins. A Goose Cove, dans la baie aux Lièvres, était ouverte en 1908, jusqu'à 100 pieds de profondeur, une mine de cuivre renfermant de petits gîtes de sulfure dans le schiste de Goose Cove de l'Ordovicien. La pyrite, la pyrrhotine et la chalcopryrite et de faibles quantités de blende, de magnétite et d'arséniures de cuivre, de nickel et de fer se présentent dans une gangue de hornblende, d'épidote, de calcite et de quartz sous forme d'amas lenticulaires irréguliers, le long des crêtes des plis d'éirement dans les schistes. Le minerai renfermait de 2 à 12 p. 100 de cuivre.

Pyrite nickélifère et millérite

Avant 1876, on a extrait de la mine de cuivre Tilt Cove environ 400 tonnes de minerai de nickel de haute teneur à partir de lentilles situées dans des roches à talc et à carbonate associées à de la péridotite serpentinisée. Le gîte est décrit dans la section portant sur le cuivre, zinc et plomb. On a trouvé ailleurs, à des intervalles irréguliers, de petits gisements du même type dans des roches à talc et à carbonate dans les zones de serpentinite des Appalaches.

Le gîte *Eastern Metals*, découvert en 1949 dans le canton de Rolette (Québec), se trouve dans du schiste à talc et à carbonate le long de la zone de contact entre la serpentinite et l'ardoise. Ces deux roches sont traversées par des dykes de granodiorite. Un petit massif tabulaire de pyrite massive, d'une teneur moyenne en nickel de 0.91 p. 100, se trouve à l'intérieur d'une large masse de roches minéralisées à teneur moyenne de 0.15 p. 100 de nickel et 1.52 p. 100 de cuivre. Y gisent de faibles quantités de millérite, de gersdorffite, de siegénite, de pyrrhotine et de pentlandite. Des veinules et paquets de pentlandite se rencontrent dans la serpentine avoisinante. Les minéraux d'intérêt économique présents dans la grande masse minéralisée sont surtout la pyrite, la chalcopryrite, la chalcocite, la bornite, la blende, la galène et de faibles quantités de mispickel, tous à grains fins. Les réserves estimées atteignent environ un million de tonnes d'un minerai à faible teneur, dans lequel le nickel et le zinc se présentent surtout en filets de forme irrégulière dans des masses bréchoides de pyrite à grains fins.

Cuivre natif

De nombreuses venues de cuivre natif existent dans des roches ignées de différents âges, dans la région des Appalaches, mais aucune n'est suffisamment importante pour être exploitée. Le cuivre natif se présente disséminé, en minces feuillets, en amygdales et dans des veines de calcite. On l'a aussi reconnu en association avec de la cuprite et de faibles quantités de chalcopryrite, de chalcocite, de mélaconite, de ténorite et de malachite, dans une dunité serpentinisée de l'Ordovicien(?).

Dans les filons cuprifères de *Gregory River* à Terre-Neuve (Smith, 1958), on trouve des minéraux de cuivre dans des veines de quartz à pyrite, à chalcopryrite, à mispickel, et à blende et dans des filons et disséminations de pyrrhotine nickélifère et chalcopryrite le long de zones de fracture dans des roches intrusives basiques du complexe igné ordovicien de la baie des Îles ou le long du contact de ces roches intrusives avec les roches volcaniques basiques. Du cuivre natif se rencontre dans des filons de calcite dans les roches volcaniques basiques du groupe de Humber Arm de l'Ordovicien. Dans la région du mont St. Gregory, au sud de Bonne Baie, les gîtes découverts en 1921 ont été explorés par forage en 1953 et les limites connues des zones Court A étaient prolongées sur une distance de 1,000 pieds suivant la direction de la zone. Les minéraux sulfures: la pyrite, la chalcopryrite et le mispickel se rencontrent dans des veines de quartz et se trouvent disséminés dans cette partie des roches métavolcaniques favorables qui recouvrent le gabbro intrusif; on les rencontre aussi le long de la faille transversale de décrochement de Court A.

Pyrrhotine et chalcopryrite

La pyrrhotine, plutôt que la pyrite, est un important constituant de quelques gîtes de chalcopryrite, tels que ceux des mines du lac Memphrémagog, Huntingdon et Ives, dans la zone de serpentine des Cantons de l'Est, et ceux de l'île Sugarloaf, de Gullbridge et d'Hodder à Terre-Neuve. La prédominance de la pyrrhotine sur la pyrite dans ces gîtes suggère des températures et des pressions environnantes plus élevées, soit à l'intérieur d'une source ignée, soit près de cette source. A cet égard, ces gîtes sont semblables aux gîtes cuprifères du type Ducktown de la partie sud des Appalaches. Les gîtes de pyrrhotine sont souvent nickélifères et, à certains endroits, ils peuvent aussi contenir de la millérite, par exemple à Orford (Québec) et à Tilt Cove (T.-N.), ou de la pentlandite, comme à St. Stephen (N.-B.). Toutefois, plusieurs de ces gîtes ont une faible teneur en nickel et la relation habituelle entre ce type de gîtes et une roche ignée basique n'est pas alors apparente.

La *mine Huntingdon* (52)¹, près du lac Memphrémagog (Québec), a été exploitée jusqu'à une profondeur

¹ Le numéro inscrit entre parenthèses est celui qui est assigné au gîte sur la carte 1252A, «Gîtes minéraux du Canada».

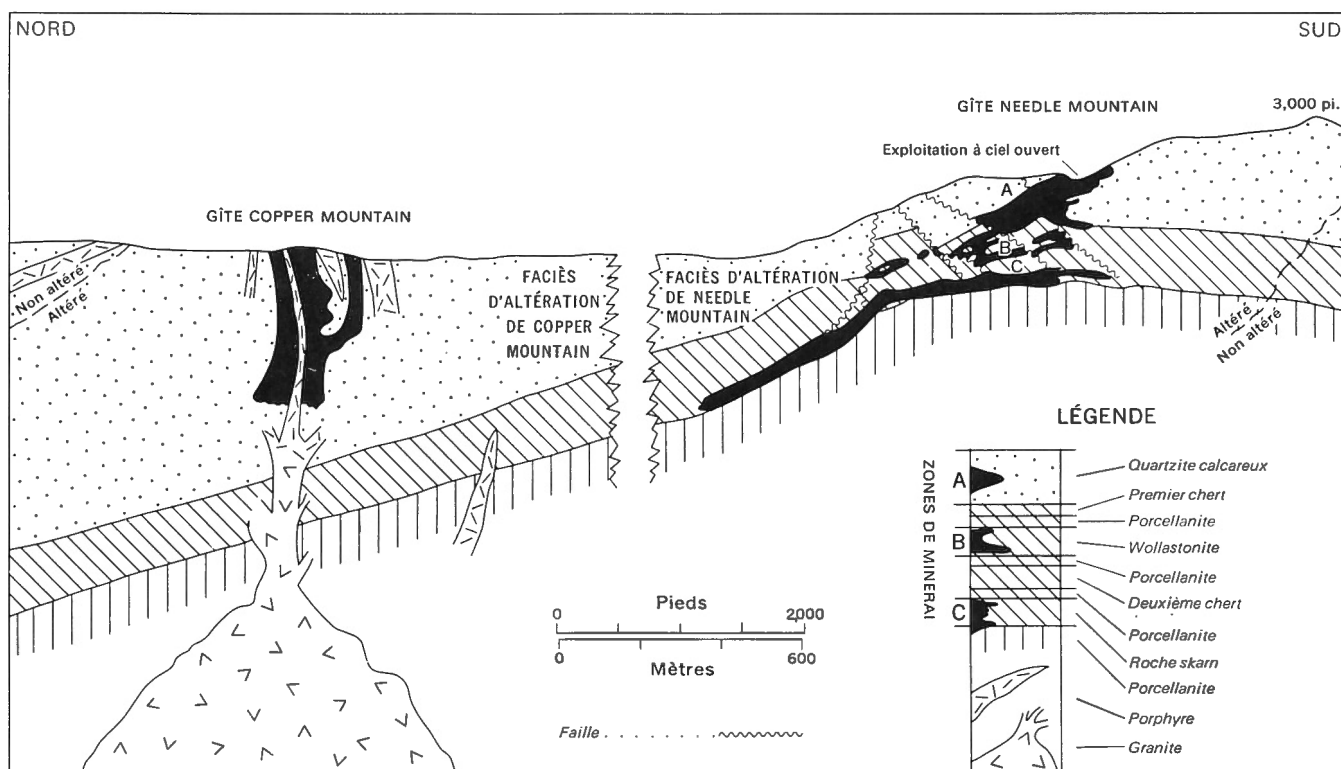
de 1,000 pieds. La chalcopryrite et la pyrrhotine se présentent en quatre zones lenticulaires en bordure de bandes de serpentine et de stéatite dans des roches volcaniques mafiques, schisteuses et silicifiées. La zone de minerai la plus grande atteint une largeur de 100 pieds, une longueur de 300 pieds et verticalement 1,300 pieds. La mine a fourni plus d'un million de tonnes de minerai. Le gîte proche de la mine Ives est semblable.

Gaspé Copper Mines (Québec) (72). La pyrrhotine et la chalcopryrite sont d'importants constituants du minerai de skarn de la mine *Needle Mountain*, près de Murdochville, en Gaspésie (fig. VII-6). Depuis son ouverture en 1955, la mine a fourni environ 25 millions de tonnes de minerai de cuivre, soit environ la moitié des réserves originales. On y récupère en outre de la molybdénite, de l'argent, du bismuth, du sélénium et de l'or. Le minerai s'étend le long de plusieurs failles dans une zone de skarn dans les schistes argileux calcaires et les calcaires altérés de la formation de Grande Grève du Dévonien inférieur et gît également dans la formation sous-jacente de Cap Bon Ami et comme stockwerk de remplissage de fractures (Ford, 1959). Le minerai contient de la chalcopryrite, de la molybdénite et du bismuth natif. La scheelite, la blende et la pyrite sont rares et se présentent en partie sous forme de petits cristaux déposés dans la chalcopryrite. Des veines de quartz de récente formation, renfermant de la bornite, de la chalcopryrite, de la chalcocite, de la tennantite et de

la fluorine, traversent le minerai ordinaire. Les roches encaissantes sont du calcaire argileux ou des schistes argileux calcaires bien stratifiés et des calcaires siliceux, respectivement transformés en des roches skarns à diopside-andradite, à porcellanite et à wollastonite-diopside.

A la mine *Copper Mountain*, située aux environs de la *Gaspé Copper Mines*, on trouve de la chalcopryrite et de la pyrite, des quantités mineures de molybdénite, de chalcocite, de blende, de galène et de bornite et des minéraux secondaires, tels que la limonite, l'azurite et la malachite dans de la roche skarn, sous un recouvrement oxydé et au-dessus d'un granite à biotite intrusif dans lequel s'étendent des veinules de quartz contenant, en certains endroits, de la chalcopryrite et de la molybdénite. La mise en production du gîte à ciel ouvert remonte à 1968. Les dykes de porphyre à quartz et à feldspath y abondent, les feldspaths sont fortement altérés en séricite à grains fins et en argile. La datation au potassium-argon du granite et des dykes de porphyre a donné respectivement 350 et 395 m.a., ce qui porte à croire qu'ils remontent au Dévonien et ont fait intrusion au cours de l'orogénèse de l'Acadien.

Le gîte et les venues de pyrite, de chalcopryrite et de molybdénite dans le granite sous-jacent à la mine *Copper Mountain* indiquent une similarité profonde avec les gîtes du type porphyre, cuivre et molybdène de la Cordillère de l'Ouest, tels que les gîtes Climax au Colorado



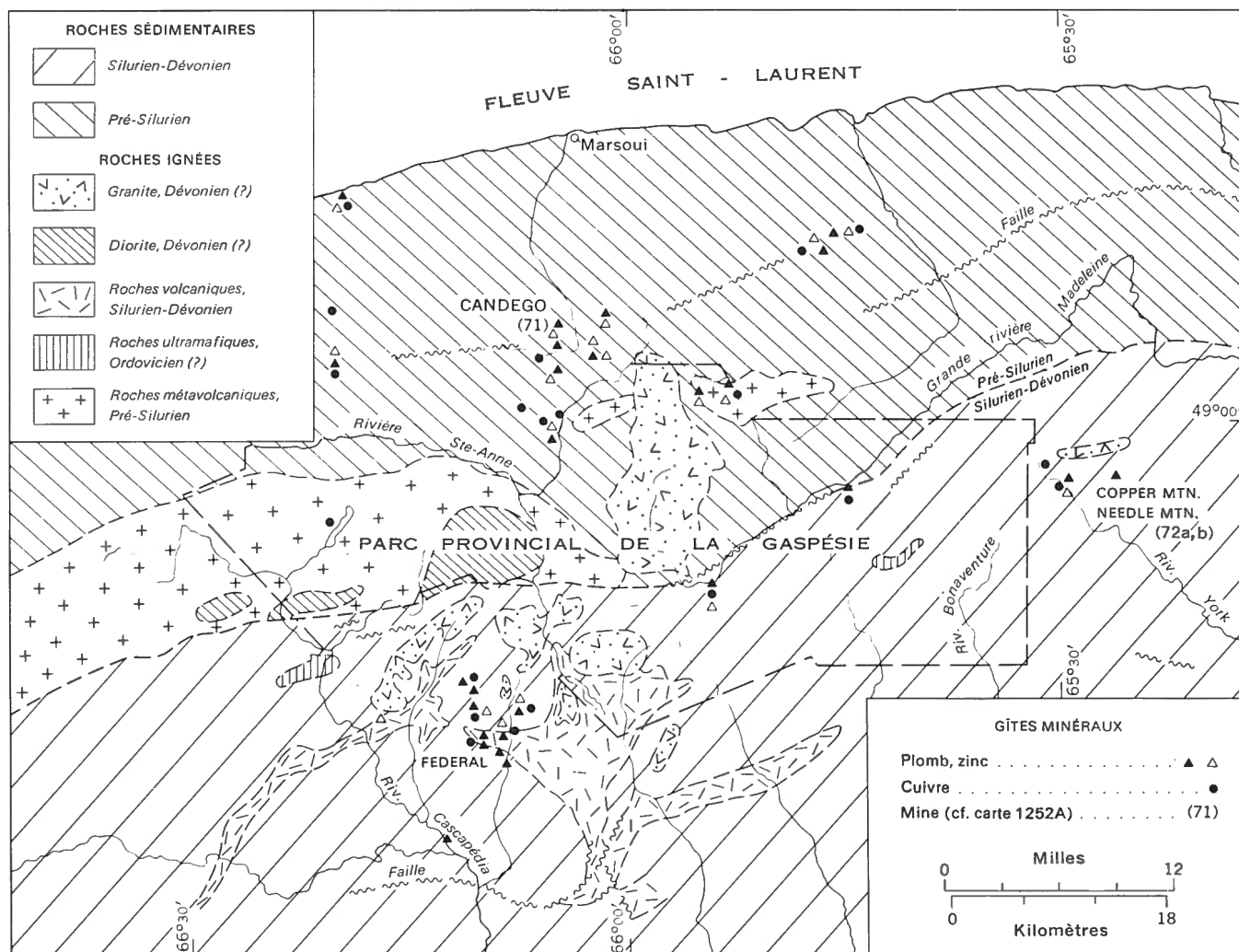
CGC

FIGURE VII-6. Coupe transversale généralisée des gîtes Needle Mountain et Copper Mountain (Québec) (gracieuseté de la Gaspé Copper Mines Ltd.).

et Bingham au Utah ainsi que ceux de Copper Mountain, Bethlehem et Endako en Colombie-Britannique. Ces derniers sont toutefois d'âge géologique beaucoup plus récent, mais il est évident que ces vastes gisements, à faible teneur, de type disséminé, déposés dans des roches skarns, sont tous reliés génétiquement aux roches granitiques intrusives. Le district de Bingham fournit également de grandes quantités de plomb, de zinc et d'argent à partir de veines le long de fissures et de filons de substitution disposés en zone dans les couches calcaires métamorphosés du Pennsylvanien qui entourent la partie centrale du stock de Utah Copper à teneur de cuivre et de molybdène. Il est intéressant de noter que des filons de quartz et de calcite, sis le long de fissures et contenant de la blende, de la galène et de faibles quantités de chalcoppyrite, ont été retrouvés dans la région de la rivière Cascapédia dans des calcaires du Dévonien et autres roches au sud et au nord des masses granitiques de Shickshock et de Copper

Mountain (fig. VII-7). De la galène argentifère existe aussi le long de fractures dans des roches du Dévonien à Cross Point, sur la baie des Chaleurs.

Le gîte de cuivre *Hodder*, découvert en 1913, est à un demi-mille au nord-ouest de Fleur-de-Lys, à Terre-Neuve. Le principal minéral du minerai est la chalcoppyrite qui se présente en bandes ou veines parallèles à la foliation et disséminée dans deux bandes de marbre silicaté impur (skarn?) d'une épaisseur d'environ cinq pieds chacune. Le marbre repose dans du gneiss calcaire noir entre un gneiss grenatifère à l'ouest et un gneiss sans grenat à l'est. La bande de marbre supérieure, plus minéralisée, a parfois une teneur en cuivre de 17 p. 100 avec des traces d'or et d'argent. La pyrrhotine est légèrement plus abondante que la pyrite et on y trouve aussi de la magnétite, de la bornite et de la marcasite. Du quartz comble les fractures de tous ces minéraux. Selon Fuller (1941): «Les solutions minéralisantes ont pénétré le gneiss calcaire et



CGC

FIGURE VII-7. Relation des gîtes de cuivre et de plomb-zinc au granite du Dévonien des monts Shickshock en Gaspésie (Québec) (E. R. Rose).

ont, en apparence, remplacé les parties lenticulaires de marbre relativement pur. Les solutions provenaient probablement d'un magma granitique sous-jacent et on croit qu'elles étaient semblables à celles qui ont déposé la molybdénite et les minéraux de plomb dans ces gisements». Une certaine similitude existe dans le type de minéralisation de ce gîte et celui des gîtes de la *Gaspé Copper Mines* qui sont en fait reliés à une intrusion granitique sous-jacente remontant probablement au Dévonien.

Le gîte *Terra Nova* (5), à Baie-Verte (T.-N.), s'étend dans une zone de roches ultramafiques de la bande de serpentine. Il s'agit d'une lentille de sulfures fortement inclinée d'une largeur d'environ 30 pieds, disposée le long du contact de la péridotite serpentinisée avec du chloritoschiste de l'Ordovicien. Les travaux d'exploitation du gîte ont atteint une profondeur de 300 pieds et le minerai extrait avait une teneur moyenne de 2.41 p. 100 en cuivre et de 37.23 p. 100 en soufre, plus de l'or et de l'argent d'une valeur chacun de \$2.50 par tonne. Comme à la mine Huntingdon au Québec, la pyrite forme le minéral sulfure prédominant, avec en outre d'importantes quantités de pyrrhotine et de chalcopryrite, un peu de blende et quelques rares grains de cuivre natif.

Mine Gullbridge (12). La présence de minéraux sulfurés à Gull Pond, près de Badger dans le centre de Terre-Neuve, est connue depuis 1905. La mine, actuellement en cours de préparation à la production, a fait l'objet du forage d'un puits à quatre compartiments jusqu'à une profondeur de 1,050 pieds. Le gîte contient de la pyrrhotine, de la pyrite, de la chalcopryrite et de la magnétite ainsi que du quartz, de la chlorite, de la séricite, de la biotite, de la cordiérite et de l'actinote-trémolite. Ces minéraux forment des amas lenticulaires le long de zones de cisaillement dans des laves dacitiques ou andésitiques, dans des cherts et dans des tufs siliceux du groupe de Roberts Arm de l'Ordovicien ou du Silurien. La possibilité que ces roches soient du Silurien permet de croire que la minéralisation n'est pas restreinte aux roches de l'Ordovicien à Terre-Neuve. Du côté est, le groupe se trouve limité par de la diorite intrusive et à l'ouest par le grès de Springdale du Silurien et le granite du Dévonien. Il est traversé par un réseau de dykes de composition acide et basique. Une auréole de pyrite entoure le minerai. Les réserves atteindraient 4 millions de tonnes à teneur moyenne en cuivre de plus de 1 p. 100.

Cuivre, zinc et plomb

Pyrite, chalcopryrite, blende et galène

La pyrite est le minéral sulfure prédominant dans la plupart des mines de métaux communs en production de la province minérale des Appalaches. Elle forme, avec la blende, la galène, la chalcopryrite et des quantités mineures ou rares de tennantite-tétraédrite, de bornite, de molybdé-

nite, de magnétite, de pyrrhotine, de mispickel et de bismuth natif, des gîtes de minerai massif ou disséminé, en forme de lentilles irrégulières. On trouve ces gîtes dans des zones de roches cisailées, plissées et bréchiques et le plus souvent dans des successions de roches volcaniques basiques intercalées de sédiments siliceux. Plusieurs gîtes se trouvent dans des roches eugéosynclinales du Cambrien, de l'Ordovicien et du Silurien qui ont été traversées et métamorphosées par des roches ignées de composition allant d'acide à basique, mais peu de gîtes semblent être en association suffisamment étroite avec un type particulier de roches pour permettre d'établir une relation d'ordre génétique précise pour ce sous-type de gîte. Logan et Murray ont beaucoup insisté sur l'association de ces gîtes avec les serpentines et les calcaires; toutefois, au cours des dernières années, la plupart des géologues les ont considérés comme étant des gîtes de substitution probablement associés à la mise en place des intrusions granitiques du Dévonien. Plusieurs géologues estiment maintenant qu'il s'agit de gîtes stratiformes reliés aux intrusions volcaniques, à l'exhalation de gaz ou à la sédimentation qui les a accompagnés. D'autres géologues croient qu'ils sont d'origine métamorphique ou d'origine multiple.

La mine *Harvey Hill* (Québec) est un gîte de pyrite, chalcopryrite, bornite et chalcocite situé dans les schistes ardoisiers du groupe de Sutton du Cambrien(?). Le minerai s'étend en rubans lenticulaires parallèles à la schistosité et en filons transversaux. Une intrusion de pyroxénite, transformée en talc ou en stéatite, s'étend sous les principaux chantiers d'extraction et il se peut qu'elle ait été la roche mère. Le gîte, exploité par intermittence pendant environ 30 ans, l'a été pendant dix ans en même temps que les riches, mais plus petits gîtes de la mine Acton, près d'Acton Vale. Le minerai à la mine Acton se présente sous forme de trois lentilles de calcaire dolomitique, cherteux et bréchique, reposant sur l'ardoise et le schiste argileux noirs déformés de l'Ordovicien. Des dykes et des filons-couches de roche verte (diabase) ont peut-être été les roches mères de la minéralisation.

Mines Eustis et Capelton (53b). Deux gîtes semblables de pyrite et chalcopryrite dans des schistes verts et de la roche carbonatée verte se trouvent à 7 milles au sud de Sherbrooke (Québec). Des lentilles de pyrite d'une largeur de 2 à 25 pieds, disposées en échelon, d'une teneur en cuivre variant de 0.05 à 1.25 p. 100, ont été exploitées suivant la direction du gisement sur 250 pieds jusqu'à une profondeur approximative de 1,000 pieds. Audessous, une lentille plus riche en chalcopryrite a été exploitée de 4,800 à 5,200 pieds. La lentille variait en largeur de 6 à 40 pieds avec une moyenne de 110 pieds de longueur, suivant son orientation. À son extrémité sud-ouest, sa teneur était de 1.5 p. 100 en cuivre et de 40 p. 100 en fer, tandis que, à son extrémité nord-est, sa teneur en cuivre était de 16 p. 100 et de 26 p. 100 en fer. Les mines ont fourni, surtout la mine Eustis, environ 2.5 millions de tonnes de minerai de cuivre pyriteux.

La mine *Suffield* ou *Ascot* (53c) et la mine voisine *Albert* (53a), sises à quelques milles au nord-est de Sherbrooke (Québec), ont été exploitées par intermittence de 1865 à 1958. Le minerai contenait de la pyrite, de la chalcoppyrite, de la blende, de faibles quantités de galène et des traces d'argent et d'or, et était extrait de deux lentilles aplaties sises dans du tuf chloritique vert et sur le mur inférieur d'un ruban de quartzite de l'Ordovicien ou du Cambrien. La plus vaste lentille avait 200 pieds de large et 1,500 pieds de long. Les mines ont produit environ un million de tonnes de minerai.

La mine *Moulton Hill-Aldernac* (54), au nord-est de Sherbrooke (Québec), a produit du cuivre et de la pyrite. En 1942, à l'aide de levés géophysiques, était découvert un nouveau gisement le long d'une zone de cisaillement, à un quart de mille au sud de l'ancienne mine, au contact d'une rhyolite cisailée et de schistes sédimentaires. Le gîte renfermait de la pyrite, de la blende, de la galène, de la chalcoppyrite et de la tétraédrite et une gangue de barytine, de quartz et de calcite. La mine, exploitée par intermittence pendant plusieurs années, a fourni environ 350,000 tonnes de minerai pyriteux de cuivre, de zinc et de plomb.

Mine Weedon (55). Il s'agit d'un gîte de pyrite et de chalcoppyrite découvert en 1908, à 40 milles au nord-est de Sherbrooke (Québec), et exploité pendant 20 ans jusqu'à une profondeur de 1,150 pieds. Le minerai, composé de pyrite granulaire mêlée à de la chalcoppyrite, contient de faibles quantités de pyrrhotine, de blende et de galène. Le gîte forme une masse lenticulaire d'une largeur d'environ 50 pieds, d'une longueur de 570 pieds, principalement le long de la zone de contact de schistes à séricite (toit) avec des chloritoschistes (mur inférieur). Le minerai suit les plis dans les schistes, lesquels ressemblent à ceux des mines *Eustis* et *Capelton*, sises à environ 50 milles au sud-ouest. Actuellement, on suppose que ces schistes représentent des grauwackes, des roches pyroclastiques rhyolitiques et des formations volcaniques mafiques, toutes altérées. Ces schistes sont traversés par des porphyres à albite gris bleu. Une intrusion de granite du Dévonien forme le toit du gîte dans les niveaux inférieurs de la mine, mais on ignore la nature précise de la relation de ce granite au gisement. La mine a fourni d'importantes quantités de pyrite et de cuivre entre 1909 et 1921 et entre 1951 et 1959; le total a atteint plus d'un million de tonnes de minerai de cuivre, zinc et plomb, plus 200,000 tonnes de pyrite employée à la fabrication de l'acide sulfurique.

Mines Solbec et Cupra (56a, b). Deux gîtes de pyrite, chalcoppyrite et blende étaient découverts récemment au nord-est de Sherbrooke (Québec) le long de la zone de contact entre les schistes à séricite et les chloritoschistes de l'Ordovicien(?). L'exploitation a commencé en 1962 à la mine de cuivre *Solbec* et en 1965 à la mine *Cupra*. Les ateliers des deux mines ont traité en 1966 un demi-million de tonnes de minerai. Les ré-

erves globales atteignaient environ 3 millions de tonnes de minerai à teneur moyenne en cuivre de 3.5 p. 100, en zinc de 3.5 p. 100, en plomb de 0.5 p. 100, en argent de 1.3 once et en or de 0.02 once par tonne. Le minerai consistait surtout de pyrite granulaire avec de la chalcoppyrite, de la blende, de la bornite et de la galène interstitielles et de faibles quantités de tennantite. Le gîte *Cupra* est un amas tabulaire d'environ dix pieds d'épaisseur, de plus de 250 pieds de long, et une extension en profondeur de plus de 5,000 pieds. La bornite abonde dans les niveaux supérieurs, mais le gîte *Solbec* n'en contient pas. Une mince formation ferrifère siliceuse se rencontre dans des parties du gîte *Solbec*.

Région de Bathurst-Newcastle (N.-B.) (1 à 5). Les gîtes de sulfures *Brunswick* n° 6 (3a) et *Brunswick* n° 12 (3b) ont été découverts en 1952 lors du sondage à la foreuse au diamant d'anomalies magnétiques, près de la formation ferrifère à magnétite d'*Austin Brook* et d'un amas de sulfure pyritique qui lui est associée. L'association entre la formation ferrifère et les gîtes de sulfures a donné lieu à une exploration intensive des anomalies magnétiques et à l'utilisation d'autres méthodes géophysiques et géochimiques de prospection, ce qui a amené la découverte de 25 autres ou plus de gîtes de sulfures dans la région de *Bathurst-Newcastle* (fig. VII-8). Environ 15 des gîtes énumérés au tableau VII-2 renferment des réserves de plus de 140 millions de tonnes de minerai de cuivre, plomb et zinc (Davies et Smith, 1966).

Les gîtes de sulfures se rencontrent principalement dans les roches sédimentaires, la formation ferrifère et les schistes de l'Ordovicien et du Silurien fortement déformés et métamorphisés, fréquemment interstratifiés avec des roches volcaniques, et traversés par des roches ignées allant du gabbro au granite. Les gîtes sont généralement recouverts d'épais chapeaux de fer fuligineux et de zones d'enrichissement secondaire (Boyle et Davies, 1964). Les gîtes sont des assemblages microgrenus composés: 1) de pyrite, de blende et de galène, de faibles quantités de chalcoppyrite et de pyrrhotine, d'infimes quantités de mispickel, de tennantite et tétraédrite, d'une gangue de quartz, de séricite, de chlorite, de magnétite, de biotite, de calcite, et de sidérite et, à certains endroits, de barytine; 2) de pyrrhotine et de chalcoppyrite, dans une gangue de chlorite et de quartz. Ce dernier type de gîte coupe tant la schistosité des roches encaissantes que les amas de pyrite. On trouve les minéraux métalliques suivants dans les gîtes de sulfures: magnétite, hématite, stannite, cassitérite, boulangérite, énergite, argent natif, domeykite, marcasite, acanthite, argentite, or, cubanite, covellite, chalcocite, bornite, bismuth natif, limonite, beudantite, freibergite, anglésite, cérusite et pyromorphite. Les éléments à l'état de traces sont l'argent, l'arsenic, le bismuth, le cadmium, le germanium, l'indium, le manganèse, le molybdène, l'étain, le titane et le vanadium.

Les gîtes massifs de pyrite se présentent en masses lenticulaires, ressemblant à des tablettes ou à des cheminées, et partiellement lisérées, plissées et bréchiques et, peut-être, recristallisées. Quelques gîtes semblent être localisés ou s'être élargis dans les régions aux environs des crêtes de plis; d'autres gîtes ne le sont pas. Certains sont grossièrement zonés, partiellement riches en zinc, en plomb et en cuivre et en parties formées de pyrite stérile, mais en général les zones sont erratiques et entremêlées. Cer-

tains géologues considèrent ces gîtes comme étant épigénétiques et de substitution et qu'ils sont peut-être en relation directe avec les roches intrusives, tandis que d'autres les regardent comme des dépôts de précipitation sédimentaires. La preuve d'une origine sédimentaire est en grande partie inférée.

Le gîte Brunswick n° 6 se trouve dans des roches volcaniques acides et sédimentaires du groupe de Tétagouche. Affectées par un métamorphisme régional, ces

TABLEAU VII-2

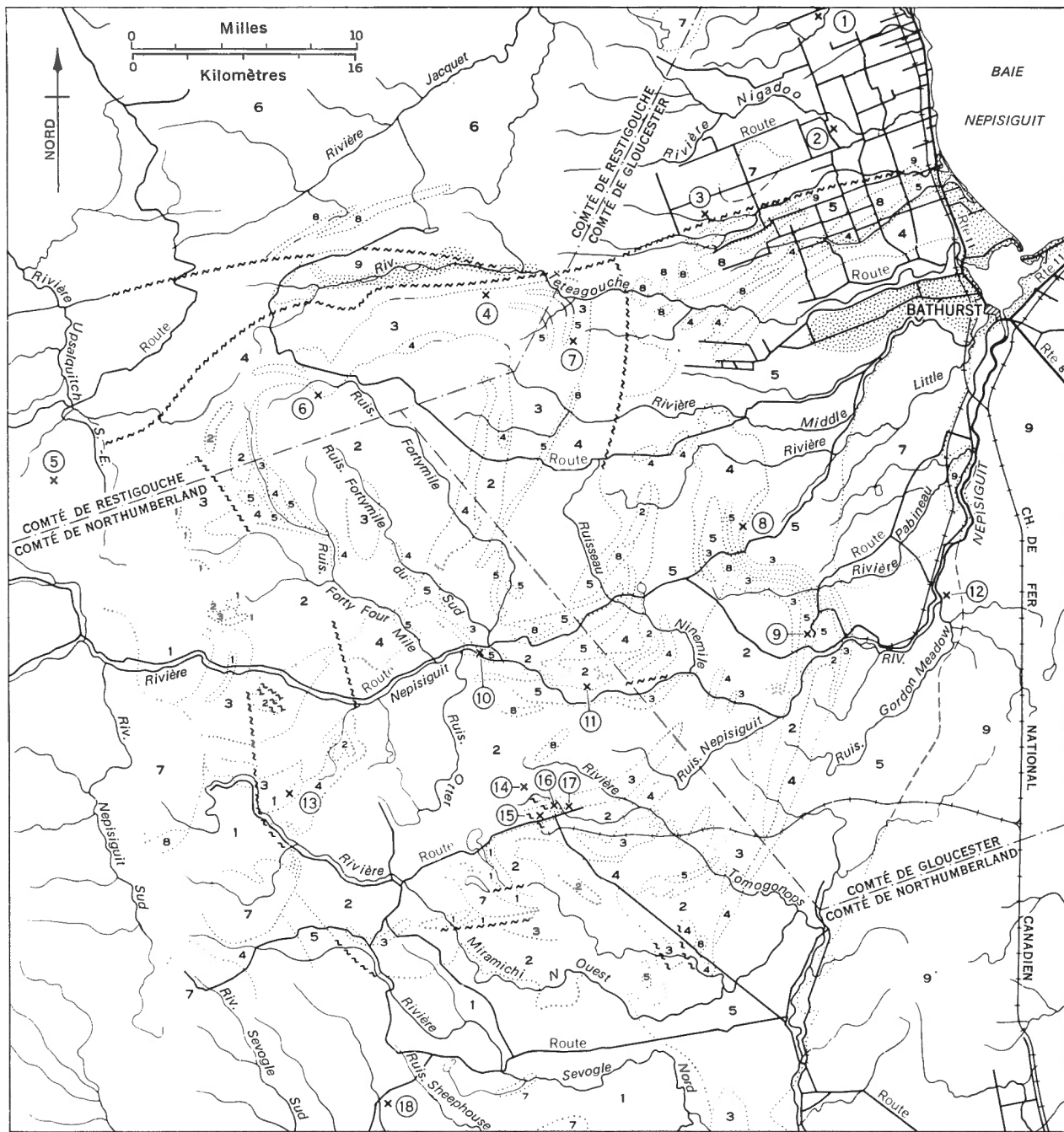
Dimensions, tonnage et teneur de certains gîtes de sulfures de la région de Bathurst, au Nouveau-Brunswick (Davies et Smith, 1966; révisé d'après McAllister, 1960)

Gîte	Emplacement approximatif	Dimensions (en pieds)			Milliers de tonnes	Teneur			
		Longueur	Largeur	Profondeur		Cu (%)	Pb (%)	Zn (%)	Ag (once/ tonne)
Anaconda (Caribou)	47° 34' N	3,800	20-130	1,200	28,000		2	5	1
Anaconda (Armstrong Brook)	47° 36' N 66° 17' W	A-450 B-450	50 (max.) 150 (max.)	800 800					
Brunswick n° 6	47° 28' N 65° 53' W	1,000	200	1,000	22,278 4,350 1,684	0.4 0.5 0.8	1.9 0.4 0.5	5.0 1.0 0.5	1.6 0.7 0.3
Brunswick n° 12	47° 28' N 65° 53' W	1,200	200	1,400	15,787 13,500	0.3 0.7	3.6 1.0	9.5 3.2	2.6 1.6
Mines Captain	47° 17' N 62° 52' W	500	80	800	802	1.15			
Canoe Landing Lake	47° 25' N 66° 12' W	3,200	30	700	3,500	0.5	0.5	1.5	1.5
Mines Chesterville (zone de sulfures massifs seulement)	47° 07' N 66° 12' W	650	650	30	650	0.92	1.62	3.4	
C.M. and S. (Nepisiquit A)	47° 22' N 66° 03' W	700 700	75 50	350 500					
C.M. and S. (Nepisiquit B)	47° 22' N 66° 03' W	900	75	300					
C.M. and S. (mine Wedge)	47° 24' N 66° 08' W	850	50	500					
Mines Heath Steele	47° 17' N 66° 05' W	400-600	50	400-800	4,700	1.1 1.4	3.0 1.3	7.2 3.6	3.3 2.0
Kennco (Murray Brook)	47° 32' N 66° 27' W	1,000	300	800	23,000	0.44	0.86	1.95	0.91
Mines Key Anacon	47° 36' N 65° 42' W	1,200 ¹		1,500	3,000		2.35	6.4	2.16
Middle River Mining Co. (Texas Gulf Sulphur)	47° 17' N 66° 19' W	1,000	75	1,000	5,000	1.0	2	5	
New Calumet (Orvan Brook)	47° 38' N 66° 08' W	6,000 800 ³	14 ² 14 ²	500 500	200		3.25	6.3	1.0
New Jersey Zinc (Teck Corp.)	47° 38' N 66° 08' W	1,500	100	500	3,000		5	9	3.0
Stratmat (C.M. and S.)	47° 19' N 66° 06' W	600	100	500					

¹ Plusieurs lentilles le long d'une zone de 1,200 pieds de longueur.

² Largeur maximale.

³ Zone de minerai.



PENNSYLVANIEN

9 (Non divisé)

DÉVONIEN

8 Roches intrusives mafiques

7 Roches intrusives felsiques

SILURIEN

SILURIEN MOYEN
GROUPE DE CHALEUR BAY
6 (Non divisé)

ORDOVICIEN

ORDOVICIEN MOYEN
GROUPE DE TÉTAGOUCHE (1-5)
5 Division de l'ardoise

4 Division des roches vertes

3 Division du porphyre

2 Division des roches volcaniques felsiques

1 Roches métasédimentaires siliceuses

CONCESSIONS MINIÈRES

- | | |
|--------------------------|---|
| 1 Keymet | 10 Consolidated Mining and Smelting Co. |
| 2 Nigadoo Mines Ltd. | 11 Consolidated Mining and Smelting Co. |
| 3 Sturgeon River Mines | 12 Anacon Lead Mines (New Larder "U") |
| 4 New Calumet | 13 Middle River Mining Co. Ltd. |
| 5 New Jersey Zinc | 14 Stratmat |
| 6 Anaconda Co. (Caribou) | 15 Heath Steele |
| 7 Anaconda Co. | 16 Heath Steele Mines Ltd. |
| 8 Brunswick n°12 | 17 Heath Steele Mines Ltd. |
| 9 Brunswick n°6 | 18 Kennco Explorations (Canada) Ltd. (Clearwater) |

Région couverte de drift glaciaire



Gîte de sulfures



Faille (hypothétique)



CGC

FIGURE VII-8. Principaux gîtes de métaux communs de la région de Bathurst-Newcastle (N.-B.) (Roy, 1961)

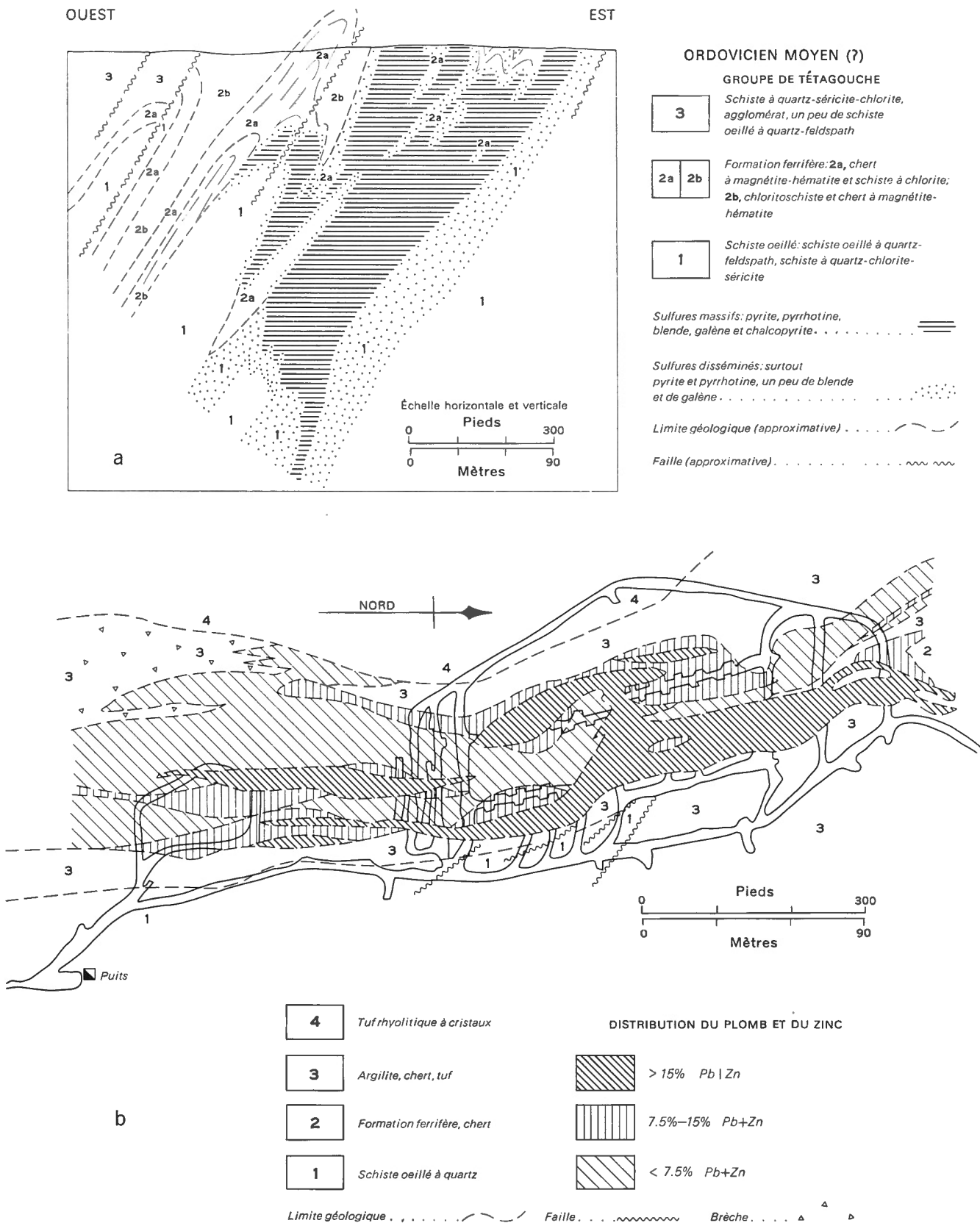


FIGURE VII-9. Gîtes de sulfures de Bathurst (N.-B.) (Davies et Smith, 1966). a) Coupe transversale du gîte Brunswick n° 6. b) Géologie de la galerie au niveau 650, gîte Brunswick n° 12 montrant la répartition du plomb et du zinc.

roches présentent des plis complexes et ont été traversées par des filons-couches de diabase et de gabbro (fig. VII-9a). Près de la surface, la partie centrale de la grande lentille de sulfure massif, laquelle est en cours de mise en valeur à ciel ouvert, renferme un noyau de la formation ferrifère fortement minéralisé et presque entièrement substitué, seules les parties les plus silicieuses ont résisté à la substitution. L'épaisseur de la lentille atteint 400 pieds et sa longueur, 1,000 pieds. Un amas plus petit de pyrite massive en forme de selle, d'une épaisseur maximum de 100 pieds, fusionne avec la lentille principale. Une troisième lentille, d'environ 35 pieds d'épaisseur, formée de pyrite, de pyrrhotine et de chalcopryrite, se trouve le long d'une zone cisailée dans le schiste du mur inférieur. Les gîtes renferment plus de 28 millions de tonnes de minerai à teneur moyenne de 4.1 p. 100 de zinc, 1.6 p. 100 de plomb, 0.4 p. 100 de cuivre et 1.4 once par tonne d'argent.

Le gîte Brunswick n° 12 (fig. VII-9b) est également formé de trois parties: une grande lentille, irrégulière et massive, de pyrite mêlée à de la blende, de la galène et de la chalcopryrite; un gros amas irrégulier de pyrite; et une zone riche en pyrrhotine et en chalcopryrite. Le gîte renferme, au-dessus du niveau de 2,500 pieds, plus de 28 millions de tonnes de minerai à teneur moyenne de 9 p. 100 de zinc, 3 p. 100 de plomb, 0.3 p. 100 de cuivre et 2.3 onces d'argent par tonne. La zone de pyrrhotine et de chalcopryrite contient environ 2.7 millions de tonnes de minerai à teneur moyenne en cuivre de 1.33 p. 100. La partie du gisement à haute teneur en zinc, à l'extrémité septentrionale de l'amas, montre une association intime avec un pli inverse en S dans la formation ferrifère.

Mine Wedge (4). La masse de minerai de sulfure de la mine repose en concordance entre une rhyolite porphyrique et tufacée et une roche détritique argileuse sus-jacente. Le gîte s'étend sur le flanc méridional d'un pli complexe dans les roches du groupe de Tétagouche. Le minerai a une teneur en sulfures de 95 à 100 p. 100 et contient en moyenne 3 p. 100 de cuivre et 1.75 p. 100 de zinc. Il constitue une lentille en forme d'hameçon de 15 à 150 pieds de large, d'une longueur de 1,200 pieds et de 500 pieds de profondeur. Sa position est déterminée par un pli d'étirement plongeant vers l'est. La pyrite constitue le principal minéral, accompagnée de quantités diverses de chalcopryrite, de blende et de galène argentifère et quelque peu de tennantite. La teneur relativement élevée en cuivre est exceptionnelle pour les gîtes de cette région. La chalcopryrite, minéral cuprifère, est concentrée dans de la pyrite à gros grains le long du toit et du contact septentrional de la rhyolite dans la partie est, la plus large du gîte, et près du mur inférieur dans la partie orientale. Des bandes locales de blende et de galène situées dans de la pyrite microgrenue stérile se rencontrent aussi à proximité du mur inférieur dans la partie orientale du gîte.

Mine Heath Steele (5). Douze amas de sulfures irréguliers et en forme de cheminée se trouvent dans les plis secondaires des roches volcaniques acides et basiques et des roches sédimentaires du groupe de Tétagouche, le long ou près du contact entre le schiste oeilé à quartz et feldspath et un assemblage mixte de chloritoschiste, de schiste à quartz et à séricite, de formation ferrifère et de roches sédimentaires feldspathiques (fig. VII-10). La pyrite, la blende et la galène sont les principaux minéraux

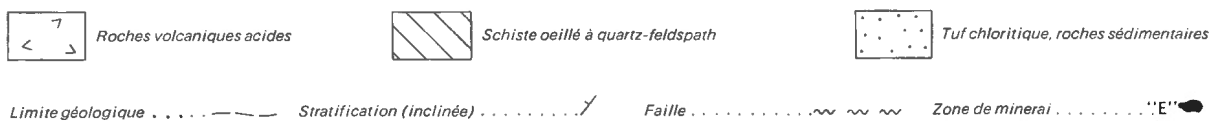
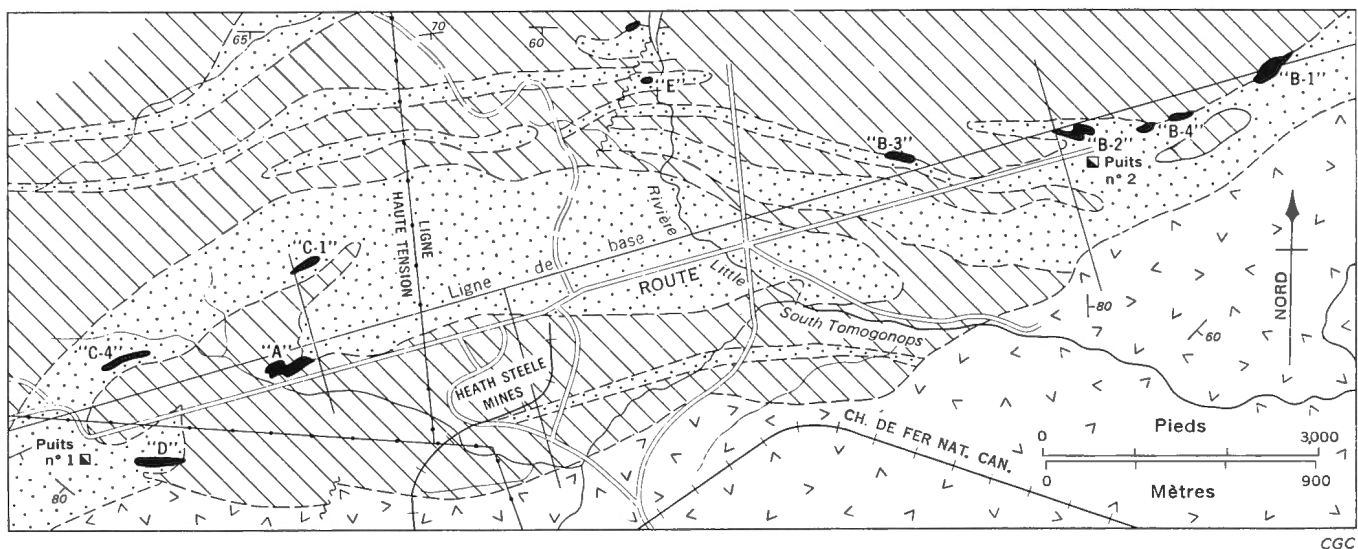


FIGURE VII-10. Géologie et zones de minerai de la mine Heath Steele, au Nouveau-Brunswick (McFarlane et Gates, 1966).

sulfures dans la plupart des gisements, mais la chalcopryrite et la pyrrhotine dominent dans un gisement et sont importantes dans trois autres. Un des amas de minerai était recouvert, en partie, d'un chapeau de fer de 45 pieds, dont la section inférieure de deux à six pouces d'épais était formée de boue noire riche en minéraux d'argent acanthite et argentite. La partie supérieure de 80 pieds de l'amas de minerai renfermait de la chalcocite secondaire disséminée.

Le gîte *Keymet* (1), à 15 milles au nord-ouest de Bathurst, au nord de la faille Rocky Brook-Millstream, se trouve dans une zone de faille, dans des roches sédimentaires du groupe de Chaleurs Bay probablement du Silurien (fig. VII-8). Des lentilles et des filons de sulfures traversent le schiste argileux, le conglomérat et l'argilite en suivant une faille transversale et une zone de fractures. Le minerai, formé principalement de pyrite, de mispickel, de pyrrhotine, de blende, de galène et de chalcopryrite et de faibles quantités de tétraédrite et de marcasite, se trouve dans une gangue de calcite, de quartz et d'un peu de fluorine. L'évaluation des réserves de ce gîte a atteint 112,000 tonnes à teneur moyenne en plomb de 4.41 p. 100, en zinc de 4.31 p. 100, en cuivre de 0.55 p. 100, et en argent de 1.42 once par tonne.

Les gîtes *Nigadoo* (2), situés à 2 1/2 milles de la faille Rocky Brook-Millstream, se présentent sous forme de lentilles et de filons le long d'une zone de faille dans des schistes graphitiques verts, des schistes argileux et des argilites du groupe d'Elmtree dans la zone de contact d'un stock de porphyre intrusif différencié, probablement du Dévonien, et aussi à l'intérieur du stock intrusif lui-même. Le minerai le plus riche se rencontre surtout dans le porphyre ou dans l'argilite près du contact. Les minéraux du minerai de ces gîtes sont semblables à ceux du gîte *Keymet* et ont une extension verticale d'au moins 900 pieds.

Mine Mindamar (Stirling) (30). La mine de zinc *Stirling* sur l'île du Cap-Breton, ouverte une première fois en 1904 en vue de la production éventuelle de cuivre, a été exploitée comme mine de zinc de 1927 à 1936. Réouverte comme mine de plomb, zinc et cuivre en 1950 (mine *Mindamar*), elle a fourni environ un million de tonnes de minerai avant sa fermeture en 1956. La pyrite, la blende, la galène, la chalcopryrite et de faibles quantités de tennantite forment des lentilles massives de sulfures microgrenus dans une zone de schiste à talc, à carbonate et à séricite au sein de coulées rhyolitiques et de tufs interstratifiés avec de faibles quantités de sédiments semblables à ceux du groupe de Bourinot du Cambrien moyen. La zonation des lentilles est parallèle à l'orientation des gîtes et à la schistosité des schistes et des roches volcaniques encaissants. Plusieurs types de roches ignées traversent le groupe aux environs du gisement et une zone de faille importante intersecte ces roches, près du gîte *Stirling*.

Zone minérale du centre de Terre-Neuve. Les mines *Buchans*, *Tilt Cove*, *Gullbridge*, *Little Bay*, *Whalesback* et *Rambler*, productrices de métaux communs en 1966, sont

toutes formées d'amas de sulfures sis à l'intérieur de roches métavolcaniques qui sont envahies par une variété de roches intrusives allant d'ultrabasiques à acides. Les roches volcaniques, la plupart étant actuellement des chloritoschistes de composition basiques, sont mêlées, à certains endroits, à des ardoises à graptolite et sont considérées appartenir surtout à l'Ordovicien, mais certaines peuvent être du Silurien. Plusieurs des anciennes mines, telles que celles de *Terra Nova*, *Betts Cove*, *Little Bay* et *Pilley's Island*, sises dans le même milieu géologique ambiant et la même région, ont permis de faire de Terre-Neuve un important producteur de cuivre, de zinc et de plomb. En 1966, la production globale de cuivre, de zinc et de plomb de ces mines était évaluée à plus de 30 millions de dollars, dont la majeure partie provenait des mines *Buchans*.

Mines Buchans (T.-N.) (13). Le premier gîte de la rivière *Buchans*, appelé «*Old Buchans*» a été découvert en 1905 (fig. VII-11). Il s'agissait d'un amas de 100,000 tonnes de sulfures microgrenus de zinc, de plomb et de cuivre. La mine a dû être fermée en 1911 par suite de problèmes métallurgiques que présentait le traitement du minerai, mais ces difficultés ont été résolues en 1925. Les réserves des gîtes *Lucky Strike* et *Oriental*, découverts en 1926, se trouvent actuellement presque épuisées. Depuis le début de l'exploitation et du traitement en 1928, ces gisements ont fourni plus de 9 millions de tonnes à teneur moyenne en zinc de 16.5 p. 100, en plomb de 8.1 p. 100, en cuivre de 1.54 p. 100, en argent de 3.37 onces et en or de 0.54 once par tonne.

Les gisements *Rothermere* et *Maclean*, découverts en 1947 et en 1950, se trouvent actuellement en production. Ils se présentent sous forme de lentilles de substitution irrégulières, massives et plongeant faiblement. Ils se trouvent en majeure partie localisés dans du tuf et de la brèche dans les roches volcaniques basiques du groupe de *Buchans* (George, 1937). Ces roches sont traversées par des dykes de diabase, de granite, d'andésite, de dacite et de porphyre à quartz. Les gîtes s'étendent dans la boucle d'une courbe sigmoïde reconnue dans les roches du groupe de *Buchans*, à l'endroit où ces roches forment une indentation dans un batholite granitique du Dévonien dans l'ouest, et entre deux plutons de diorite à orientation nord-est suivant la direction des gîtes. Les amas de minerai ont chacun environ 2,000 pieds de long, une largeur pouvant atteindre 750 pieds et une épaisseur variant de 20 à 200 pieds. Ils sont coupés par des zones de schiste mou. Des zones plus petites de sulfures disséminés à faible teneur se rencontrent sous et en bordure des amas de minerai à haute teneur (fig. VII-11b). Les gisements renferment trois types principaux de minerai: le minerai bréchiforme aux nombreux fragments rocheux, le minerai de barytine contenant jusqu'à 35 p. 100 de barytine et le minerai normal constitué de sulfures en amas, de quelques fragments rocheux et de faibles quantités de barytine. Le minerai normal est un mélange microgrenu de blende, de galène, de pyrite, de chalcopryrite et d'un peu de tétraédrite. La gangue

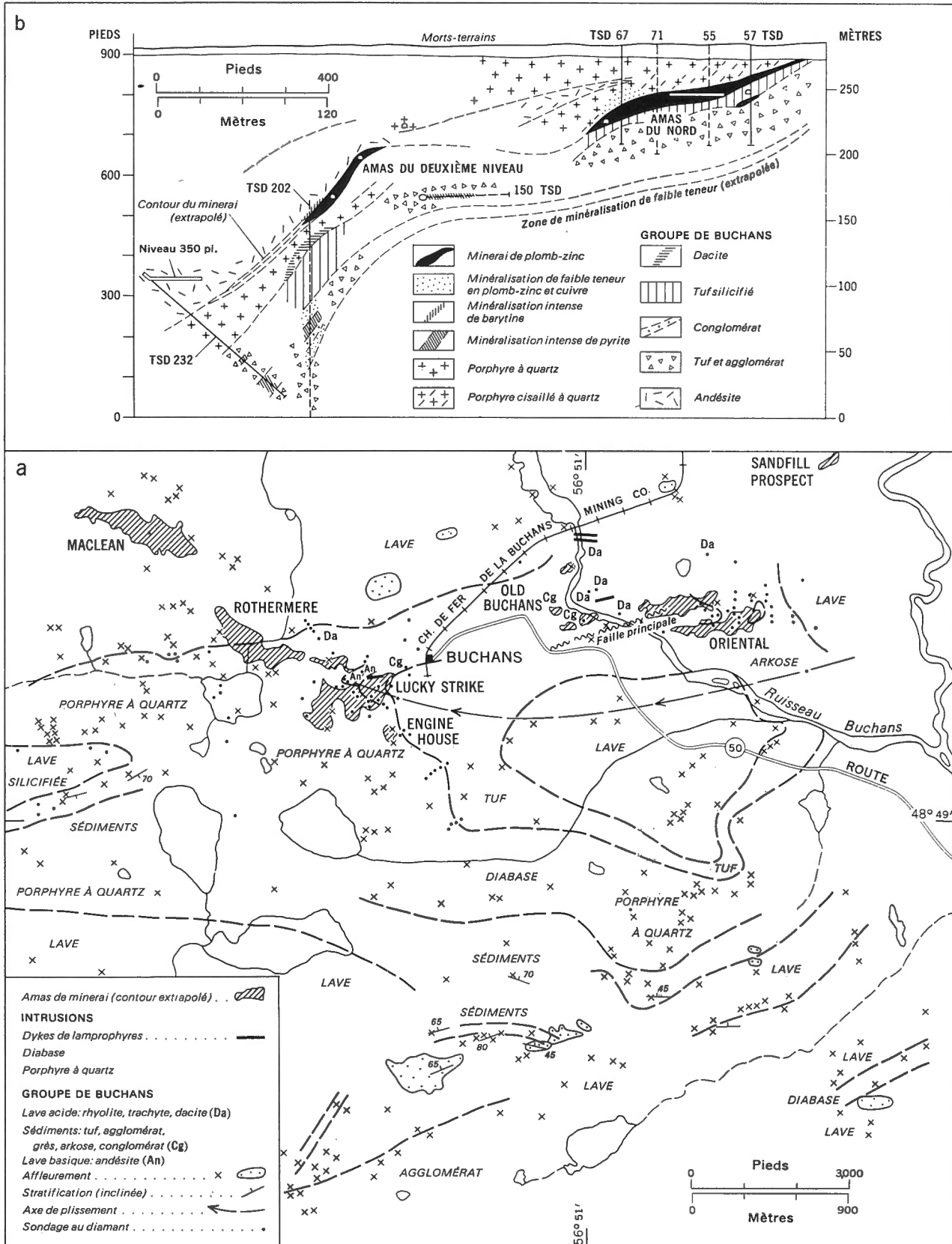


FIGURE VII-11. Gîtes de cuivre-zinc-plomb de Buchans (T.-N.) (George, 1937). a) Géologie aux environs des amas de minéral de Buchans. b) Coupe transversale du gîte Lucky Strike North.

est constituée principalement de barytine et d'un peu de quartz et de calcite. Les gisements contiennent également de faibles quantités de bornite, d'argent natif, de tellurures d'or et d'argent, d'hématite et de sulfates de zinc, de cuivre, de fer et de plomb.

Mines Tilt Cove (7). L'ancienne mine Tilt Cove (Union) (pl. VII-2), découverte en 1857, a fourni environ 1.5 million de tonnes de minerai de cuivre à haute teneur entre 1864 et 1917. Réouverte en 1957, la mine a fourni 6 millions de tonnes additionnelles de minerai à plus faible teneur. Entre 1869 et 1876, le minerai sélectionné de petites expéditions avait une teneur de 24 p. 100 de nickel et contenait un peu d'or. Les deux gîtes distincts, East et West, se trouvent dans du chloritoschiste et de la lave en coussins altérée du groupe d'Headland de l'Ordovicien au contact ou près de la zone de contact des dykes et des filons-couches de pyroxénite intrusive, serpentinisée et stéatiteuse. Des dykes de porphyre à quartz ou granite traversent la pyroxénite. Ils forment le mur inférieur du minerai dans le gîte West et traversent des masses de minerai du gîte East; les amas de sulfures massifs se trouvent le long des deux contacts du dyke. On croit que les dykes sont reliés au granite intrusif de Burlington qui date du Dévonien.

Le gîte East était formé de lentilles massives irrégulières de pyrite microgrenue mêlée à d'abondantes quantités de chalcopryrite et à un peu de blende. En certains endroits, gisaient de gros amas de magnétite partiellement bréchiformes et cimentés par des sulfures. Le gîte West était formé de filons et de disséminations de chalcopryrite, de pyrite, de pyrrhotine, de quartz et d'ankérite dans de l'andésite à chlorite altérée. Des minéraux de nickel et de

cobalt, tels que la mauchérite, la nickéline, la chloanthite, la gersdorffite, la rammelsbergite, le mispickel, la violarite, et la millérite, ont été trouvés dans le gîte West sous forme de lentilles de roche bréchiforme ou de filons de dolomie grise compacte enfermée dans une zone de carbonate et talc qui s'est formée là où la serpentinite est traversée par un dyke de porphyre à quartz. De rares filons de calcite sis dans le porphyre à quartz contiennent de la nickéline, de la mauchérite, de la gersdorffite et de la rammelsbergite.

Mine Betts Cove (8). En 1875, sur la péninsule Burlington, à Terre-Neuve, des gîtes lenticulaires de sulfures massifs étaient découverts dans du chloritoschiste au sein de la lave en coussins du groupe d'Headland de l'Ordovicien. Le groupe d'Headland est traversé par un filon-couche ou un dyke de serpentinite et par des masses de diorite et de diorite quartzique qui entourent presque entièrement les roches les plus anciennes à l'ouest de la mine. Tous les gîtes de cuivre de la mine Betts Cove sont situés à moins de 500 pieds de la diorite en affleurement qui est elle-même légèrement minéralisée à certains endroits. Des dykes de diabase à olivine traversent un des amas de minerai, et de petits dykes de basalte se trouvent dans les laves et la diorite. Le minerai se compose principalement de pyrite et de chalcopryrite avec des rubans de blende et de jaspe. On a extrait 130,682 tonnes de minerai de cuivre à haute teneur, renfermant des traces d'or, et plusieurs milliers de tonnes d'un matériau qui a été rejeté à cause de sa teneur en zinc. Plusieurs tentatives de réexploitation ont échoué.

Le gîte *Little Bay (9)*, sur la baie Notre-Dame, a été décelé en 1877 dans une zone de faille dans de la lave en coussins probablement de l'Ordovicien. On a extrait du gîte environ 200,000 tonnes de minerai de cuivre de haute teneur avant 1900 et plus d'un million de tonnes de minerai de cuivre aurifère depuis sa réouverture en 1961. Le minerai se présente en filons et en disséminations de pyrite, de chalcopryrite, de blende et de magnétite, avec une gangue à forte teneur en quartz au sein de zones lenticulaires de chloritoschiste, dans de la lave basique altérée. La principale lentille de minerai, d'une largeur de 30 pieds et d'une longueur de 900 pieds, est à direction est; elle a un pendage prononcé vers le sud et s'étend à plus de 1,000 pieds le long de la direction du pendage. De la diorite traverse la lave à environ un demi-mille à l'ouest de la mine, et de nombreux dykes de diabase stérile atteignant une épaisseur de 25 pieds s'étendent au sein de la zone de minerai. La *mine Whalesback Pond (10)*, sise dans des chloritoschistes semblables, se trouve à environ 3 milles à l'ouest du gîte Little Bay. La principale zone de minerai est une lentille de pyrite et de chalcopryrite de 40 pieds de large et de 1,200 pieds de long; elle est à direction est et à pendage abrupt vers le sud. Elle s'étend au-dessous du niveau de 850 pieds et a une teneur moyenne en cuivre de 1.75 p. 100. On a découvert à proximité une seconde zone de minerai, connue sous le nom de gîte Little Deer Pond.



PLANCHE VII-2. Mine de cuivre-zinc-plomb de la *First Maritime Mining Corporation Limited*, à Tilt Cove (T.-N.).

Mines Consolidated Rambler (6). La zone minéralisée de Rambler, découverte en 1905, sur la péninsule Burlington, était mise en valeur en 1964. Il s'y trouve deux zones de minerai principales: la zone «Rambler» et la zone «East». Les deux zones se trouvent dans des chloritoschistes à séricite, au nord d'une saillie du granite de Burlington du Dévonien qui traverse les roches volcaniques de la formation de Baie Verte de l'Ordovicien. Une multitude d'intrusions secondaires, de composition allant de basique à acide, traverse les roches volcaniques. L'amas de minerai Rambler a de 5 à 25 pieds d'épaisseur, 450 pieds de long, et un pendage de 40° vers le nord. Il est formé d'imprégnations de pyrite, de chalcopryrite et de blende dans un chloritoschiste sériciteux et silicifié; sa teneur en or et en argent est élevée à certains endroits. Le gîte Rambler a une teneur moyenne en cuivre de 1.4 p. 100, en zinc de 2 p. 100, en or de 0.12 once et en argent de 1 once par tonne. Le gîte East, à environ 5,000 pieds à l'est du gîte Rambler, est constitué de chloritoschiste fortement pyritisé contenant un peu de chalcopryrite. Le gîte n'affleure pas. Les réserves atteindraient 2 millions de tonnes à teneur moyenne en cuivre de 1.65 p. 100.

Mines Pilley's Island (11). Un gîte pyriteux sis sur l'île Pilley's, dans la baie Notre-Dame, contient de la chalcopryrite, de faibles quantités de blende, des traces de

galène et d'abondantes quantités de quartz. Exploité par intermittence de 1889 à 1908 pour l'extraction de la pyrite, de laquelle du soufre était récupéré, le gîte a fourni environ 600,000 tonnes. En 1920, le sondage à la foreuse au diamant a révélé qu'une partie du gîte avait été déplacée par une faille et que cette partie contenait une quantité équivalente de minerai de pyrite et chalcopryrite. Ce gîte revêt un aspect particulier: le minerai se trouve au sein de coulées de rhyolite verte des roches volcaniques de Robert's Arm de l'Ordovicien et du Silurien, tandis que tous les autres gisements de cuivre dans cette région de Terre-Neuve se trouvent dans des roches volcaniques basiques.

Plomb, zinc, cuivre et argent

Galène, blende, chalcopryrite et argent

Magnet Cove (8). La carrière de barytine de Magnet Cove et la mine sous-jacente de plomb, zinc, cuivre et argent près de Walton (N.-É.) (fig. VII-12) s'étendent dans une région de roches sédimentaires faillées du Carbonifère, c'est-à-dire dans du grès rouge, du schiste argileux, de l'anhydrite et du gypse (Boyle et Jambor, 1966). En 1956, le sondage à la foreuse au diamant effectué à

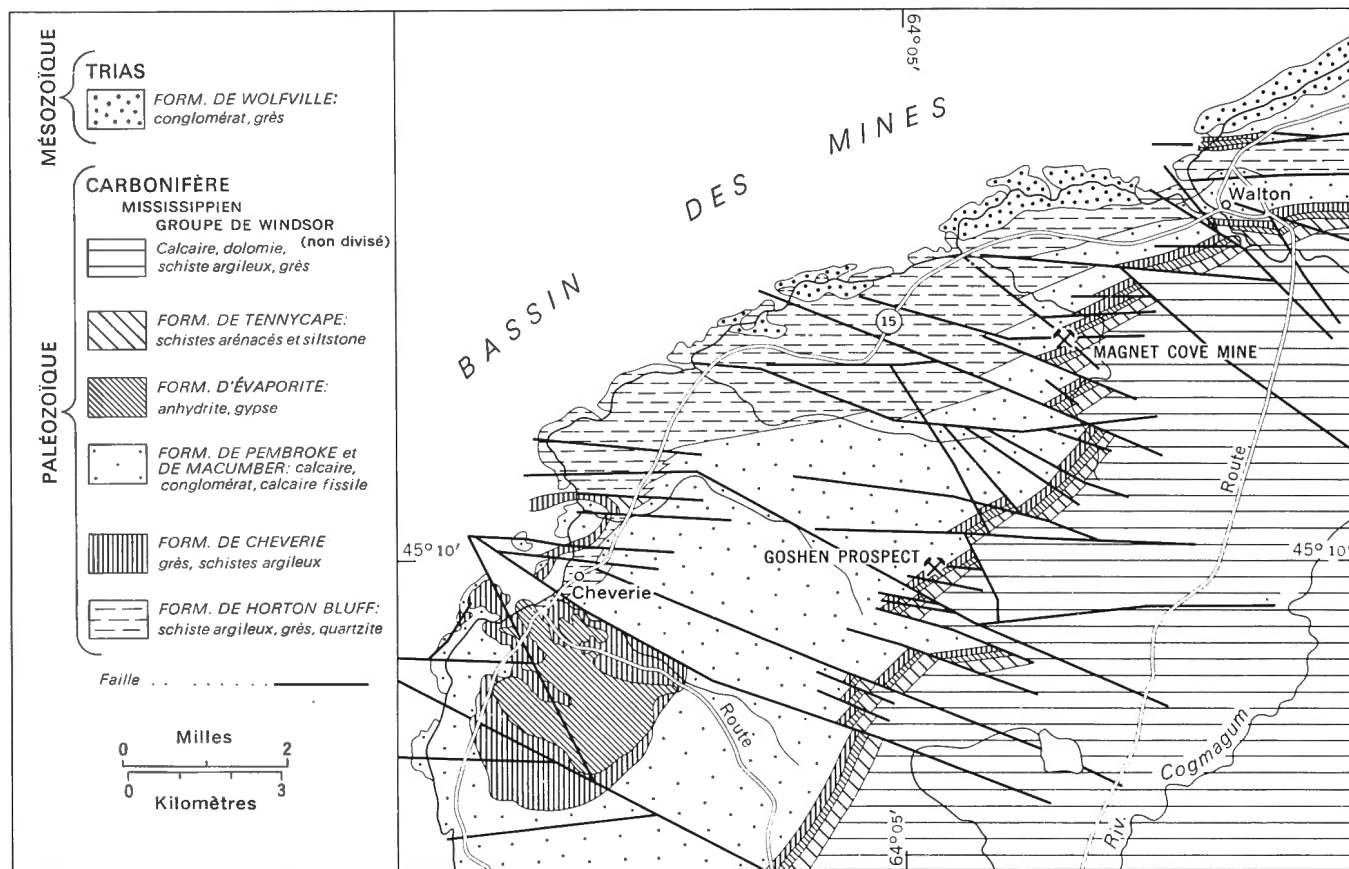


FIGURE VII-12. Géologie de la région de Walton-Cheverie (N.-É.) (Boyle et Jambor, 1966).

la carrière de barytine a révélé la présence d'un amas de minerai minéralisé sous-jacent de plomb, de zinc, de cuivre et d'argent à une profondeur de 250 pieds; l'amas se trouve en majorité dans une zone bréchiforme dans le mur du gîte de barytine et le long de la faille en contact avec ce gîte (fig. VII-13). Depuis sa mise en exploitation en 1961, le gîte de sulfures a donné plus de 10 millions de livres de plomb, 5 millions de livres de zinc, 2 millions de livres de cuivre et 2 millions d'onces d'argent. Le minerai a révélé une teneur moyenne en plomb de 10 p. 100, en zinc de 4 p. 100, en cuivre de 1 p. 100, en fer de 15.7 p. 100, en argent de 30 onces par tonne, outre des traces d'or, de cadmium, de nickel, de cobalt, d'arsenic, d'antimoine et de bismuth. Les principaux minéraux du gîte sont la sidérite, la barytine, l'hématite, la pyrite nickélifère et cobaltifère, la marcasite, la galène, la blende, la chalcoppyrite, la tennantite, l'acanthite, la proustite

et la pearcite. Bien que similaire, cet assemblage diffère de celui de Bathurst (N.-B.) notamment par sa teneur plus élevée en baryum, en plomb et en argent et par sa texture à l'aspect de framboise.

Boyle et Jambor (1966) ont laissé entendre que les roches sédimentaires encaissantes sont la source des éléments dans les gîtes de barytine et de sulfures à Walton. Selon leur point de vue, les grès de Cheverie ont, à certains endroits, une teneur en baryum plus élevée que la moyenne, et les schistes argileux pyritifères noirs de la formation d'Horton Bluff sont relativement riches en soufre, en cuivre et en argent dans lesquels la pyrite a une teneur en nickel, en cobalt et en arsenic particulièrement élevée. On demeure incertain sur le processus de concentration. Il se peut que des eaux fortement salées aient été l'agent de transport des dépôts. D'autre part, une source ignée du Trias ou d'âge plus récent peut être sous-jacente à la région.

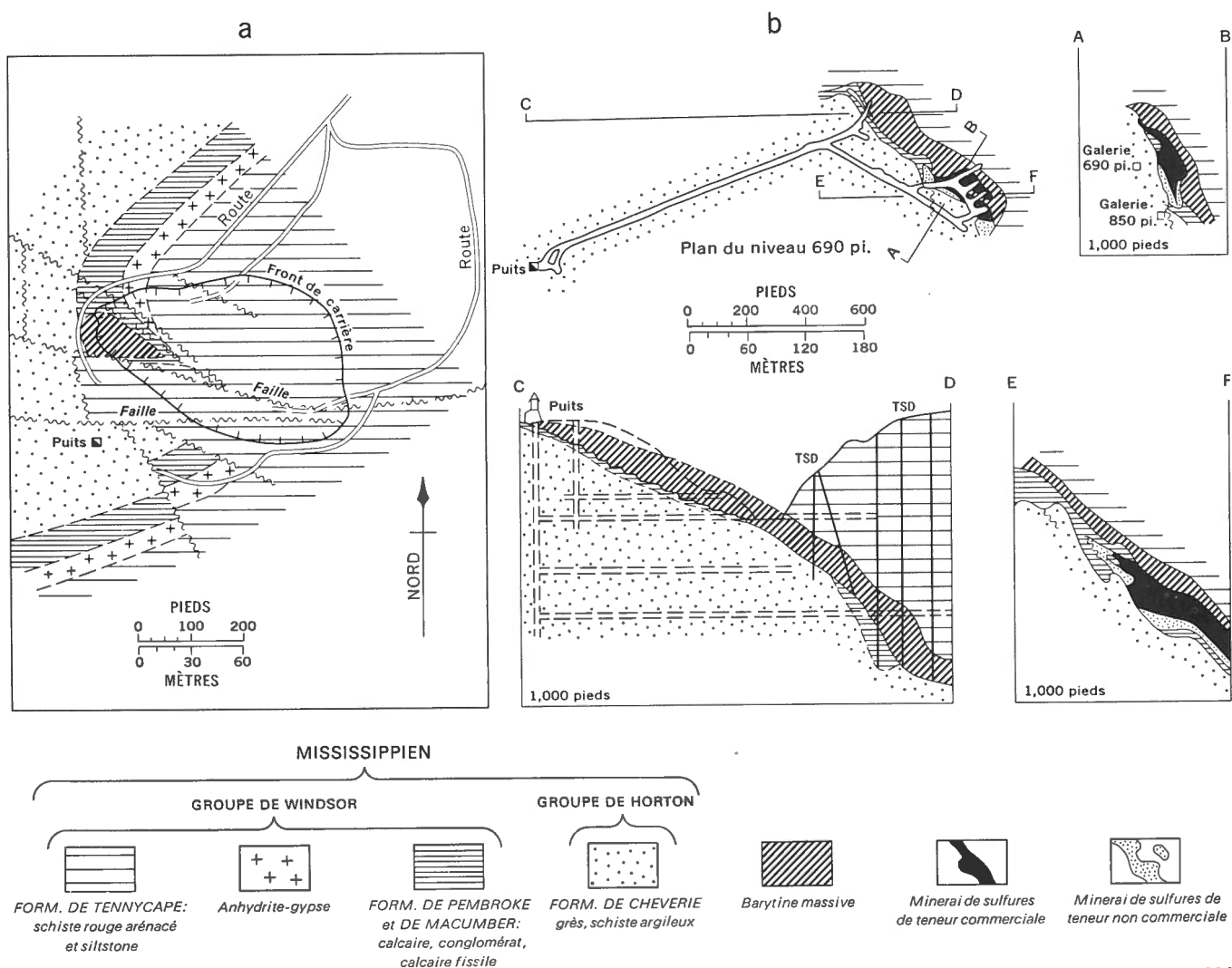


FIGURE VII-13. Mine de barytine et sulfure de la Magnet Cove à Walton (N.-É.) (Boyle et Jambor, 1966). a) Carte géologique de la carrière et de la mine. b) Géologie de la galerie au niveau 690 et coupes transversales A-B, C-D et E-F.

Plomb et zinc

En Gaspésie (Québec), on a tenté, dès 1665, d'extraire du plomb et de l'argent de venues le long des rives de la baie de Gaspé. Les gîtes sont formés essentiellement de petits filons le long de fissures et minéralisés en calcite, en quartz, en galène, en blende avec un peu de chalcopryrite. On les rencontre dans le calcaire fracturé de Gaspé du Dévonien inférieur à Percé, dans le grès sus-jacent de Gaspé du Dévonien moyen à Indian Cove et avec un peu de fluorine dans le calcaire de Trenton de l'Ordovicien à la baie Saint-Paul. Dans le centre de la Gaspésie, sur les flancs des intrusions du Dévonien, gisent plusieurs venues de blende et de galène. A la mine Candego, sur le flanc nord de ces intrusions, on trouve de la galène et de la blende avec un peu de pyrite dans des filons de quartz, le long de failles et de fractures dans du schiste argileux silicifié. Entre 1948 et 1951, environ 14,000 tonnes de minerai à teneur moyenne en plomb de 3 à 6 p. 100, en zinc de 1 à 6 p. 100 et en argent de 3 à 5 onces par tonne ont été traitées. A la mine Federal, sur le flanc sud de ces intrusions, on trouve des minéraux de plomb et de zinc sous forme de filons et dans des zones bréchiformes dans du calcaire, de l'argilite et du tuf du Dévonien inférieur. Les filons intersectent aussi la syénite qui est intrusive dans les roches du Dévonien inférieur, mais non dans le grès de Gaspé.

En Nouvelle-Écosse, nombre de venues de plomb et de zinc ont été décelées dans des fissures et sous forme de disséminations dans du calcaire et des dolomies du Carbonifère, notamment à Jubilee et à Smithfield, et à Magnet Cove où ils sont associés à de la barytine. A Leadville, la galène, la blende avec un peu de barytine se présentent en substitutions dans de la brèche calcaire gris au contact ou près du contact avec le schiste argileux et le grès d'Horton. La brèche contenant des blocs de galène et de blende affleure sur une largeur de 25 pieds et sur une longueur de 220 pieds.

Sur la côte occidentale de Terre-Neuve, la galène et la blende forment des filons dans de petites fissures verticales avec de la barytine et par places de la célestine dans le calcaire de Table Head de l'Ordovicien et dans des grabens ou fossés de roches bréchiformes du Mississippien. Récemment étaient découvertes, au nord de Daniels Harbour, de vastes venues de blende disséminée dans une zone d'une épaisseur de 200 pieds dans des couches bréchiformes à faible pendage de calcaire dolomitique de la formation de St. George de l'Ordovicien. L'estimation des réserves atteint 3.7 millions de tonnes d'une teneur en zinc de 7.3 p. 100. On mentionne aussi la présence de gîtes de plomb et de zinc à Bear Cove et à Fleur-de-Lys, sur la côte nord, et dans les roches métasédimentaires pénétrées de batholites granitiques sur la côte méridionale de Terre-Neuve, en particulier dans les régions des baies La Poile et d'Espoir.

A la mine *Talisman (Silver)*, sur l'île du Cap-Breton, la pyrite et la galène argentifère sont disséminées dans le

calcaire de Windsor du Mississippien et dans la rhyolite du Dévonien; de la galène microgrenue s'y trouve disséminée dans une couche de grès qui constitue la couche de base du groupe de Canso du Pennsylvanien. Le sondage à la foreuse au diamant a révélé que ce grès a une épaisseur de 37 pieds et une teneur moyenne en plomb de 3 p. 100. Horizontalement, le traçage a suivi la couche sur une longueur de 6,900 pieds et en direction du pendage sur une distance de 1,000 pieds.

Le filon *La Manche* de la baie de Plaisance, sur l'isthme d'Avalon, à Terre-Neuve, mis en production en 1857, a été exploité sans interruption jusqu'en 1873, puis par intermittence. L'exploitation, effectuée sur 1,685 pieds de long, a atteint une profondeur de 400 pieds. Bien que la mine soit actuellement inondée, les réserves de minerai ne sont pas épuisées. Le filon s'étend sous la baie sur une distance indéterminée et à l'intérieur des terres sur une distance de 10,000 pieds. Le minerai contient de la calcite grossière, des agrégats de galène et de faibles quantités de blende, de chalcopryrite, de quartz, de barytine et de pyrite. Le gîte s'étend le long de fissures parallèles à fort pendage nord-est dans la zone de contact et à l'intérieur d'un dyke de trap. Le dyke traverse des siltstones verts en couches minces, à pendage ouest, du groupe de Connecting Point de l'Hadrymien. Le filon ne semble pas se terminer en biseau, mais sa largeur varie de quelques pouces à cinq pieds. Sa teneur moyenne en plomb est de 5 p. 100 sur une largeur moyenne de deux pieds et demi et sur une longueur d'au moins 700 pieds. Il renferme aussi des traces d'argent et d'or. Le filon a été formé par suite de l'ouverture et du remplissage répétés de la fissure et il est caractérisé par une structure rubanée et de nombreuses géodes. L'abondante présence de calcite et de galène dans ces roches demeure difficilement explicable; les calcaires les plus proches étant ceux du Cambrien inférieur situés à environ 10 milles. Autrefois, ces calcaires recouvraient la région de la Manche; il est concevable qu'ils sont peut-être à l'origine de la calcite et de la barytine du filon.

On a exploité autrefois des gîtes de plomb, zinc et argent dans une gangue de quartz, de calcite et de barytine à la mine *Silver Cliff*, près d'Argentia. Il s'agissait de pyrite aurifère, de galène argentifère, de blende, de chalcopryrite, de quartz, de carbonates et de barytine dans de petits filons et dans le ciment de brèche dans la formation de Bull Arm de l'Hadrymien. Des gîtes similaires étaient notés près de Placentia, à Southeast Arm (galerie de Strouter) et à Northeast Arm, au sud-est des îles Seven Islands dans la baie de Plaisance et à Jersey-side.

Or et argent

Depuis quelques années, on obtient de l'or et de l'argent comme sous-produit du traitement de minerais des métaux communs aux fonderies de Terre-Neuve, du Nouveau-Brunswick et du Québec. L'argent semble être associé avec les gîtes riches en galène tandis que l'or semble

l'être avec les venues de chalcopryrite et pyrite. En 1966, on a récupéré de ces minerais plus de 8 millions de dollars d'argent et plus de 1.8 million de dollars d'or.

En 1823, la découverte de pépites d'or dans le gravier de la vallée de la rivière Chaudière, près de l'embouchure de la rivière Gilbert, a donné lieu à l'exploitation de placers aurifères dans les Cantons de l'Est du Québec entre 1847 et 1885, période durant laquelle on a récupéré environ 3 millions de dollars d'or. On y a trouvé plusieurs pépites grossières et angulaires dont le poids variait de 1 à 30 onces; certaines de ces pépites renfermaient des restes de quartz comme si elles étaient proches de leur source, le filon de quartz. On a obtenu la plus grande partie de l'or de graviers anciens préglaciaires. La prospection de la région dans le but de trouver la roche mère en place de cet or a amené la découverte de plusieurs gîtes de cuivre riches en métaux précieux et de plusieurs filons de quartz, mais aucun filon aurifère à haute teneur n'a été découvert.

En Nouvelle-Écosse, l'exploitation de filons d'or a commencé en 1862, et la production a atteint un sommet de plus d'un million de dollars en 1939. Dans une multitude de petites mines, on a extrait de l'or à partir de filons de quartz qui intersectent de l'ardoise et du quartzite du groupe de Meguma de l'Ordovicien. Les filons s'étendent le long de plans de stratification ou les traversent et deviennent de plus en plus nombreux et larges sur les anticlinaux et les dômes, là où ils forment des «gîtes de charnière anticlinale» (*saddle reefs*). L'or natif forme généralement des zones de minerai au sein des filons de quartz avec de la pyrite, du mispickel, de la calcite et de la galène. Les gîtes sont en relation spatiale avec les granites intrusifs du Dévonien et semblent avoir été formés à partir de solutions dérivées de ces granites. Sur la rivière Middle dans l'île du Cap-Breton, on a trouvé de l'or dans des filons de quartz dans des roches sédimentaires altérées du Précambrien ou du début du Paléozoïque et dans les roches granitiques qui les traversent. On a aussi récupéré de l'or des graviers d'origine granitique.

À Terre-Neuve, de faibles quantités d'or ont été extraites de roches métamorphisées de l'Ordovicien, à Ming's Bight et à Sop's Arm.

Fer

La province minérale des Appalaches contient un grand nombre et plusieurs types de gîtes de fer, y compris des filons de magnétite titanifère d'origine magmatique dans des roches anorthositiques, des gîtes de substitution de magnétite d'origine hydrothermale dans des roches volcaniques basiques et des sédiments, des formations ferrifères à magnétite, à hématite et à chert d'aspect volcano-sédimentaire, des amas de substitution d'hématite, de sidérite et d'ankérite, des strates sédimentaires primaires oolithiques d'hématite, de chamosite et de sidérite et du fer manganésifère des marais. L'exploitation au début a

porté sur des gîtes d'importance relativement faible de minerai de fer de types divers en Nouvelle-Écosse et au Nouveau-Brunswick; toutefois, après la Première Guerre mondiale, la production était obtenue des gîtes oolithiques de Wabana, à Terre-Neuve, mais leur exploitation a dû être suspendue en 1966 par suite de l'accroissement de la concurrence.

Hématite oolithique

Gîtes de Nictaux-Torbrook (9). Ces gîtes de fer, découverts en 1820 et en 1825 près d'Annapolis (N.-É.), étaient en production de 1825 à 1916. Le minerai d'hématite, de greenalite et de magnétite est oolithique par places et renferme, à certains endroits, des coquillages de brachiopodes et de céphalopodes. Il se présente en minces couches dans des zones allant jusqu'à 18 pieds d'épaisseur, couches qui sont intercalées dans des ardoises et des quartzites du début du Dévonien. Le minerai s'étend en deux zones de plus de 4 milles de long chacune et sises sur les flancs opposés d'un synclinal à environ un mille l'une de l'autre. La majeure partie du minerai était extraite de trois rubans d'une épaisseur variant de 4 à 9 pieds. La formation faiblement sédimentaire ferrifère où gît le minerai a été partiellement métamorphisée par des intrusions de granite et de gabbro; de la magnétite s'est formée aux dépens des autres minéraux de fer. On estime que ce gîte a fourni 350,000 tonnes de minerai de fer.

Des gîtes semblables, mais plus petits existent dans des couches du Cambrien moyen dans le ruisseau Gillis, à Grand Mira South, dans l'île du Cap-Breton. Près d'Arisaig, s'étendent des couches d'hématite oolithique du groupe de Browns Mountain de l'Ordovicien inférieur; ces couches peuvent correspondre aux couches de Wabana.

Mines de fer Wabana (16). Les gîtes ferrifères Wabana, découverts dans l'île Bell dans la baie de la Conception à Terre-Neuve en 1892, ont fourni du minerai d'hématite oolithique de coupes en surface et de mines sous-marines. Cinq rubans principaux et plusieurs minces couches d'hématite oolithique sont interstratifiés avec des grès fossilifères et des schistes argileux foncés de l'Ordovicien inférieur. Ces rubans et couches s'inclinent légèrement vers et sous la baie de la Conception et se trouvent en concordance sur le Cambrien en affleurement le long de la rive méridionale de la baie de la Conception; ils font partie intégrante d'un bassin isolé tronqué par des failles et sous-jacent à la baie. Trois des rubans d'hématite oolithique, séparés par 240 pieds et 58 pieds de strates, ont été exploités; il s'agit des rubans inférieur (Dominion), intermédiaire (Scotia) et supérieur (Little Upper). La figure VII-14 montre l'étendue possible et la forme probable de ces gîtes sous la baie de la Conception. Il est évident que d'immenses réserves de minerai possible, dont une partie ne pourra peut-être jamais être récupérée, reposent sous la baie. Le plus gros volume de production provenait du minerai extrait du ruban inférieur, de 40 pieds d'épaisseur à certains endroits, lequel a été exploité dans la direction

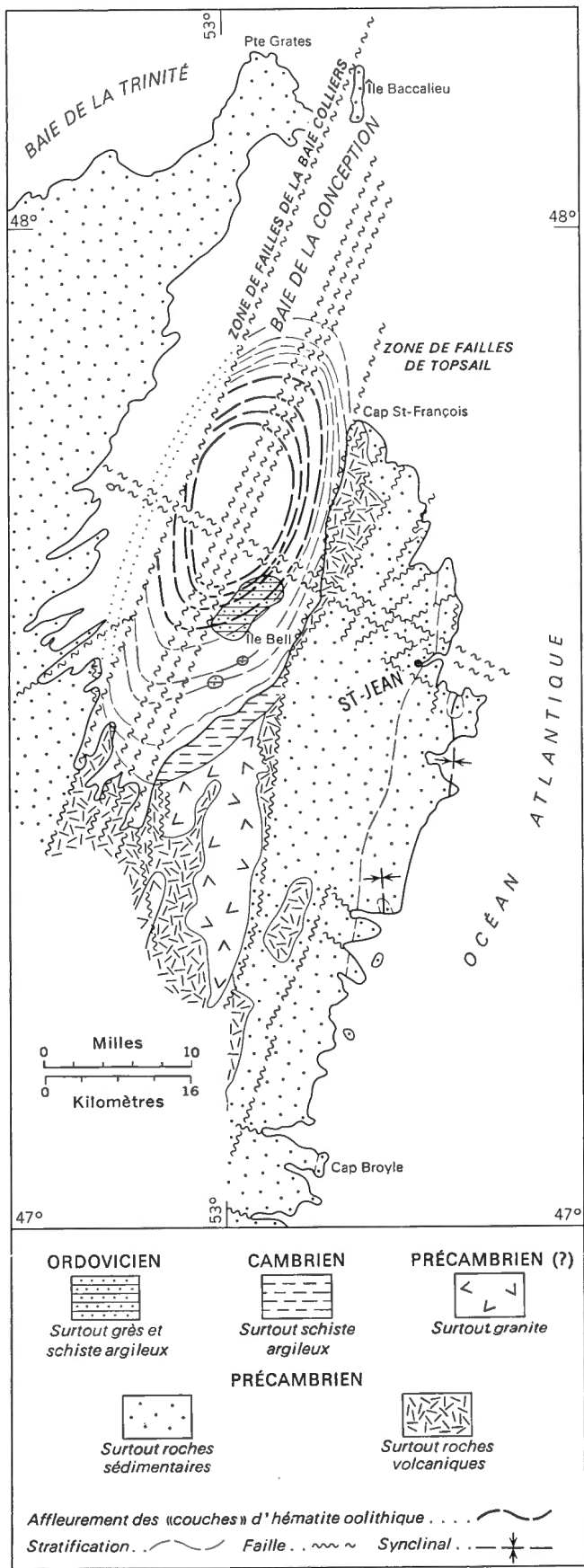


FIGURE VII-14. Géologie de la baie de la Conception (T.-N.). La figure montre la géologie sous-marine (Rose, 1952).

du pendage sur près de 2 milles (fig. VII-15). Les rubans inférieur et intermédiaire ont une teneur moyenne en hématite de 61 et de 55 p. 100 respectivement. Ils ont donné du minerai de fer d'une teneur variant entre 45 et 57 p. 100 soit une moyenne de 52 p. 100. La silice, présente dans une proportion de 12 p. 100, et le phosphore, dans une proportion de 0.85 p. 100, constituent les impuretés nuisibles du minerai. La teneur en soufre est inférieure à 0.03 p. 100 et celle en calcium moins de 2 p. 100. La silice se trouve principalement sous forme de chamosite et de quartz détritiques tandis que le phosphore et le calcium se situent dans les fragments de coquillages et le soufre sous forme de pyrite.

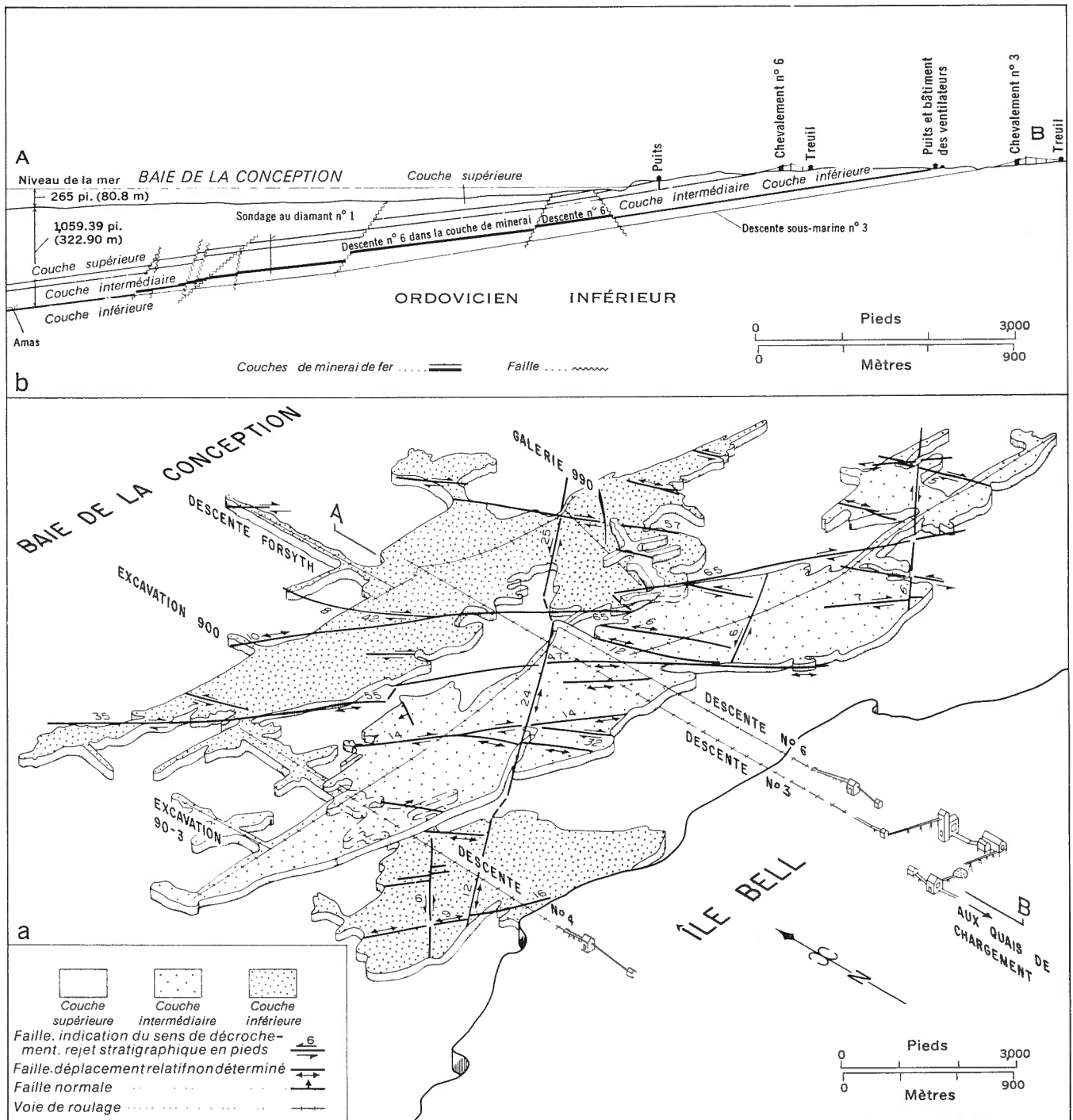
Les couches de minerai sont formées essentiellement de grains de sable, de grains d'hématite concentriquement rubanée, de chamosite, de sidérite, de quartz et de rares fragments de coquillages, reposant dans une matrice de sidérite et une pâte de quartz trituré, de chamosite, d'hématite, de fragments de coquillages, d'oxydes de manganèse et de carbonates, l'ensemble formant un mélange de matériaux précipités chimiquement et en partie détritiques (pl. VII-3). Les oolithes sont engendrés par la précipitation chimique directe et par l'addition d'hématite autour d'un noyau formé de grains clastiques. La stratification entrecroisée, les couches conglomératiques intercalaires porteuses d'hématite oolithique et la disposition des cordons littoraux dans les zones de minerai montrent que l'érosion des oolithes, leur transport et leur mise en place sont tous survenus à peu près à la même époque. Les zones de minerai sont particulièrement continues. Elles contiennent des lentilles de schiste argileux foncé et du grès. L'épaisseur variable des zones de minerai permet de croire à leur mise en place sous forme de bancs de sable côtiers (fig. VII-16). Les couches présentent plusieurs traits caractéristiques d'une mise en place en eaux peu profondes, tels que les rides de plage, les empreintes de gouttes de pluie, les structures en forme de remblais et de déblais, les structures d'algues, les empreintes de vers, et les matériaux clastiques triturés. Le sommet du ruban inférieur est érodé et recouvert d'un conglomérat de grande étendue portant des fragments d'hématite et de schiste argileux. La couche sus-jacente de pyrite oolithique granulaire, épaisse jusqu'à 1½ pied, contient des graptolites; lui succède du schiste argileux foncé avec des nodules de dolomie. La texture de la pyrite oolithique est remarquablement similaire à celle des rubans de minerai et permet de croire à une mise en place dans un milieu réducteur. De minces couches phosphatées nodulaires, formées de fragments de coquillages, de nodules et d'oolithes de phosphate de calcium, de sidérite et de pyrite, reposent sur le ruban intermédiaire.

Sidérite et hématite

Gîtes ferrifères de Londonderry (3). Environ 2 millions de tonnes de minerai de sidérite et d'hématite ont été extraites entre 1849 et 1908 de l'un des gîtes ferrifères canadiens les plus anciens, celui de la région de London-

derry, dans les monts Cobequid en Nouvelle-Écosse. Les gîtes sont des zones riches en hématite et en limonite résultant de l'enrichissement superficiel des amas lenticulaires irréguliers d'ankérite et de sidérite. Ces amas se présentent en échelon dans une zone longue de 12 milles parallèle

à une zone de faille dans des roches volcaniques et sédimentaires altérées du pré-Carbonifère. Les amas de carbonates atteignent 100 pieds de large, plusieurs milliers de pieds de long, et renferment des poches irrégulières de minerai oxydé enrichi, d'une largeur de 100 pieds et d'une



CGC

FIGURE VII-15. Mines de fer Wabana (T.-N.). a) Tracé schématique des travaux dans les couches inférieure, intermédiaire et supérieure (Norris, 1956). b) Coupe le long de la ligne du plan incliné n° 3 (J. B. Gilliat).

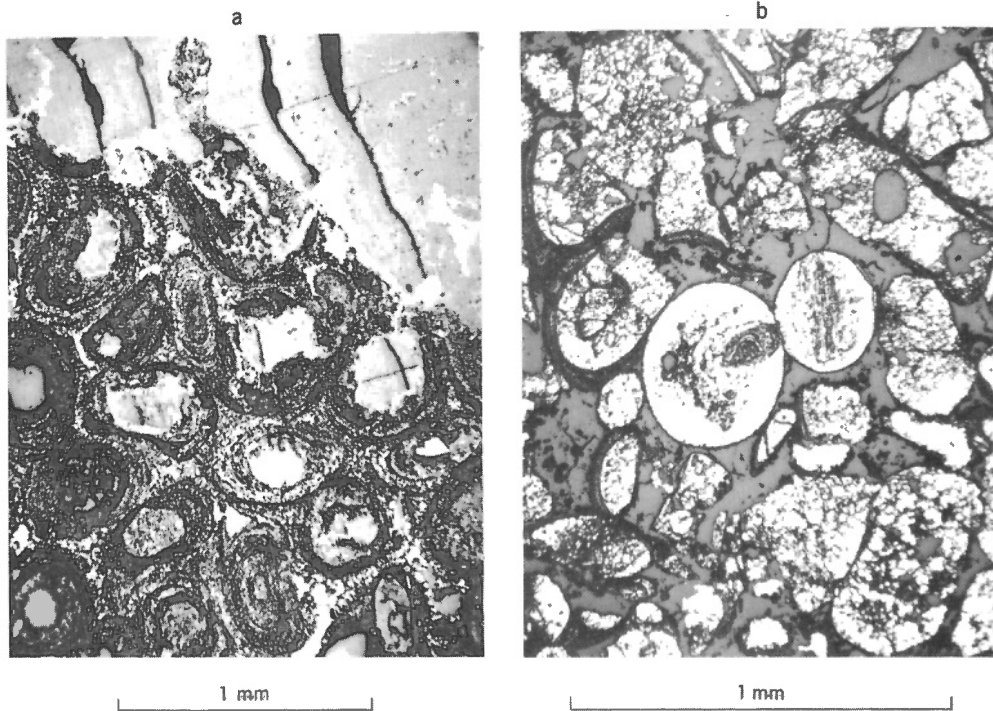


PLANCHE VII-3

Microphotographies de minéral des gîtes ferrifères de l'Ordovicien à Wabana (T.-N.). a) Hématite oolithique à noyaux de quartz détritiques et de fragments de coquillages. b) Pyrite oolithique.

longueur verticale de 300 pieds, reposant sur du carbonate non altéré. Le minéral enrichi aurait une teneur en fer entre 47 et 57 p. 100 et le carbonate non altéré de 4 à 10 p. 100. L'origine des amas de carbonates est reliée, croit-on, à la mise en place d'intrusions granitiques dans les roches du complexe de Cobequid du pré-Carbonifère.

Magnétite

Mine de fer de Bathurst (6). On a extrait, de 1910 à 1915, de l'excavation de Drummond, près de Bathurst (N.-B.), 200,000 tonnes de minéral de fer de concentrations de magnétite dans la formation ferrifère. La magnétite s'est formée dans la formation ferrifère rubanée de l'Ordovicien, là où l'intrusion de porphyre à quartz la traverse. Comme indiqué dans la section intitulée «Cuivre, zinc et plomb», nombre d'importants gîtes de métaux communs de la région de Bathurst ont une relation spatiale avec les amas de magnétite et les formations ferrifères du groupe de Tétagouche. Des échantillons de minéral du gîte ont présenté une teneur en fer de 42 à 49 p. 100, en manganèse de 1 à 16 p. 100, en silice de 20 à 26 p. 100, en phosphore de 0.6 à 0.7 p. 100 et en soufre de 0.05 à 0.12 p. 100.

Magnétite titanifère

On a exploré de façon intermittente dans l'ouest de Terre-Neuve des gîtes de magnétite titanifère associés à des gîtes d'hématite et d'ilménite de moindre importance. Des disséminations et des ségrégations massives de magnétite titanifère se rencontrent dans la phase de gabbro gneissique rubané de l'intrusion d'anorthosite d'Indian

Head, près de Stephenville sur la baie Saint-Georges. Des dykes de pegmatite en intrusion dans ces gîtes ont donné au K-Ar 910 m.a. L'intrusion d'Indian Head est donc une enclave d'anorthosite qui fait partie intégrante du socle précambrien de Grenville. Des ségrégations en rubans et des disséminations d'hématite massive, dure et foncée, enchevêtrée avec de la magnétite et de l'ilménite, apparaissent dans les roches granitiques et le gneiss au nord de cette région. Au mont Steel, vers l'est, à l'intérieur de l'intrusion d'anorthosite de Flat Bay Brook, plusieurs gîtes de magnétite titanifère en forme de dykes traversent l'anorthosite. Tous ces gisements de magnétite titanifère contiennent de fortes traces de vanadium.

Manganèse

Le manganèse se trouve couramment dans la province minérale des Appalaches sous différents types de gîte et, bien que certains d'entre eux aient fait l'objet d'une exploitation sporadique de faible envergure, aucun d'eux n'est actuellement en production (Johnston et McCartney, 1965). Les gîtes les plus nombreux et les plus importants sont des gîtes de substitution ou d'origine secondaire formés dans les couches du Carbonifère, particulièrement dans les calcaires du groupe de Windsor. Ils comprennent les gîtes de Markhamville, de Turtle Creek, et du mont Shepody au Nouveau-Brunswick; de Tennycape en Nouvelle-Écosse; et ceux des îles de la Madeleine dans le golfe Saint-Laurent. Un deuxième type de gîte, relié au premier, se trouve le long de fissures dans des roches précambriennes et semble s'être formé là où il y a eu solution et concentration dues à la circulation des eaux

souterraines. On trouve des exemples de ce type de gîte aux monts Gowland et Jordan et aux chutes Tétagouche au Nouveau-Brunswick, et à New Ross en Nouvelle-Écosse. Un troisième type de gîte, potentiellement la source la plus importante de manganèse dans cette région, est primaire et d'origine sédimentaire et se trouve interstratifié avec les roches sédimentaires du Cambrien à Terre-Neuve et celles de l'Ordovicien au Nouveau-Brunswick. Le manganèse des marais, quatrième type de gîte, se trouve partout dans la région, mais la plupart des gîtes de ce type sont d'étendue restreinte et d'une pureté insuffisante pour en justifier l'exploitation présentement. On trouve le manganèse des marais près de Moncton et sur la rivière Renou au Nouveau-Brunswick et sur la rivière Terra Nova à Terre-Neuve.

Près de *Jacksonville* (7), au nord-ouest de Woodstock (N.-B.), on a exploité pour le fer, entre 1848 et 1884, une formation ferrifère d'hématite manganésifère à faible teneur. Environ 70,000 tonnes de minerai ont passé par la fonderie. La formation ferrifère est interstratifiée avec des ardoises rouges et vertes plissées et métamor-

phisées du Silurien. Les gîtes ont une teneur en manganèse variant de 9 à 22 p. 100 à certains endroits.

On trouve des couches manganésifères dans la brèche calcaire et le schiste argileux du Cambrien, particulièrement dans une zone au contact des couches du Cambrien inférieur avec celles du Cambrien moyen, en de nombreux endroits de la presqu'île Avalon et aux environs de la *baie de la Conception* à Terre-Neuve. Les carbonates et les oxydes de manganèse se présentent sous forme de nodules, de lentilles disséminées et de rubans dans des schistes argileux foncés. Les roches de manganèse sont essentiellement des argilites calcaires ou dolomitiques avec comme principaux minéraux accessoires des carbonates et des oxydes de manganèse ou des carbonates-oxydes de manganèse, de l'hématite, de la barytine et du phosphate tricalcique. Les carbonates primaires de manganèse et de baryum dans ces couches sont plus ou moins transformés en surface en pyrolusite et, à certains endroits, s'est formé un enrichissement secondaire en oxydes de manganèse; toutefois, la plus grande partie de la zone manganésifère excède rarement 12 pieds d'é-

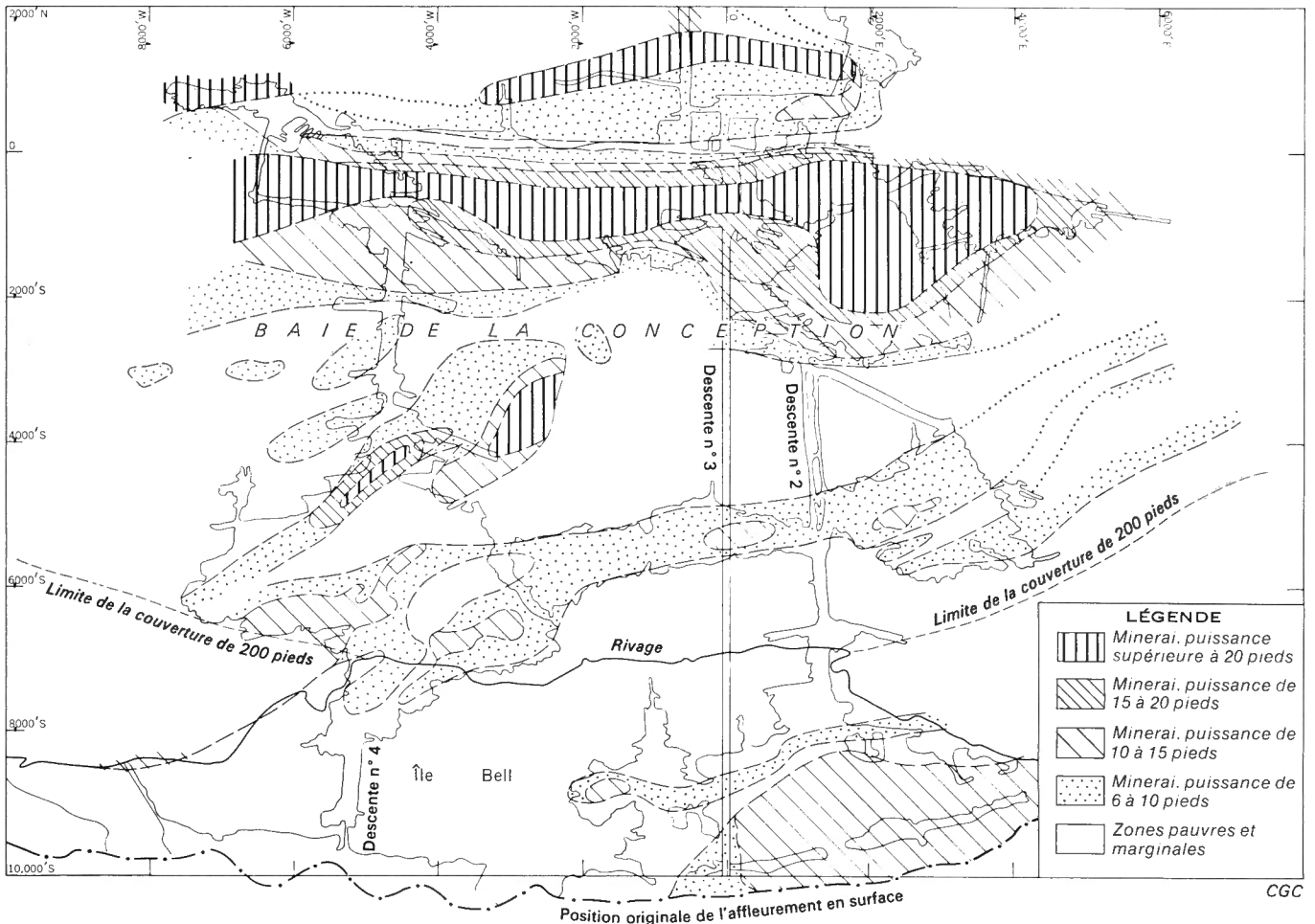


FIGURE VII-16. Direction et épaisseur du minerai de la couche inférieure des mines de fer Wabana (T.-N.) (Lyons, 1957).

paisseur et sa teneur en manganèse, 12 p. 100. A Manuels, des échantillons prélevés sur des épaisseurs de 5.8, 7.8, 13.4 et 5.9 pieds dans des couches à faible pendage contenaient respectivement 11.5, 10.73, 8.29 et 10.35 p. 100 de manganèse. Les gîtes de Kelligrews Brook ont des épaisseurs et des teneurs en manganèse similaires. A Brigus South Head, sur la rive ouest de la baie de la Conception, un échantillon, prélevé sur 1.5 pied dans la partie centrale d'une zone manganésifère d'une épaisseur de 15 pieds, dans des couches du Cambrien, à forte inclinaison, avait une teneur en manganèse de 33.35 p. 100, en fer de 3.80 p. 100 et en silice de 18.69 p. 100. Selon Johnston et McCartney (1965), ce matériau soumis au four électrique, sans traitement préalable, a donné du silicomanganèse en une seule étape et, en d'autres essais, après concentration par un procédé en milieu dense, a donné un précipité qui, grillé, renfermait 57.06 p. 100 de manganèse.

Molybdène

Comme indiqué dans la section intitulée «Cuivre», la molybdénite est un sous-produit des gîtes Needle Mountain et Copper Mountain à Gaspé (Québec). En 1966, 531,598 livres de molybdène évaluées à \$832,976 étaient récupérées de ces minerais.

On connaît l'existence de plusieurs venues de molybdénite dans des filons de quartz, dans des aplites et dans des pegmatites associés à des intrusions granitiques sur la baie Gabarouse dans l'île du Cap-Breton, et près des chutes Jordan en Nouvelle-Écosse. De petites venues à haute teneur en molybdénite gisent dans la serpentinite et le gneiss traversés par une pegmatite granitique près de Fleur-de-Lys, dans le nord de Terre-Neuve. Des disséminations de molybdénite s'étendent dans une intrusion granitique et le long de son contact avec les formations volcaniques de Belle Bay, au lac Rencontre, près de la baie de Fortune à Terre-Neuve. De la pyrite et de la molybdénite disséminées et de la molybdénite sises dans des veinules de quartz occupent une large zone, presque circulaire, dans un granite alaskitique à fluorine, appelé granite d'Ackley, probablement du Dévonien. On trouve de petits gîtes de molybdène à Lawn, dans la péninsule Burin.

Niobium (columbium)

Le premier et le seul gîte producteur de niobium au Canada est celui d'Oka (49) (Québec). Le pyrochlore, minéral brun foncé de composition complexe contenant du niobium, du titane, du thorium, de l'uranium et des terres rares, avec de la pérovskite, de la magnétite et quelques autres minéraux à teneur d'éléments radio-actifs ou rares, se trouvent disséminés dans un stock complexe, multiple et circulaire de syénite alcaline. Le stock pénètre dans une enclave du Précambrien d'anorthosite, de granite, de gneiss, et de calcaire cristallin et traverse aussi les restes margi-

naux de calcaire bréchiq ue du Paléozoïque entourant cette enclave (Rowe, 1958). On croit que la syénite à niobium remonte au Trias et qu'elle est probablement reliée aux intrusions montérégiennes qui traversent les sédiments paléozoïques des provinces avoisinantes du Saint-Laurent et des Appalaches. Comme indiqué au chapitre V, la syénite a peut-être une relation éloignée avec la succession d'intrusions alcalines à niobium du Précambrien qui se trouvent dans le Bouclier canadien. En 1966, 2,637,997 livres d'oxyde de niobium, évaluées à \$3,182,170, étaient contenues dans les concentrés de pyrochlore extraits de ce gîte.

Étain

L'étain est un constituant secondaire des minerais des métaux communs de la région de Bathurst (N.-B.) et des pegmatites, et des zones de greisen dans le leucogranite à muscovite près de New Ross (N.-É.). A la mine Reeves, dans le comté de Lunenburg (N.-É.), un dyke de pegmatite sis dans du granite renferme de la cassitérite, de l'amblygonite, du lépidolite, de la topaze, de la tourmaline, de la fluorine, de la monazite, de la columbite tantalite, un peu de béryl et des cristaux de quartz d'une longueur allant jusqu'à trois pieds.

Au mont Pleasant, au nord de St. George (N.-B.), on trouve un gîte à faible teneur en étain dans les fractures d'un ensemble de roches altérées métasédimentaires, pyroclastiques et volcaniques qui datent en majorité du Mississippien. Les roches volcaniques de la mine sont silicifiées et chloritisées; à certains endroits, elles sont remplacées par de la fluorine, de la topaze, de la séricite et du kaolin et sont imprégnées de quantités variables de blende, de mispickel, de pyrite, de chalcopyrite, de galène, de stannite, de molybdénite, de wolframite et autres minéraux (Mulligan, 1966). Deux zones de minerai possible, espacées de 4,000 pieds et associées à un système complexe de fractures, s'étendent d'une ligne de plusieurs petits stocks de granite en affleurement dans une bande au nord du principal batholite de granite du Dévonien(?). On a rapporté que le minerai a une teneur en étain de 0.6 p. 100, en zinc de 2.3 p. 100, en cuivre de 0.30 p. 100 et en plomb de 0.36 p. 100.

Titane

La magnétite titanifère des roches anorthositiques des régions d'Indian Head et du mont Steel à Terre-Neuve et de diverses régions de la province minérale des Appalaches se présente en disséminations et en amas ressemblant à des dykes de minéraux d'oxydes de fer et de titane, en particulier de la titano-magnétite vanadifère et de l'ilménite. La plupart de ces gîtes n'ont fait l'objet d'aucune mise en valeur. Les gîtes de magnétite titanifère à faible teneur pourraient être concentrés par voie magnétique et mis en boulettes. Les minerais de fer en boulettes se vendent à prime dans l'industrie de l'acier et la récupération des

sous-produits du titane et du vanadium, tout comme du fer, demeure également réalisable.

Tungstène

A *Burnt Hill*, à 35 milles au nord-ouest de Fredericton (N.-B.), le granite du Dévonien traverse d'épaisses couches d'argilite et de quartzite de couleur grise du Silurien modifiées actuellement en hornfels sur de grandes étendues. Les métasédiments se trouvent également traversés de dykes basiques, de dykes d'aplite et d'aires de granites à greisen entourant et passant graduellement aux filons de quartz. Certaines aires de greisen et filons de quartz renferment de la wolframite, de la molybdénite et de la cassitérite. De nombreux filons verticaux de quartz, larges jusqu'à 6 pieds et longs de 100 pieds, traversent les couches le long de fissures et contiennent de la pyrrhotine, de la chalcoppyrite, de la pyrite, de la fluorine, de la chalcocite, d'abondantes agglomérations de wolframite à certains endroits, d'un peu de cassitérite et de molybdénite, et de fortes quantités de topaze. L'exploitation du gîte a commencé en 1916 et environ 200 tonnes de minerai ont passé par l'atelier (Little, 1959). Le gîte a été de nouveau exploité en 1939 et en 1953, mais la production est demeurée limitée. Le gîte du lac Square, à 20 milles au nord-ouest de Saint-Jean (N.-B.), est également formé de zones riches en wolframite, molybdénite et topaze. Les zones se situent dans un granite à biotite du Dévonien et sont composées de filons de quartz et de bandes de greisen. Les filons de quartz contiennent en outre de la bismuthinite, du bismuth natif et des cristaux de wolframite atteignant un demi-pouce ou plus de longueur.

On a trouvé, dans les comtés de Lunenburg et d'Halifax en Nouvelle-Écosse, plusieurs gîtes de scheelite, de cassitérite et de wolframite dans des filons de quartz, des filons de quartz à teneur d'or et d'antimoine et des zones de greisen tous associés à la partie centrale du batholite granitique du Dévonien. De la wolframite et de la chalcoppyrite gisent dans des filons de quartz dans la région de la rivière Grey, sur la côte sud de Terre-Neuve. On a découvert de la scheelite et de la tungstite dans un large filon de quartz, près de Charles Cove, sur la rive occidentale de la baie Gander à Terre-Neuve. Le filon de quartz, de 2 à 15 pieds de large, intersecte la zone de contact entre la granodiorite et les ardoises du Silurien(?) et a été suivi sur une distance de trois quarts de mille.

Chrome

Les gîtes de chromite se trouvent limités aux zones de roches ultrabasiques serpentinisées, qui contiennent des gisements d'amianté et de nickel dans les Cantons de l'Est (Québec), à l'intrusion du mont Albert en Gaspésie (Québec), au complexe de la baie des Îles et de la baie Hare dans l'ouest de Terre-Neuve, et à deux bandes dans le nord

et le centre de Terre-Neuve. Certains de ces gîtes ont été exploités par intermittence, notamment en temps de guerre, mais aucun d'eux n'est en production depuis 1947. La plupart des gîtes à haute teneur ont la forme de poches irrégulières, mais quelques-uns sont tabulaires. Les amas de minerai sont formés de chromite disséminée et de ségrégations ou filons de chromite massive et se trouvent surtout dans de la dunite et de la péridotite qui forment les couches inférieures des masses de roches ultrabasiques partiellement différenciées (Stockwell, 1944). Certains, comme le gîte *Reed-Bélangier* (*Chromeraine*) au sud de Thetford Mines (Québec) atteignent jusqu'à 500 pieds de long, de 8 à 60 pieds de large et plus de 300 pieds en profondeur; ils consistent en une série de lentilles irrégulières de minerai exploitable qui forment une zone de 1,500 pieds de long et 100 pieds de large. Une partie du minerai extrait avait une teneur en Cr_2O_3 aussi faible que 10 p. 100. Le minerai expédié avait une teneur moyenne en Cr_2O_3 de 35 p. 100; le rapport chrome/fer était de 2.6:1. Quelques tonnes de chromite dont le rapport était de 3:1 ont été extraites de serpentinites déformées des Cantons de l'Est, mais les gîtes connus ayant ce rapport sont trop petits pour faire concurrence aux minerais étrangers.

Les gîtes de chromite des zones de serpentinite déformée du centre de Terre-Neuve ont un rapport légèrement supérieur à 3:1, mais ces gîtes ont peu d'étendue. De minces couches et rubans de chromite se trouvent dans le complexe relativement non déformé et stratiforme de la baie des Îles; la chromite y est concentrée dans les niveaux supérieurs des roches ultrabasiques, immédiatement au-dessous du gabbro sus-jacent (Smith, 1958). Le gîte Stowbridge est la concentration la plus importante qui soit connue dans le pluton du mont North Arm. Un rapport indique une chromite riche en magnésium, à teneur en Cr_2O_3 d'environ 40 p. 100 et un rapport maximum chrome/fer de 1.70:1.

Vanadium

Le vanadium est un élément de trace communément présent dans les gîtes de magnétite titanifère, d'hématite oolithique, de chromite et de cuivre et dans des grès d'uranium de type en couches rouges. On a trouvé du vanadium dans la magnétite titanifère de la baie St-Georges à Terre-Neuve en quantités variant de 0.02 à 1.1 p. 100; dans l'hématite de Wabana en quantités de l'ordre de 0.007 à 0.093 p. 100; dans la chromite de Coleraine, dans une proportion de 0.2 p. 100 et dans les couches de grès rouge du Carbonifère, au nord de Fredericton, dans une proportion de 0.04 p. 100 (Rose, 1967). Le vanadium est aussi fréquemment associé aux schistes argileux foncés, au lignite, à la houille et aux hydrocarbures; on l'a aussi décelé dans les schistes bitumineux de Terre-Neuve et du Nouveau-Brunswick, dans la houille grasse de New Glasgow (N.-É.) et dans l'albertite des mines Albert (N.-B.).

LES GÎTES DE MINÉRAUX INDUSTRIELS

La production de minéraux industriels dans la province minérale des Appalaches comprend l'amiante, le sel, le gypse, la fluorine, la barytine, la stéatite, le talc et la pyrophyllite. La valeur de l'amiante en 1966 dépassait celle des métaux. Exception faite de l'amiante, la valeur de la production des minéraux industriels dans la région est approximativement le tiers de celle des métaux. Ce fait s'applique à Terre-Neuve, au Nouveau-Brunswick et au Québec, mais non à la Nouvelle-Écosse, car là, la production des minéraux industriels dépasse celle des métaux. Dans la province minérale du Saint-Laurent, on exploite des gîtes sédimentaires stratifiés de sel, d'anhydrite et gypse, de calcaire, de dolomie, de grès quartzeux et de schiste argileux. On produit aussi des matériaux de construction, comme le sable, le gravier, la pierre concassée et la pierre de taille (tab. VII-1).

Amiante

On a extrait pour la première fois en 1876, près de Thetford Mines (Québec), de l'amiante chrysotile. Depuis, plusieurs vastes gîtes d'amiante ont été découverts dans les intrusions différenciées allongées du type filon-couche de roche ultrabasique serpentinisée qui s'étendent des Cantons de l'Est et de la Gaspésie jusqu'au nord de Terre-Neuve. Le secteur le plus productif de la bande atteint 55 milles de long et s'étend d'Asbestos jusqu'au canton de Broughton. Neuf mines se trouvent actuellement en production et 13 gîtes ont été épuisés. En 1966, la production du Québec a atteint 1,336,566 tonnes, évaluées à \$141,559,725. D'importants gîtes ont été mis en valeur en 1963 près de Baie-Verte (T.-N.); en 1966, ils ont fourni 64,850 tonnes de fibre, évaluées à 10.3 millions de dollars.

Cantons de l'Est (Québec). La péridotite et la pyroxénite serpentinisées se présentent sous forme de stocks ressemblant à des feuilletés, des dykes et filons-couches dans une aire connue sous le nom de zone de serpentine du Québec. La zone s'étend sur presque toute la longueur de la zone de plis des Appalaches en Amérique du Nord. Les roches ultrabasiques font intrusion, généralement en concordance, dans des roches encaissantes métasédimentaires, métavolcaniques et stratifiées de l'âge du Cambrien à l'Ordovicien. La datation de la mise en place des intrusions ultrabasiques du mont Albert a donné 495 m.a. (Ordovicien inférieur), mais on croit généralement qu'elles se sont formées au cours de l'orogénèse du Taconique ou de l'orogénèse de l'Acadien. Elles sont traversées en plusieurs endroits par des masses granitiques remontant probablement au Dévonien. Hess attribue la formation de l'amiante à l'autométamorphisme qui accompagne le refroidissement d'un magma ultrabasique. On considère que l'amiante des Cantons de l'Est est le produit d'une orogénèse postérieure et de l'invasion de granite plus récent (Cooke, 1937; Riordon, dans Convey, et coll., 1957).

On trouve généralement deux types d'amiante: le chrysotile à fibres perpendiculaires aux épontes du filon et le chrysotile à fibres allongées dans le plan du filon. Le chrysotile à fibres transversales se rencontre dans des filons atteignant jusqu'à quatre pouces de large, mais la majeure partie de la production vient de filons d'une largeur de moins de $\frac{3}{8}$ de pouce. Le minerai est broyé et tamisé et la fibre d'amiante est soulevée par voie de succion. Dans les filons à fibres longitudinales, une scission peut exister dans le centre du filon, là où des grains de péridotite serpentinisée, de magnétite et de chromite peuvent être présents. Des filons rubanés remplissent des fractures parallèles dans la péridotite serpentinisée et, à certains endroits, elles font partie de plus grands filons composés. En certains endroits, les filons d'amiante se transforment en filons de picrolite (à fibres moins flexibles).

Des zones étendues de stéatite et de roches à talc

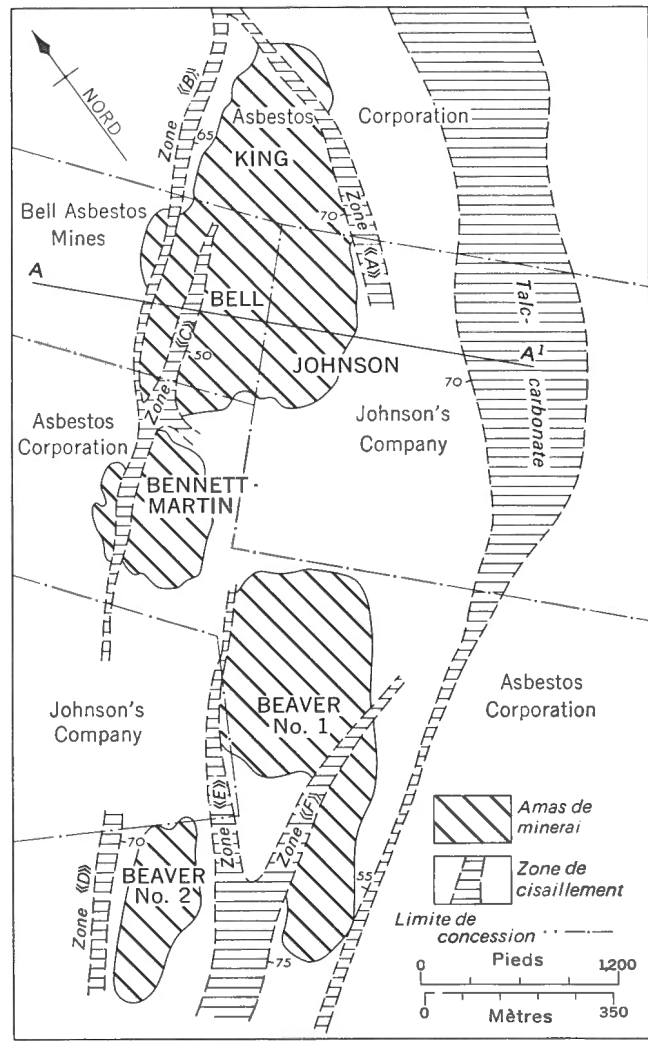


FIGURE VII-17. Gîtes d'amiante à Thetford Mines (Québec). La figure montre leur relation aux zones filoniennes et carbonate et talc, ou la zone de faille Thetford. (Riordon, 1957).

et carbonate se rencontrent près ou le long des zones de contact des roches ultrabasiques serpentinisées. La magnétite, occasionnellement titanifère, et la chromite sont aussi fréquemment associées à ces roches, tant en grains disséminés qu'en amas isolés. La pyrrhotine nickélfère et la pyrite nickélfère semblent aussi être reliées aux roches ultrabasiques.

Au cours de la dernière décennie, plusieurs mines en production ont été réunies en une exploitation au fur et à mesure du rapprochement de leurs travaux d'extraction; la majeure partie de la production au cours de ces années provenait des mines suivantes: *Carey-Canadian Mines Limited* (64), société formée en 1955 en vue de l'exploitation de quatre gîtes de chrysotile sis à environ 20 milles au nord-est de Thetford Mines. L'exploitation à ciel ouvert a commencé en 1958. Environ 4,000 tonnes de minerai passent quotidiennement par l'atelier. *Mine King-Bell-Johnson-Beaver* (61d): une série de gîtes d'amiante, s'étendant sur plus de 7,000 pieds de long, 2,500 pieds de large et 300 pieds en profondeur, est exploitée depuis le début des travaux d'extraction dans la région, par des méthodes souterraines d'éboulement du minerai et à ciel ouvert (fig. VII-17, 18). L'usine traite jusqu'à 8,000 tonnes de minerai par jour. La *mine British Canadian*

(61a), à Black Lake (fig. VII-19), ouverte en 1855, est actuellement réunie à la mine Megantic de la *Johnson's Company Limited*. On extrait environ 40,000 tonnes par jour de l'excavation de plus de 1 mille de long et de ½ mille de large. *Mine Normandie* (60b): cette mine à ciel ouvert, mise en production en 1955, se trouve à 4 milles à l'ouest de Black Lake. Sa production annuelle d'amiante atteint environ 85,000 tonnes. *Mines Nicolet Asbestos* (59): ouverte récemment à ciel ouvert, la mine se trouve à Norbestos, dans le canton de Tingwick, à environ 10 milles au nord-est d'Abestos. Le gîte Nicolet de chrysotile à fibres transversales mesure 3,300 pieds de long et 500 pieds de large. L'exploitation a atteint 100 pieds de profondeur. *Mines National Asbestos* (62a): sise à 4 milles à l'est de Thetford Mines, cette mine à ciel ouvert est entrée en production en 1958. L'extraction quotidienne atteint 3,600 tonnes. *Flintkote Mines Limited* (62b): mise en exploitation à ciel ouvert en 1946, la mine se trouve à 3 milles à l'est de Thetford Mines. La production atteint environ 2,000 tonnes par jour. Le gîte est situé au sein d'un ruban de péridotite serpentinisée connu sous le nom de dyke de Pennington. *Mine Lake Asbestos* (61e): un gîte d'amiante, sis sous les eaux du lac Noir, a été préparé à l'exploitation de 1955 à 1958, par un drainage de

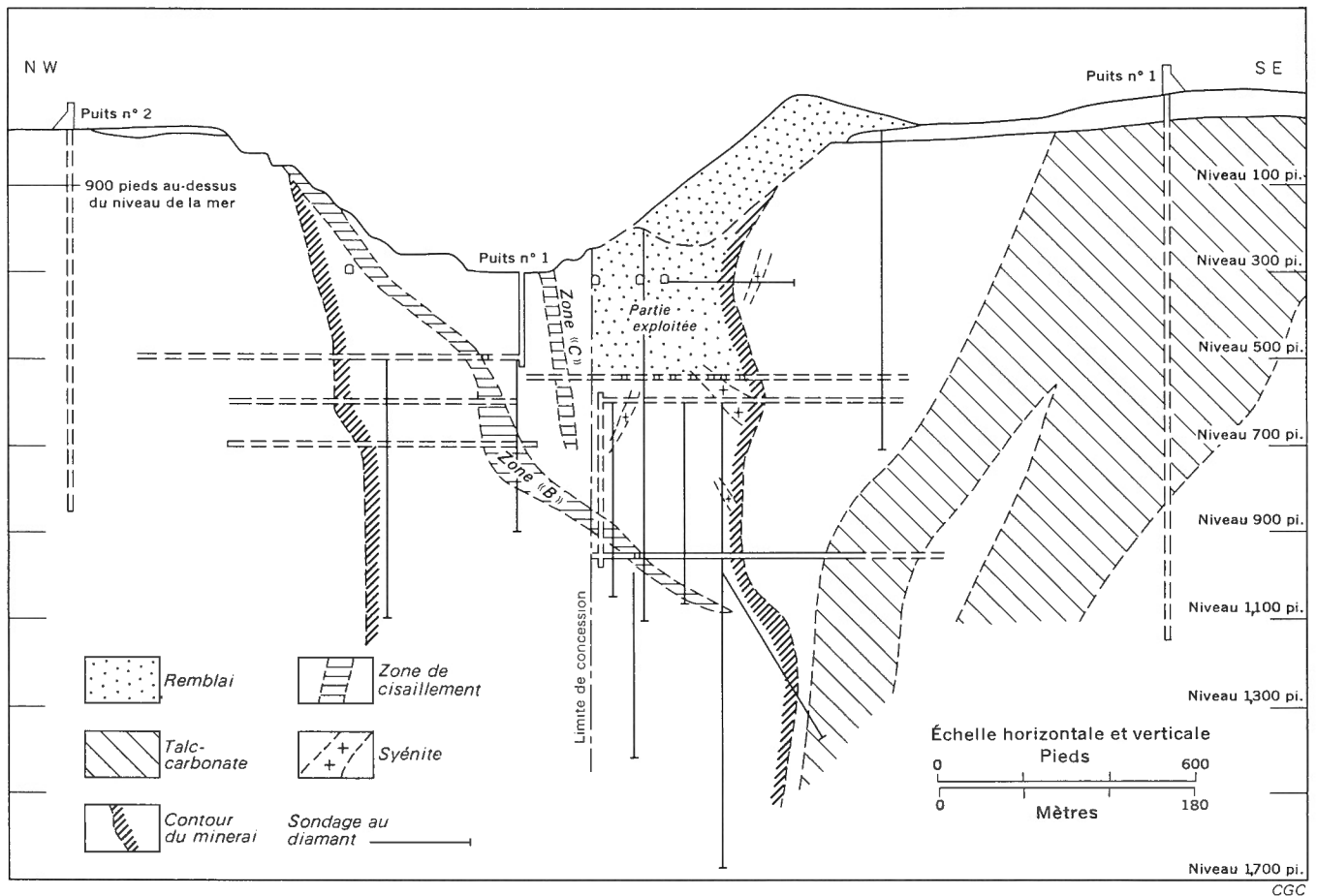


FIGURE VII-18. Coupe transversale du gîte Bell-Johnson à Thetford Mines (Québec), suivant la ligne A-A¹ de la figure VII-17 (Riordon, 1957).

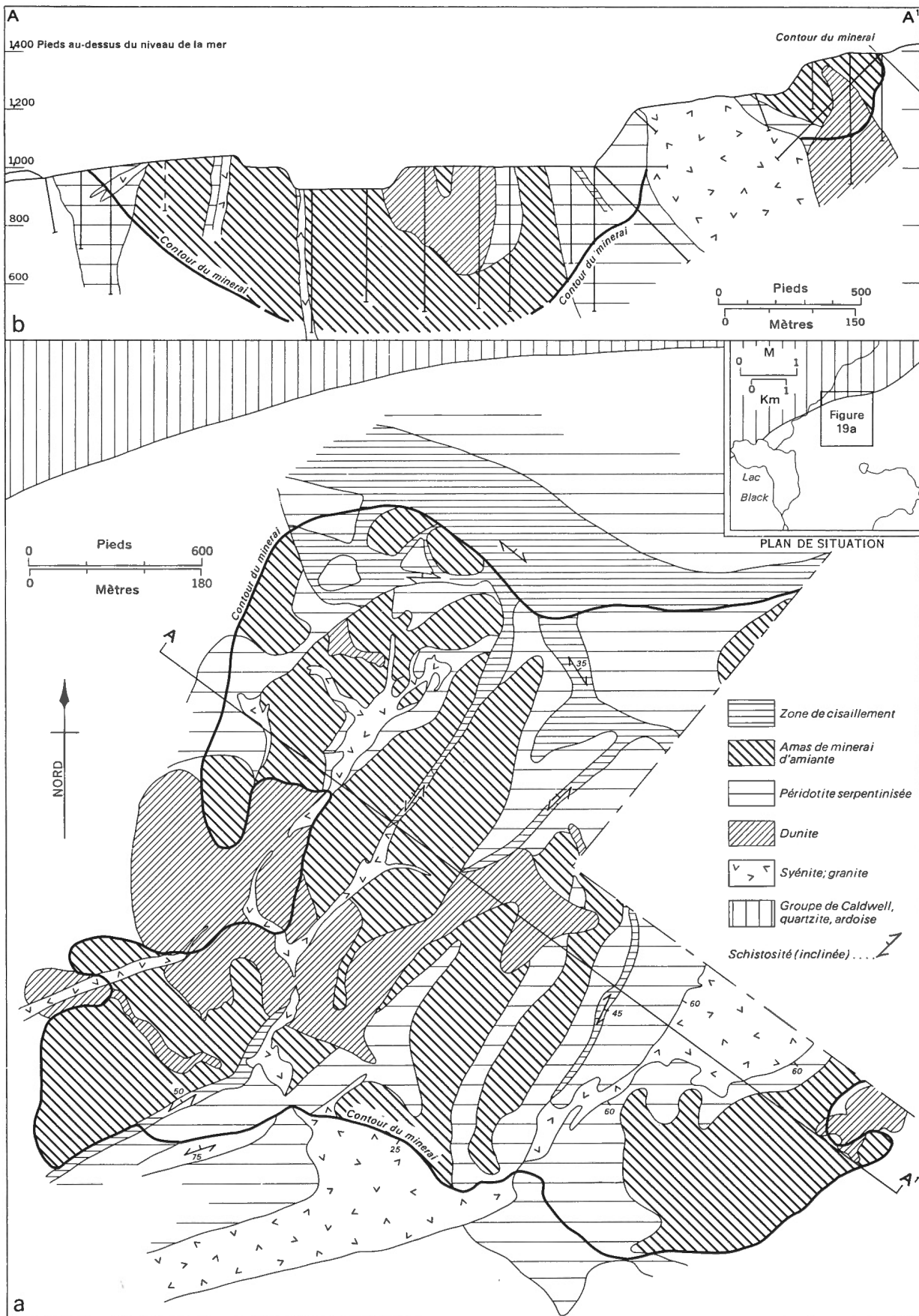


FIGURE VII-19. L'amas de minéral de la mine British Canadian à Black Lake (Québec) (Riordon, 1957). a) Géologie. b) Coupe transversale suivant la ligne A-A'.

la plus grande partie des eaux du lac et par un détournement de la rivière Bécancour. Environ 31 millions de verges cubes d'alluvions ont été dragués du fond du lac sur une superficie de 483 acres. La capacité annuelle de production d'amiante de l'usine atteint 125,000 tonnes.

Mine Jeffrey (58). La mine, à Asbestos (Québec), est l'une des plus vastes mines à ciel ouvert au Canada. En 1966, cette mine a fourni 610,305 tonnes de fibres, soit 45 p. 100 de la production totale du pays. L'excavation à ciel ouvert mesure 3,500 pieds de long, 3,800 pieds de large et 590 pieds de profondeur. Le volume quotidien d'extraction se situe à environ 32,000 tonnes de minerai et 16,000 tonnes de stérile. L'excavation reçoit une extension afin d'atteindre, en 1971, une production annuelle de plus de 10 millions de tonnes. Des ardoises noires interstratifiées avec du quartzite impur et du schiste à quartz et actinolite constitue la paroi septentrionale ou le mur d'un filon-couche d'une épaisseur de 4,800 pieds constitué de péridotite, de dunite et de pyroxénite serpentinisées. Les couches, peut-être du Cambrien ou plus récent, sont à direction N60°E et ont un pendage de 65° vers le sud-est. L'ardoise est plissotée et transformée en phyllade à plusieurs pieds au-delà du contact. La lave andésitique et les brèches volcaniques (explosion) forment la paroi méridionale ou toit du filon-couche. Le gabbro fait intrusion dans la pyroxénite le long du contact du toit et de petites intrusions granitiques pénètrent au sein des gîtes. La péridotite massive constitue la roche encaissante la plus favorable pour l'amiante. Le gîte forme un cylindre elliptique à l'inclinaison de 60° vers le sud.

Terre-Neuve. Des intrusions ultrabasiqes du même type que celles existant au Québec se trouvent dans deux zones dans le centre de Terre-Neuve. On sait depuis longtemps qu'elles contiennent de la serpentine, de la chromite, du talc et du carbonate, mais ce n'est qu'en 1963 qu'on a localisé des gîtes commerciaux d'amiante. A la *mine Advocate* (4), près de Baie-Verte, des roches à amiante forment un amas d'environ 1 mille de long sur ¼ de mille de large, au sein d'une masse ressemblant à un filon-couche de péridotite fortement serpentinisée qui traverse les chloritoschistes de la formation de Baie Verte de l'Ordovicien. En 1966, environ 2,006,735 tonnes de minerai ont donné 65,201 tonnes de fibres. Les intrusions ultrabasiqes, stratiformes et serpentinisées du complexe igné de la baie des Îles, dans la région occidentale de Terre-Neuve, contiennent aussi de petits gîtes d'amiante, et les intrusions similaires de la baie aux Lièvres dans le nord de Terre-Neuve renferment des filons étroits d'amiante. On connaît la présence de six gîtes dans la zone orientale de la rivière Gander.

Barytine

Walton (N.-É.) (6). Ce gîte de barytine en forme de cheminée, l'un des plus vastes au monde, fournit la plus grande partie de la barytine au Canada. Préalablement décrit dans la section intitulée «Plomb, zinc, cuivre et argent», sous le nom de Magnet Cove, ce gîte est un amas de minerai de sulfure argentifère massif localisé sous le gisement de barytine (pl. VII-4). Le gîte a fourni en 1966

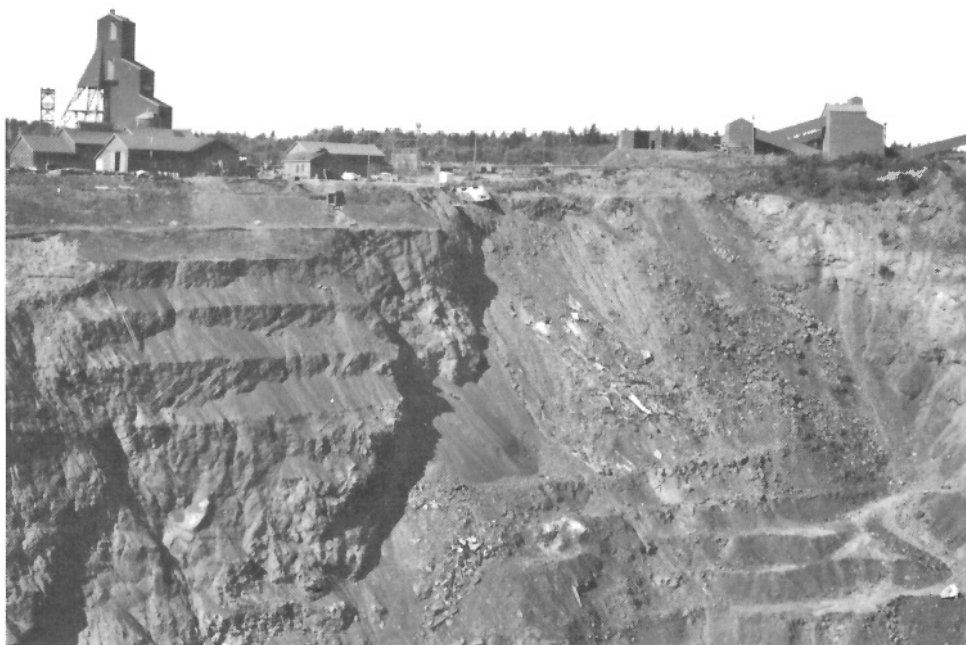


PLANCHE VII-4

Magnet Cove Barium Corporation, à Walton (N.-É.). L'exploitation à ciel ouvert est dans un gisement de barytine, et le chevalement recouvre les puits conduisant à l'amas de minerai sous-jacent de plomb-zinc-argent.

plus de 4 millions de tonnes de barytine, évaluées à environ 50 millions de dollars. L'amas de minerai, à teneur de plus de 90 p. 100 de sulfate de baryum ($BaSO_4$), semble être une substitution sur un pli et à l'intersection de failles dans des sédiments gypseux et calcaires du groupe de Windsor. Une roche trapp du Trias et des intrusions de diabase se rencontrent à moins de 15 milles du gîte. Les gîtes de barytine aux États-Unis, du Missouri à New York, sont, croit-on, associés aux failles et plis profonds qui se sont formés lors de l'activité ignée de la fin du Trias; ce caractère est peut-être vrai aussi à Walton. De l'avis de Boyle et Jambor (1966), les roches sédimentaires encaissantes sont la source des éléments dans les gîtes de Walton.

Fluorine

La mine Director (15b), à St. Lawrence (T.-N.), est la seule mine de spath fluor actuellement en exploitation dans ce district (fig. VII-20). Plus de 40 filons de fluorine demeurent connus, mais seuls quelques-uns d'entre eux ont fait l'objet de mise en valeur. La fluorine se présente comme matériel de remplissage dans des fractures au sein de granite alaskitique et de rhyolite porphyrique, probablement du Dévonien, qui ont pénétré les roches sédimentaires et volcaniques plus anciennes de l'Ordovicien. Le filon Director a été suivi sur plus de 6,000 pieds, principalement dans le granite et le long du contact entre le granite et la roche encaissante. Trois lentilles de minerai gisent le long du filon; la principale, d'une largeur de 90 pieds à un

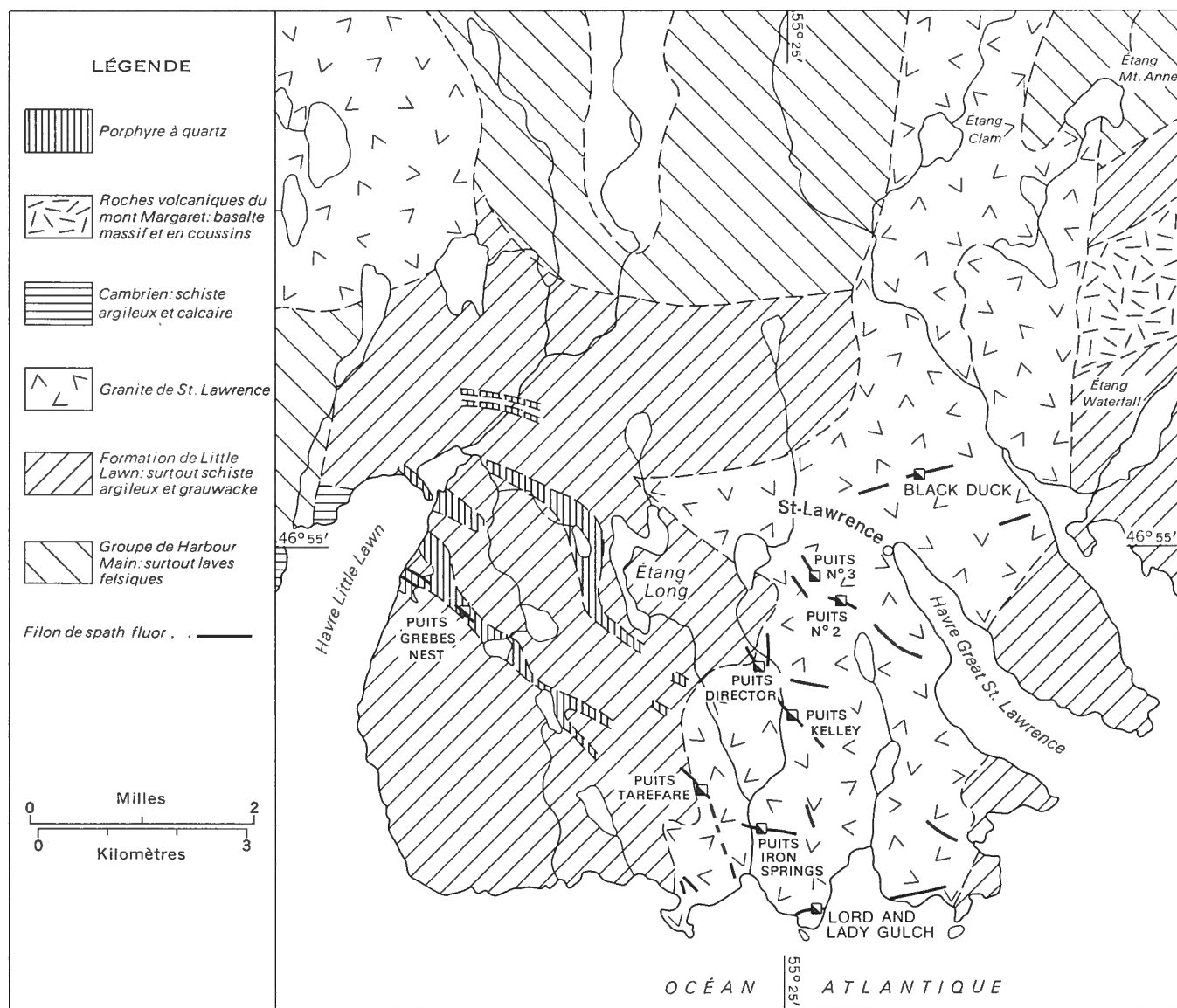


FIGURE VII-20. Géologie de la région de spath fluor de St. Lawrence (T.-N.) (van Alstine, 1948).

endroit, a en général moins de 50 pieds et plus de 1,000 pieds de profondeur. La fluorine forme la plus grande partie du filon, avec un peu de quartz, de calcite, de barytine, de pyrite, de chalcoppyrite, de galène et de blende. La fluorine forme aussi des filonets de minerai ou elle cimente les brèches adjacentes aux filons. Les filons sont rubanés dans le plan parallèle à leurs épontes (pl. VII-5) et, à certains endroits, la fluorine forme des nodules zonés concentriquement autour de fragments de granite. La fluorine broyée, cimentée avec de la silice à certains endroits, est appelée «blastonite», et constitue une matière indésirable à cause de sa forte teneur en silice.

Stéatite, talc et pyrophyllite

De la pierre de savon (stéatite) et du talc, silicates hydratés de magnésium, se trouvent dans de la péridotite serpentinisée et dans les zones associées de roche à carbonate et talc, dans la zone de serpentine de la province minérale des Appalaches. On a exploité, dès 1871, certains de ces gîtes dans les Cantons de l'Est (Québec). Les produits des mines *Baker Talc* (50, 51) et *Broughton Soapstone and Quarry* (63a) comprennent des blocs de stéatite, des crayons de talc, et du talc ou de la stéatite en poudre employés comme véhicule à l'état sec dans les insecticides, et comme matière de charge dans les peintures, le papier,



PLANCHE VII-5. Filon rubané de fluorine à la mine Director de la Newfoundland Fluorspar Limited, à St. Lawrence (T.-N.). Le filon représente le remplissage d'une fracture dans le granite alaskitique du Dévonien.

le caoutchouc, le linoléum, la tuile, le savon, les plastiques et les cosmétiques.

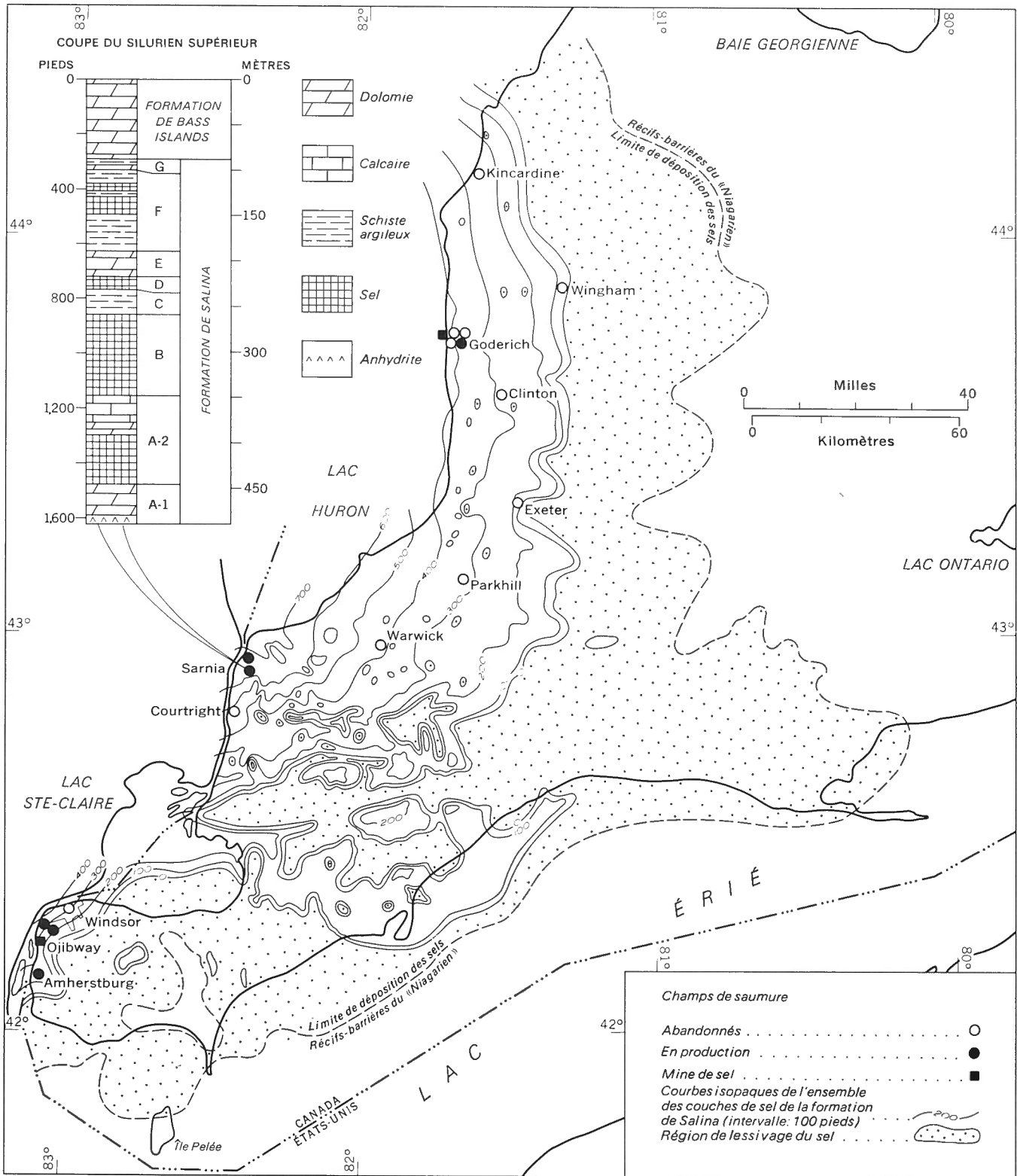
A *Manuels (T.-N.)* (17), on a trouvé de la pyrophyllite, un silicate d'aluminium hydraté ressemblant au talc. Elle gît avec du quartz, dans des zones silicifiées irrégulières dans les roches volcaniques de Harbour Main, près du contact du granite intrusif de Holyrood. Les gîtes, mis en valeur en 1904 et exploités par intermittence, ont été réouverts en 1956 afin de répondre à la demande de l'industrie de la céramique.

Sel

Du sel gît dans le Silurien supérieur du sud-ouest de l'Ontario, dans les strates du Mississippien, dans diverses régions de la Nouvelle-Écosse, du Nouveau-Brunswick et de l'Île-du-Prince-Édouard. En outre, des sources salines existent en bordure des bassins du Mississippien dans l'ouest de Terre-Neuve, en Nouvelle-Écosse et au Nouveau-Brunswick. Les procédés de récupération pratiqués en Ontario et en Nouvelle-Écosse comprennent l'extraction par saumure artificielle et l'exploitation classique. La méthode d'extraction par saumure artificielle est employée depuis plus de 100 ans en Ontario. Des puits sont forés dans les couches salines, puis tubés; des tiges de production d'un diamètre inférieur passent à l'intérieur du tubage. L'eau fraîche injectée sous pression dans le puits par l'intermédiaire du tube extérieur dissout le sel gemme et forme une saumure qui est ensuite pompée à la surface par le tube intérieur; le sel est obtenu par évaporation de l'eau.

Les principaux consommateurs de sel sont les industries chimiques productrices de carbonate de sodium et de chlore. Les industries de transformation des aliments utilisent également un gros volume de sel, telles les industries de l'emballage des viandes, de la salaison du poisson, les boulangeries, les conserveries, les brasseries, et les industries de produits laitiers et de confiserie. Les industries du tannage, de la métallurgie et du raffinage du pétrole emploient également un tonnage élevé de sel. Un volume croissant de sel gemme est utilisé au cours de l'hiver à la fonte de la glace des rues et des grandes routes.

Ontario. Du sel était découvert en Ontario en 1866, lorsqu'une société, formée à Goderich, a procédé à des forages de prospection du pétrole. Le forage du premier puits sur la rive nord de la rivière Maitland à Goderich a révélé, au lieu de pétrole, une couche de sel gemme à une profondeur de 964 pieds. Une nouvelle industrie était née. Les forages d'extraction se sont étendus rapidement aux régions adjacentes, et un certain nombre de puits de saumure artificielle ont été mis en production dans le secteur occidental de la péninsule de l'Ontario. En 1966, des puits de saumure artificielle étaient en production à *Goderich* (116), à *Sarnia* (117), à *Windsor* (118) et à *Amherstburg* (119a). La saumure est formée dans les zones de sel B, D et F de la formation de Salina du Silurien supérieur (fig. VII-21). Au cours des dernières années, des mines de sel



CGC

FIGURE VII-21. Mines de sel et champs de saumure dans la formation de Salina du Silurien dans le sud-ouest de l'Ontario (Sanford, 1965).

à *Ojibway* (119b) et à *Goderich* étaient mises en production en Ontario. A la mine d'Ojibway (pl. VII-6), le sel est extrait de la couche F à une profondeur de 948 pieds. A la mine de Goderich, il est extrait d'une zone saline de 80 pieds d'épaisseur sise dans la couche A-2 à une profondeur de 1,675 pieds. Ces mises en production ont énormément contribué à l'accroissement de la production annuelle de sel en Ontario, et ont permis d'élargir les champs d'application de l'industrie. Bien que le sel ait été produit sans interruption depuis sa découverte, seuls demeurent certains les chiffres de production des années entre 1895 et 1966 inclusivement; au cours de cette période, la production a totalisé 48,560,299 tonnes, évaluées à \$241,578,079. En 1966, le volume d'extraction a atteint 3,782,191 tonnes, évaluées à \$15,243,791.

Nouvelle-Écosse. Pendant plusieurs années, la mine de sel gemme de Malagash, sur le détroit de Northumberland, a constitué la principale source de sel en Nouvelle-Écosse, mais graduellement le gîte s'est épuisé et une nouvelle mine a été mise en valeur à *Pugwash* (2). En outre, à *Nappan* (1), la production est obtenue d'une saumure artificielle. Des forages pratiqués à Malagash, à Pugwash et à Nappan ont pénétré des couches de sel, d'une épaisseur allant jusqu'à 1,500 pieds et sises entre 85 et 3,500

pieds en profondeur. Ces gîtes datent du Mississippien et se trouvent dans le groupe de Windsor. En Nouvelle-Écosse, la production de sel en 1966 a atteint 474,981 tonnes, évaluées à \$4,724,993.

Gypse

De vastes dépôts de gypse gisent en Ontario, à Terre-Neuve, au Nouveau-Brunswick et en Nouvelle-Écosse. Au début de l'exploitation, le gypse était uniquement utilisé comme engrais et le marché était d'envergure locale. Actuellement, il entre dans divers emplois, notamment en construction dans la fabrication du plâtre de moulage, des lattes de gypse, et des panneaux de revêtement; il sert aussi d'agent de contrôle dans la prise du ciment Portland ou comme élément de charge dans les peintures et le papier.

Ontario. On connaît l'existence de gîtes de gypse en Ontario depuis 145 ans; la première mine était ouverte vers 1822, près de l'emplacement actuel de la ville de Paris. Depuis lors, environ 15 gisements, tous situés le long de la vallée de la rivière Grande, ont été exploités par intermittence. Les gisements les plus importants se trouvent dans les cantons de Seneca, Oneida, et North Cayuga dans le comté d'Haldimand. Les gisements sont



PLANCHE VII-6. Mine de sel de la *Canadian Rock Salt Company Limited*, à *Ojibway* (Ont.), dans l'unité F de la formation de Salina du Silurien supérieur.

lenticulaires et ont jusqu'à 11 pieds d'épaisseur. Ils s'étendent çà et là à différents niveaux et s'intercalent avec de la dolomie et des schistes argileux au sein de la formation de Salina du Silurien supérieur.

En 1966, les deux mines en exploitation en Ontario étaient situées, l'une à *Caledonia* (114) et l'autre, près de *Hagersville* (115), dans la comté d'Haldimand. Leur production globale en 1966 a atteint 565,185 tonnes, évaluées à \$1,581,010.

Nouvelle-Écosse et Nouveau-Brunswick. On trouve du gypse dans le centre et l'est de la Nouvelle-Écosse, dans le sud du Nouveau-Brunswick et dans les îles de la Madeleine. Tous ces dépôts s'étendent dans des couches du groupe de Windsor du Mississippien. Les principaux gisements de gypse de la Nouvelle-Écosse se trouvent près de *Windsor* (7), dans l'île du Cap-Breton. Au Nouveau-Brunswick, la production provient exclusivement de la région de *Hillsborough* (9), du comté d'Albert. En 1966, la production a atteint en Nouvelle-Écosse 4,502,836 tonnes, évaluées à \$8,140,651, et au Nouveau-Brunswick 108,207 tonnes, évaluées à \$413,074.

Terre-Neuve. A Terre-Neuve, des strates du groupe de Codroy du Mississippien sont sous-jacentes aux basses-terres bordant la baie St-Georges. On y trouve du gypse en de nombreux endroits, notamment le gisement producteur de *Flat Bay* (14). En 1966, la production a atteint 459,685 tonnes, évaluées à \$1,173,401.

Calcaire et dolomie

Les strates du Paléozoïque relativement non déformées du Sud-Est du Canada renferment du calcaire et de la dolomie en quantité suffisante pour la préparation d'une vaste gamme de produits de construction. Ces roches, utilisées comme pierre concassée, servent à l'empierrement des routes, comme agrégat à béton, comme ballast de voies ferrées, comme fondants, comme pierre de construction; elles entrent dans le terrazzo, dans la pâte de stuc, et servent à l'enrochement (ouvrages de protection en pierres); en poudre, elles entrent comme matière de charge dans l'asphalte, dans le ciment et servent de chaux dans l'industrie chimique. Bien qu'employée davantage en construction, la chaux chimique est un important élément dans la fabrication du fer et de l'acier, dans le traitement de l'uranium, la fabrication des pâtes et du papier, la fabrication du verre, le traitement de l'or, le raffinage du sucre, en fonderie, dans le tannage et comme amendement des sols.

Pétrole et gaz naturel

Le pétrole et le gaz naturel proviennent des roches du Cambrien, de l'Ordovicien, du Silurien et du Dévonien du sud-ouest de l'Ontario et des strates du Mississippien du Nouveau-Brunswick (fig. VII-1). Les champs de pétrole

Un volume d'environ 68.5 millions de tonnes de calcaire, d'une valeur de près de 68 millions de dollars, extrait de différentes régions de l'Ontario, du Québec et de l'ouest de Terre-Neuve, a servi à l'une ou l'autre des fins mentionnées ci-dessus. Plus de la moitié de cette production provient de la région comprise entre Ottawa, Montréal et Québec et a comme source les groupes de Beekmantown, de Chazy, de Black River et de Trenton, tous de l'Ordovicien. La majeure partie du reste est extraite de plusieurs formations de roches carbonatées du sud-ouest de l'Ontario, particulièrement des groupes de Black River et de Trenton de l'Ordovicien, des groupes de Guelph, de Lockport et d'Amabel du Silurien et des formations de Dundee, de Lucas et d'Amherstburg du Dévonien. L'ouest de Terre-Neuve a aussi fourni en 1966 environ 250,000 tonnes de calcaire extrait de la formation de Table Head de l'Ordovicien moyen. Un volume élevé de calcaire de la Nouvelle-Écosse et du Nouveau-Brunswick provient du groupe de Windsor du Mississippien. En 1966, la production globale de ces deux provinces a atteint environ 1.5 million de tonnes, évaluées à \$2,235,000.

Grès et schiste argileux

Les grès de l'Ontario et du Québec sont utilisés depuis longtemps comme pierre de construction. Dans le sud-ouest de l'Ontario, on a utilisé surtout les couches de Whirlpool du Silurien inférieur et celles d'Oriskany du Dévonien inférieur. Le grès Nepean du Cambrien supérieur de la région d'Ottawa et des basses-terres du Québec est un matériau exceptionnel par sa durabilité et ses excellentes qualités comme pierre de construction et comme pierre ornementale. Les édifices du Parlement sont construits de ce grès extrait d'une carrière locale. Leur pureté exceptionnelle les fait entrer également dans la fabrication du verre et du carbure de silicium, dans la formation des alliages, en fonderie, comme matière de charge dans les ciments d'amiante et comme ingrédients dans les produits de nettoyage.

La brique et la tuile constituent les principaux produits fabriqués à partir des schistes argileux de l'Ontario et du Québec, notamment les schistes des couches de Meaford, de Dundas et de Queenston de l'Ordovicien supérieur sous-jacentes à l'escarpement de Niagara en Ontario et ceux des couches équivalentes des vallées de l'Outaouais et du Saint-Laurent. Les schistes argileux de la fin du Dévonien moyen du groupe d'Hamilton dans le sud-ouest de l'Ontario sont également excellents pour la fabrication de brique et de tuile.

LES COMBUSTIBLES

et de gaz naturel du sud-ouest de l'Ontario s'étendent le long des arches d'Algonquin et de Findlay et le long des flancs des bassins adjacents de Michigan et d'Alleghany. Les autres bassins sédimentaires de la plate-forme du Saint-Laurent (le bassin de Québec, la baie d'Ottawa et le

bassin d'Anticosti) sont formés de strates similaires et peu déformées du Paléozoïque. Les strates reposent sur un soubassement de roches cristallines du Précambrien et sont généralement considérées comme des sources possibles de pétrole et de gaz. Les strates siluriennes et dévoniennes de la dépression de Gaspé ont fait l'objet d'explorations intermittentes, mais sans succès. Ces strates, plissées pendant l'orogénèse de l'Acadien du Dévonien, reposent sur des roches faiblement métamorphisées du Cambrien et de l'Ordovicien et déformées pendant l'orogénèse du Taconique. Les bassins sédimentaires des strates du Carbonifère, du Permien et du Trias dans les provinces Maritimes, sus-jacents au soubassement de roches anciennes du Paléozoïque et de la fin du Protérozoïque, s'étendent probablement aussi sous certaines parties du golfe Saint-Laurent et du plateau continental de l'Atlantique. Présentement, ces bassins font l'objet d'une exploration modérée, plus particulièrement au large des côtes.

En Ontario, l'industrie du pétrole a pris naissance avec l'emploi du pétrole trouvé en surface dans les dépôts glaciaires le long du ruisseau Black, dans le comté de Lambton. Les premiers puits, creusés dans la roche en place à Oil Springs, ont donné de bons résultats et, rapidement, le forage de plusieurs puits était réalisé. Après les

découvertes à Petrolia en 1861 et à Bothwell en 1862, la production de pétrole a graduellement augmenté et a atteint un sommet de 829,000 barils en 1894. Le rendement annuel est descendu à 113,000 barils en 1945, mais de récentes découvertes ont porté la production à 1,323,781 barils en 1966, évalués à 4.5 millions de dollars (tabl. VII-1).

En 1889, l'industrie du gaz naturel a pris naissance en Ontario à la suite de la découverte des champs de Kingsville, dans le comté d'Essex. Depuis, les nombreux champs découverts s'étendent sur une vaste région allant du sud du lac Huron à la rivière Niagara. Plusieurs se prolongent aussi sur de grandes distances sous le lac Érié. En 1966, la production globale a atteint 15,537,157 millions de pieds cubes (Mpc) de gaz d'une valeur de vente en gros excédant \$5,896,662.

Au Nouveau-Brunswick, les premiers forages d'exploration du pétrole ont commencé aux environs de 1858, mais ce n'est qu'en 1909 que le champ Stony Creek était découvert près de Moncton. Au cours des années de pointe de 1913 à 1941, ce champ a fourni 856,156 Mpc de gaz et 33,359 barils de pétrole respectivement. Une diminution graduelle a amené la production en 1966 à 97,403 Mpc de gaz et 6,836 barils de pétrole.

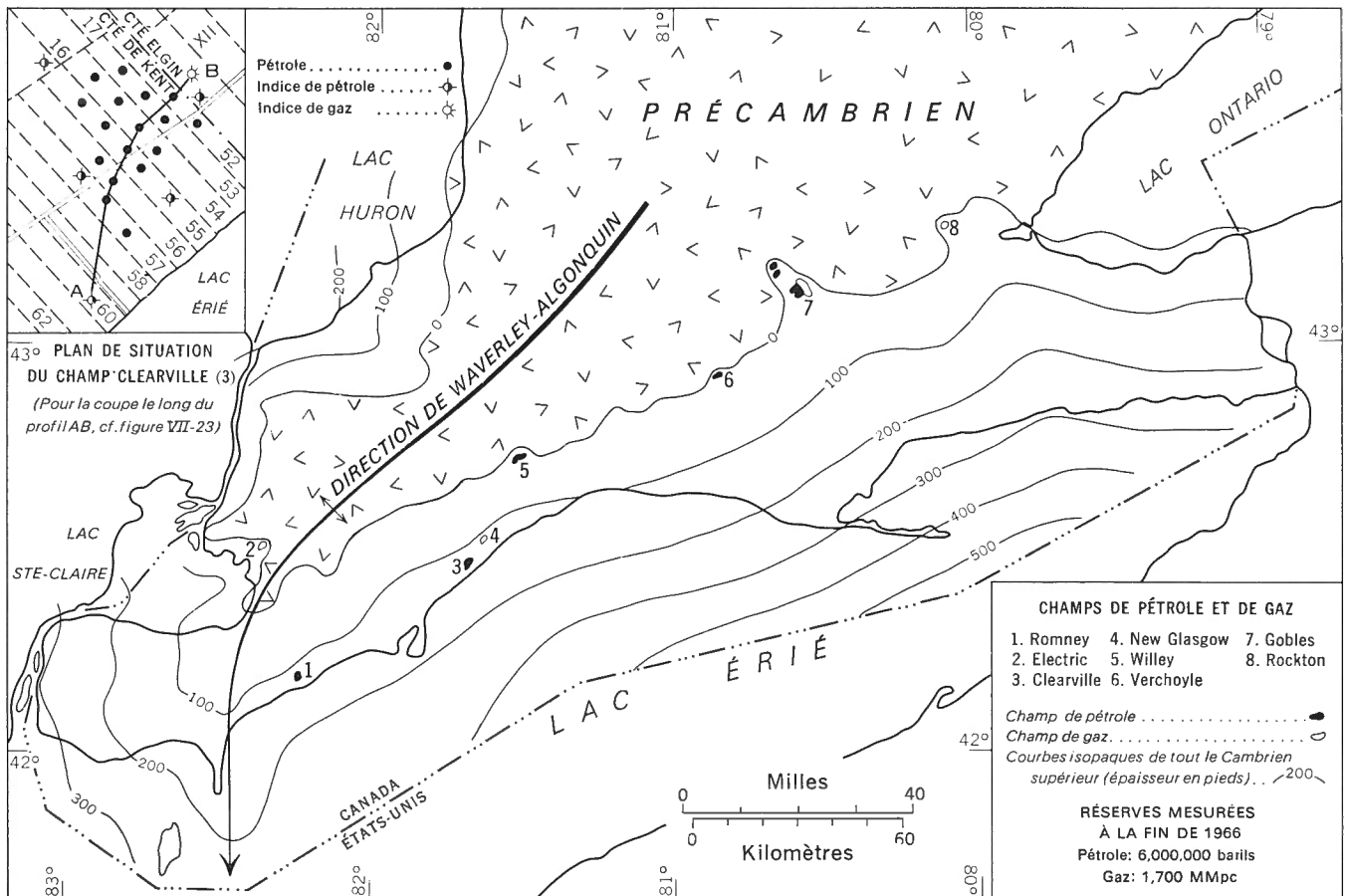


FIGURE VII-22. Champs de pétrole et de gaz du Cambrien supérieur dans le sud-ouest de l'Ontario (B. V. Sanford).

CGC

Champs de pétrole et de gaz du sud-ouest de l'Ontario

A la fin de 1966, les réserves découvertes atteignaient un total de 58,400,000 barils de pétrole et 858,150,000 Mpc de gaz. La première production de pétrole provenait des roches du Dévonien; ces roches sont demeurées la source la plus importante. Les roches du Silurien et du Cambrien ont une importance moindre, mais elles recèlent un pourcentage appréciable des récentes réserves. La plus grande partie du gaz provient des formations du Silurien, mais des roches du Cambrien et de l'Ordovicien en contiennent également.

Champs de pétrole et de gaz du Cambrien

Les roches cambriennes du sud-ouest de l'Ontario sont considérées comme des réservoirs possibles de gaz et de pétrole dans toute la région de leur répartition, mais les découvertes réalisées à ce jour demeurent limitées au flanc méridional de l'arche d'Algonquin bordant le bassin d'Alleghanys (fig. VII-22). Le forage à grande profondeur a permis de délimiter huit champs de pétrole et de gaz naturel dont l'ensemble des réserves estimées atteint 6 millions de barils de pétrole d'une densité de 38° API et à 1.7 milliard de pieds cubes de gaz. L'aire favorable à l'exploration est la bordure d'érosion des grès et des dolomies des formations de Potsdam et de Theresa respectivement, là où ces roches reposent dans des baies sur la surface irrégulière du soubassement précambrien, et où les calcaires de l'Ordovicien moyen les chevauchent. On y a découvert, jusqu'à maintenant, les champs Electric, Willey, Verchoyle, Gobles et Rockton. Étaient en outre découverts les champs Romney, Clearville et New Glasgow, dans les dolomies et les grès interstratifiés de la formation de Theresa, proches de la bordure d'érosion du Cambrien et vers le bas suivant le pandage de la formation. Des champs à teneur marginale, tels que Romney et New Glasgow, se trouvent dans des restes de grès dans des régions de hauts terrains, sur la surface d'érosion du Cambrien supérieur. Le champ Clearville semble devoir sa présence surtout à des failles normales (fig. VII-23).

Du pétrole était décelé pour la première fois en 1923 dans les roches du Cambrien du champ Romney, mais c'est la découverte du champ Gobles en 1960 qui a donné l'impulsion au programme de forage en grande profondeur en Ontario. Le champ Gobles et les découvertes subséquentes, telles que celle de Clearville, ont permis d'atteindre une production globale de 329,970 barils de pétrole en 1966. Ce volume a constitué, pour l'année, 25 p. 100 de la production globale de l'Ontario. En outre, 82,816 Mpc de gaz étaient obtenus du champ Gobles.

Champs de pétrole et de gaz de l'Ordovicien

Depuis longtemps, on considère les roches carbonatées des groupes de Trenton et de Black River de l'Ordovicien

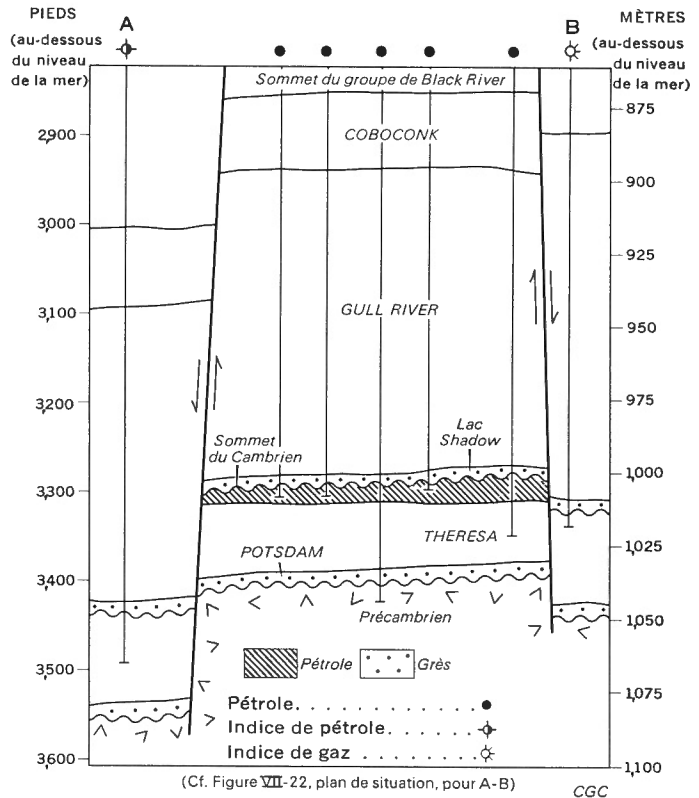
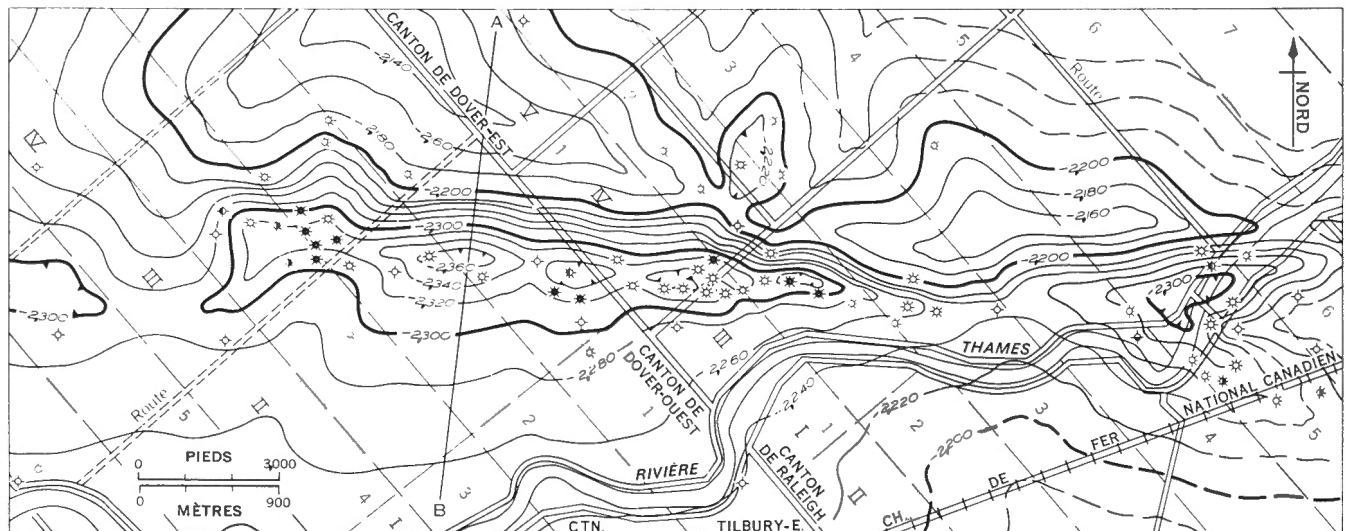
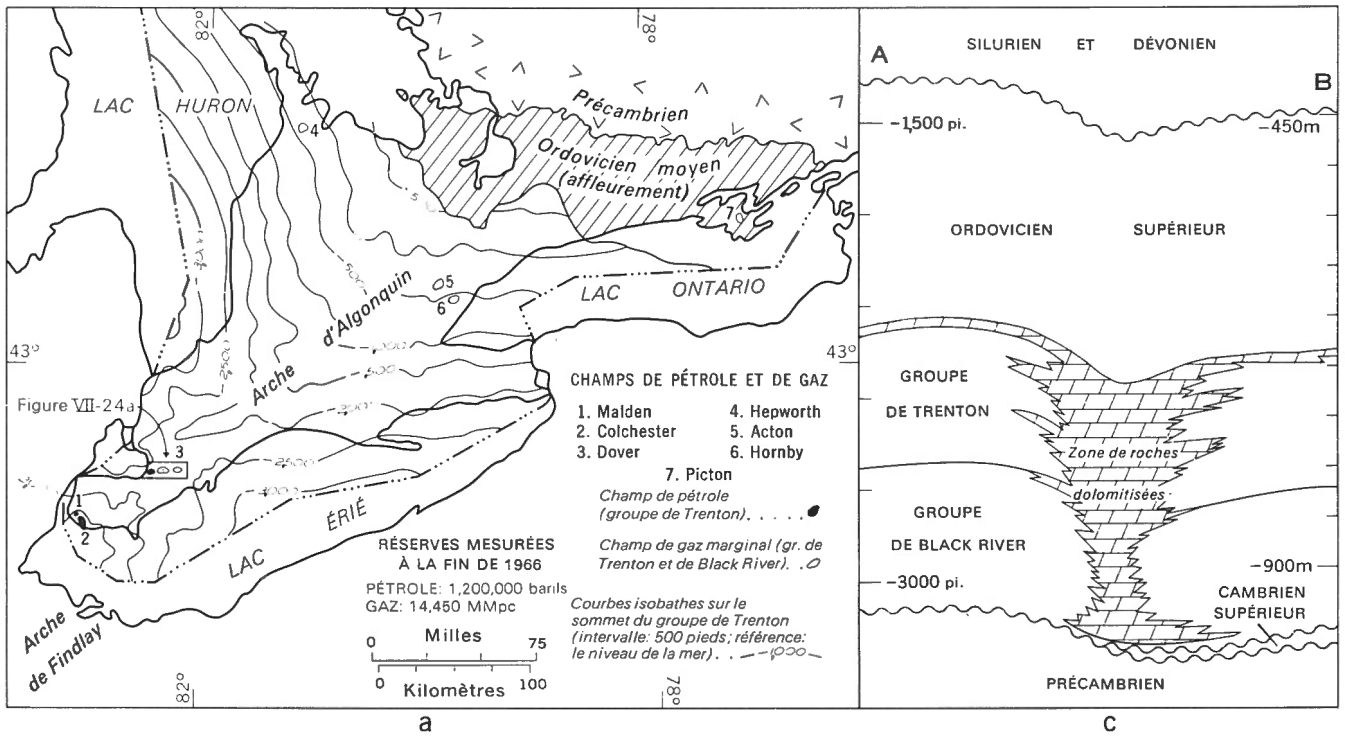


FIGURE VII-23. Champ de pétrole Clearville du Cambrien supérieur, en Ontario (W. E. Koepke).

moyen en Ontario comme des réservoirs possibles de pétrole et de gaz naturel; toutefois, à ce jour il n'existe que trois champs mis en valeur (fig. VII-24a). Leurs réserves atteignent 1.2 million de barils de pétrole d'une densité de 39° API et 14,450,000 Mpc de gaz. On a trouvé de faibles quantités de pétrole et de gaz naturel dans les calcaires de l'Ordovicien moyen sur l'île Manitoulin, et dans les comtés de Bruce, Halton et Picton.

Les champs de pétrole Malden, Colchester et Dover s'étendent le long d'une structure unique où l'accumulation du pétrole s'est formée le long de l'axe d'un synclinal allongé. Le champ de pétrole et de gaz Dover, découvert en 1917, en est un exemple typique (fig. VII-24b, c). Les courbes de niveau montrent la configuration du sommet du groupe de Trenton et la dépression typique allongée de la structure qui coïncide avec la séquence dolomitisée qui s'étend sur toute la longueur du champ. Dans la région du synclinal, les calcaires de Black River et de Trenton sont fortement dolomitisés. La dolomitisation résulte de la migration en masse vers le haut de solutions de magnésium le long de zones de fractures dans les calcaires; la migra-



CGC

FIGURE VII-24. Champs de pétrole et de gaz de l'Ordovicien moyen dans le sud-ouest de l'Ontario (B. V. Sanford). a) Répartition. b) Courbes de niveau sur les calcaires de Trenton de l'Ordovicien moyen, dans le champ Dover. c) Coupe transversale du champ Dover suivant la ligne A-B.

tion s'est aussi effectuée latéralement le long de la base du schiste argileux sus-jacent de Collingwood. Bien que la dépression soit partiellement due à la formation de failles, elle provient surtout d'un affaissement résultant du lessivage causé par la circulation d'eau interstitielle. L'accumulation de pétrole et de gaz coïncide avec cette dépression ou structure synclinale et est reliée à la répartition de la porosité dans ces zones de roches dolomitisées; la dolomitisation est beaucoup plus développée dans les formations bioclastiques du groupe de Trenton, et particulièrement dans la formation de Sherman Fall. La totalité de la production extraite des roches du Trenton en Ontario demeure, jusqu'à maintenant, confinée à des systèmes de fractures dolomitisées imputables au développement de l'arche de Findlay. Il résulte que la région de l'ouest du lac Érié et celles des comtés d'Essex et de Kent, sises près de cette arche, constituent les zones les plus favorables pour l'exploration future.

En 1966, les 42,008 barils de pétrole et les 34,263 Mpc de gaz, récupérés des strates de l'Ordovicien moyen, représentent 3 p. 100 et 0.3 p. 100 respectivement de la production annuelle globale de l'Ontario.

Champs de pétrole et de gaz du Silurien

Plus de 60 champs de pétrole et de gaz du Silurien ont été découverts jusqu'à maintenant en Ontario (fig. VII-25, VII-29). Leurs réserves fourniront éventuellement 842 milliards de pieds cubes de gaz et 8.7 millions de barils de pétrole d'une densité de 36° API. Les réserves les plus importantes gisent dans les récifs biohermes de Guelph qui sont échelonnés le long de la bordure orientale du bassin de Michigan (fig. VII-26). Les plus grands récifs et les plus productifs sont plutôt petits et épais, généralement en lentilles de calcaire et de dolomie non stratifiés comme ceux des champs Kingsville-Mersea-Leamington, Tilbury et D'Clute. Ils se situent le long des bordures internes du complexe de récifs-barrières de Guelph. Le récif de Tilbury, découvert en 1906, est le plus vaste de ce groupe (fig. VII-27), et fournit près de la moitié de la production globale de gaz de l'Ontario. Bien que la fermeture structurale du champ ne soit que de 160 pieds, le récif est productif sur 38,000 acres, dont près de la moitié se trouve sous-jacente au lac Érié.

Dans la partie inférieure du bassin de Michigan, les récifs en forme de pinacles contiennent un pourcentage

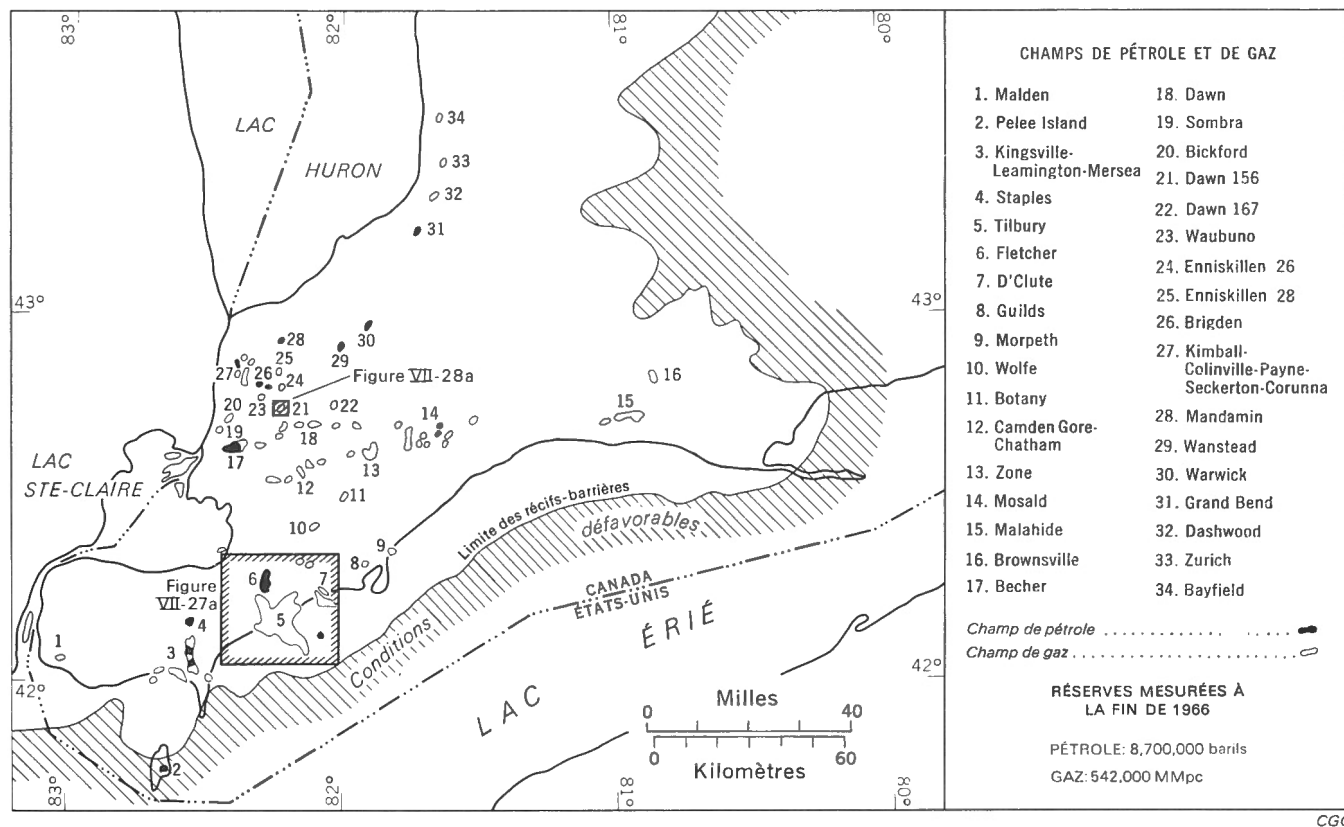


FIGURE VII-25. Principaux champs de pétrole et de gaz dans les formations de Salina et Guelph du Silurien dans le sud-ouest de l'Ontario (Sanford).

élevé du reste des réserves de pétrole et de gaz de l'Ontario. Ils ont une zone productrice qui a jusqu'à 300 pieds d'épaisseur et sont productifs sur des surfaces oscillant de 300 à 500 acres. Des 43 récifs-pinacles découverts, 25 sont productifs et la plupart se trouvent dans le comté de

Lambton. De ceux-ci, 20 renferment des volumes de gaz commercial, trois contiennent du pétrole et deux, du pétrole et du gaz. Les récifs non productifs contiennent de l'eau saline ou n'ont aucune porosité efficace, les interstices étant remplis de sel et d'anhydrite. Le champ Dawn 156

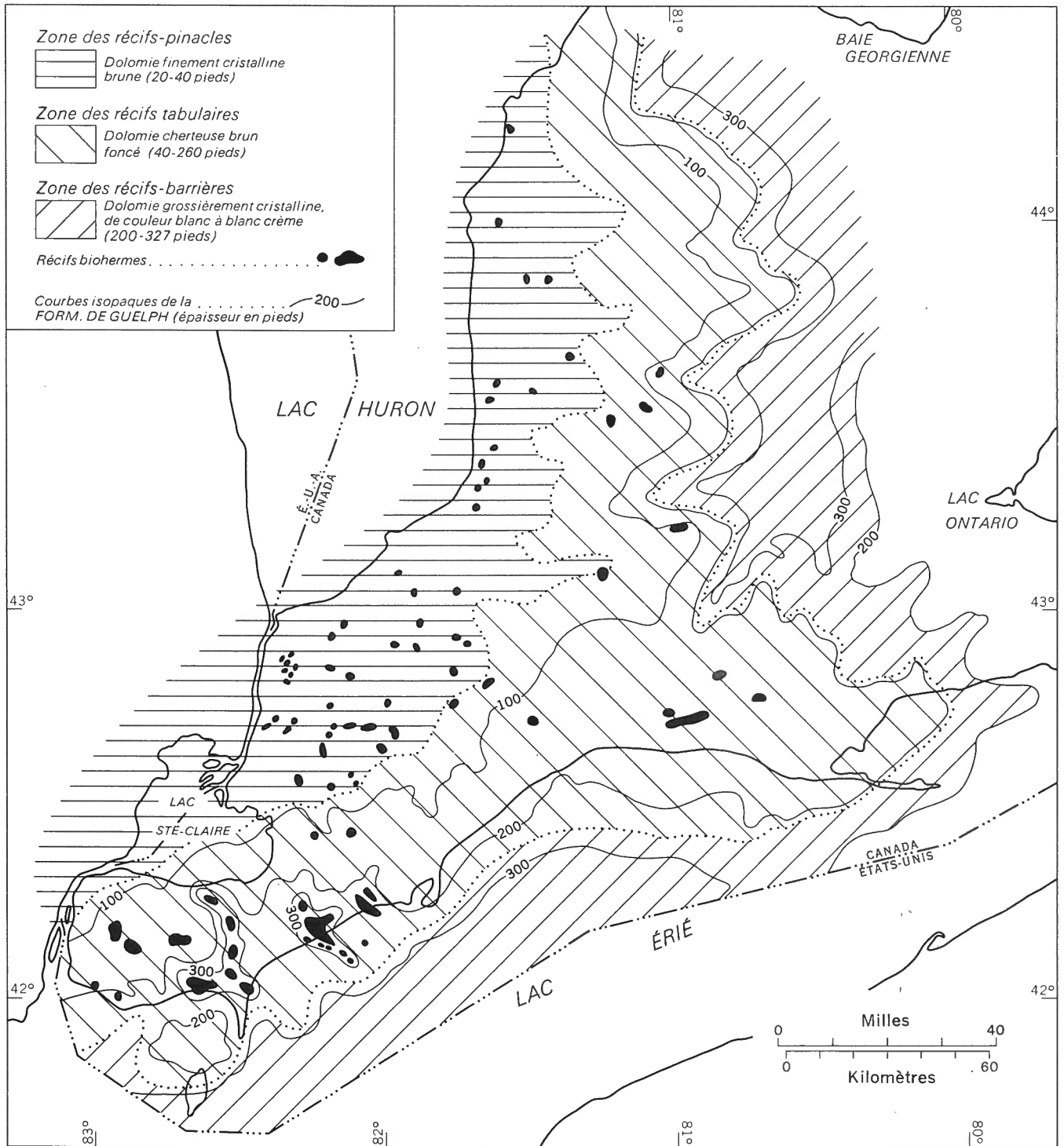
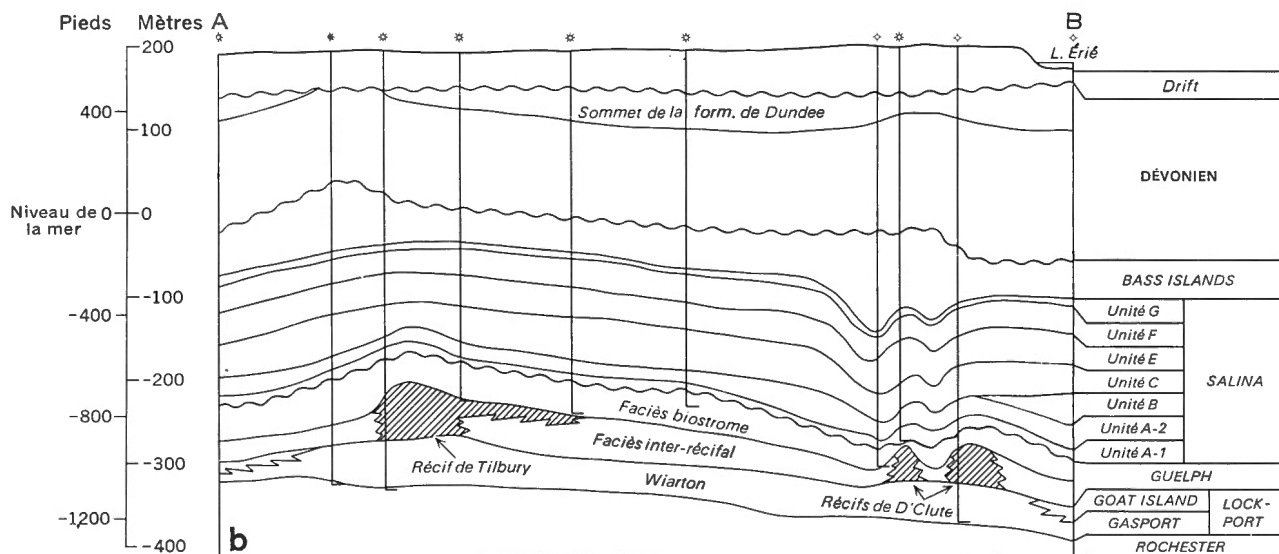
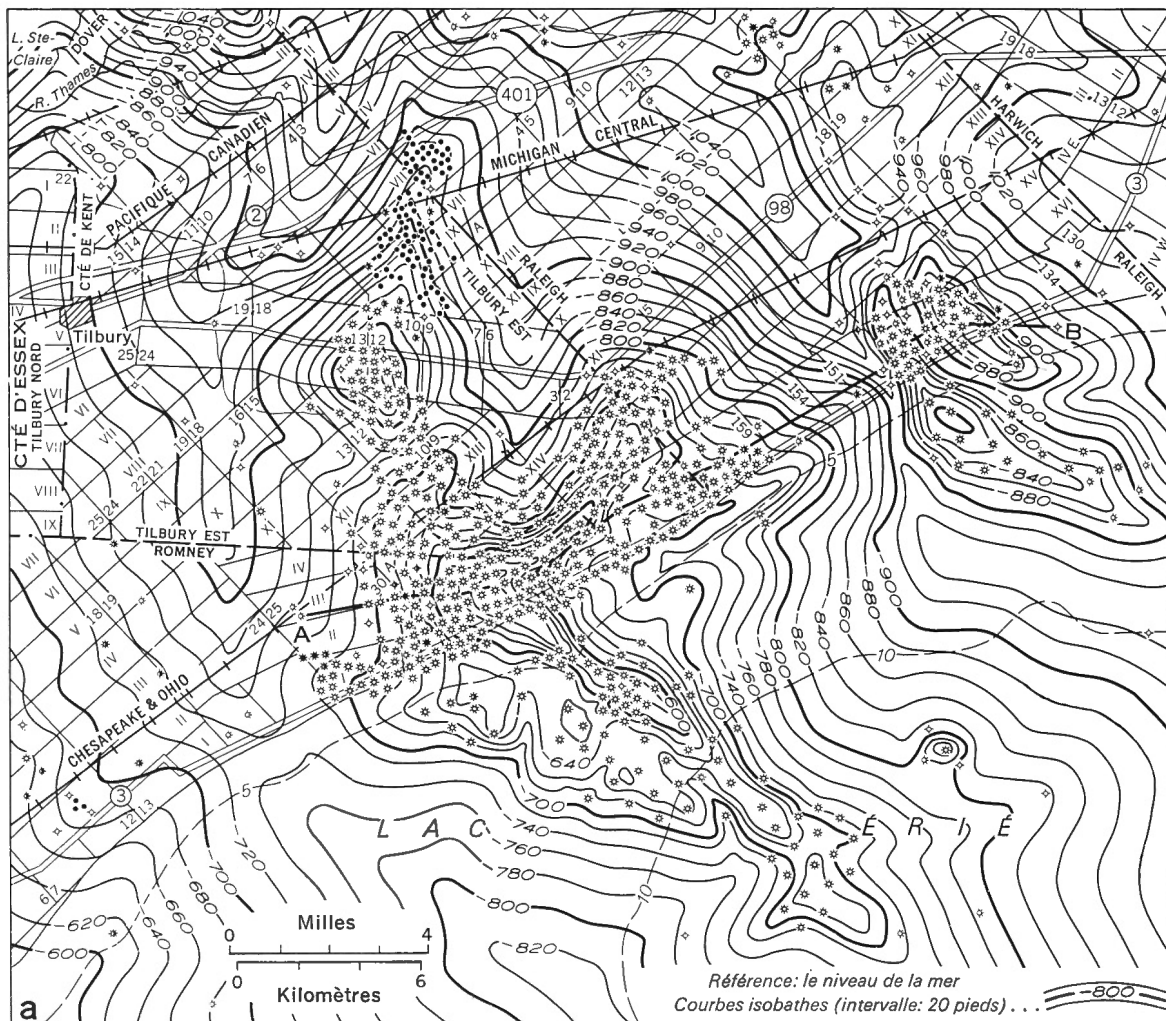


FIGURE VII-26. Faciès de la formation de Guelph du Silurien dans le sud-ouest de l'Ontario (B. V. Sanford).



CGC

FIGURE VII-27. Récifs de Tilbury et de D'Clute dans la formation de Guelph du Silurien, en Ontario (B. V. Sanford). a) Courbes de niveau sur le sommet de la formation de Guelph. b) Coupe transversale suivant la ligne A-B.

(fig. VII-28) en est un récif caractéristique. Découvert en 1956, ce champ fournira un total de 26 milliards de pieds cubes de gaz naturel. Dans ce groupe de récifs-pinacles, il existe un certain nombre de récifs biohermes de faible relief dont la fermeture structurale est souvent inférieure à 100 pieds. Plusieurs de ces récifs biohermes renferment des volumes commerciaux de pétrole et de gaz, mais la plupart se sont révélés non productifs.

Les champs de pétrole et de gaz des roches carbonatées des horizons A-1 et A-2, de la formation de Salina du Silurien supérieur, sont en étroite relation avec les récifs biohermes de Guelph. Ces horizons sont productifs aux endroits où les strates ont formé un revêtement sur les récifs épais. Ils sont beaucoup plus productifs, particulièrement l'horizon A-1, dans la partie inférieure du bassin de Michigan, là où ils bordent les récifs-pinacles. Les roches carbonatées de l'horizon A de la formation de Salina sont productifs également par endroits dans les anticlinaux et les dômes résultant de failles normales. En 1966, la production des formations de Salina et de Guelph a atteint 11,441,937 Mpc de gaz et 353,909 barils de pétrole. Ceci représente 74 et 27 p. 100 respectivement de la production globale de gaz et de pétrole de l'Ontario au cours de 1966.

Les récifs du Silurien du sud-ouest de l'Ontario ont une double importance, en ce sens que, leurs réserves épuisées, ils serviront de réservoirs au stockage du gaz. Les réservoirs de stockage sont remplis au cours de l'été et le stock puisé au cours de l'hiver lorsque les besoins de l'Ontario et de l'ouest du Québec dépassent la production locale globale et la capacité de transport du pipe-line de l'Ouest du Canada. Actuellement, neuf récifs-pinacles et deux réservoirs dans la formation de Salina servent de réservoirs, d'une capacité de stockage d'environ 100 Mpc de gaz naturel.

Les réservoirs des formations de grès de Whirlpool, de Grimsby et de Thorold de la péninsule de Niagara fournissent un pourcentage élevé de la production actuelle de gaz naturel (fig. VII-29). Quatre vastes champs, mis en valeur graduellement dans cette région depuis la première découverte en 1889, étaient Bayham, Norfolk, Haldimand et Welland. Leur superficie totale atteint 356,460 acres sur terre, plus 32,560 acres actuellement en production au large des côtes sous les eaux du lac Érié; cette dernière région joint les champs Haldimand et Norfolk (pl. VII-7). Les champs reposent sur le flanc septentrional inclinés vers le sud du bassin d'Alleghanys. L'accumulation du gaz résulte surtout de la réduction progressive du degré de perméabilité et n'est pas due aux variations locales du pendage régional. Les formations productives sont des grès orthoquartzitiques dont la plupart demeurent des réservoirs de qualité médiocre. Les grès sont à grains très fins et, par suite de l'abondance des excroissances secondaires de quartz, leur porosité et leur perméabilité primaires

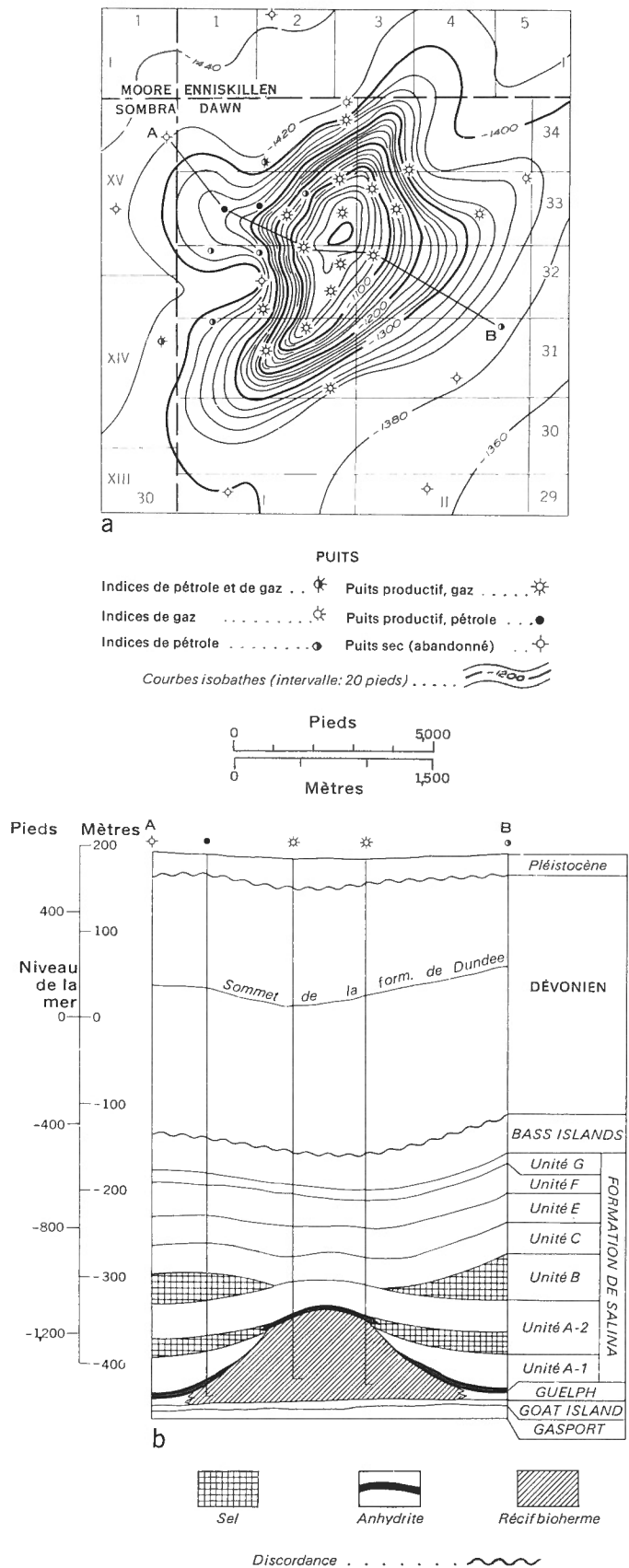
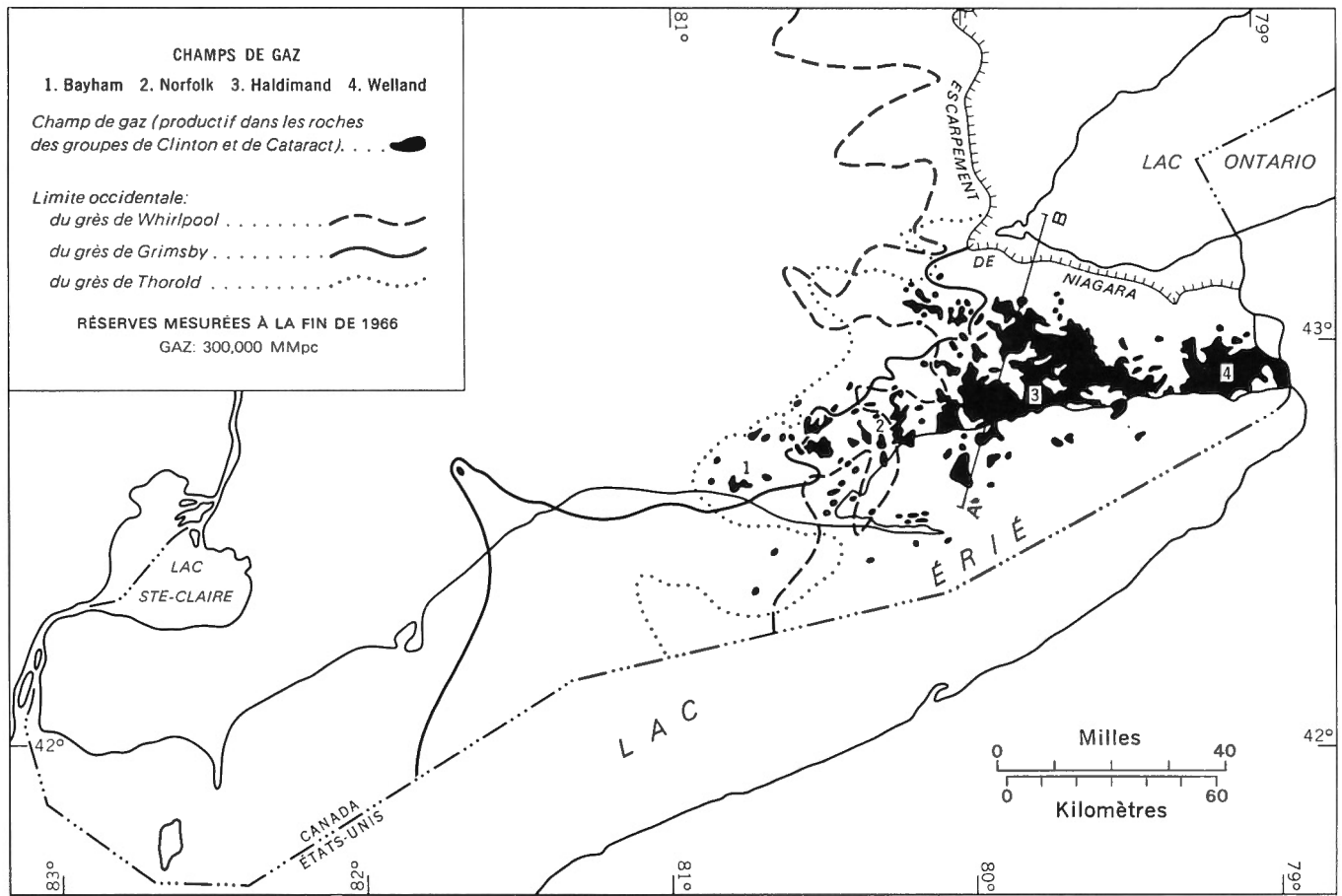
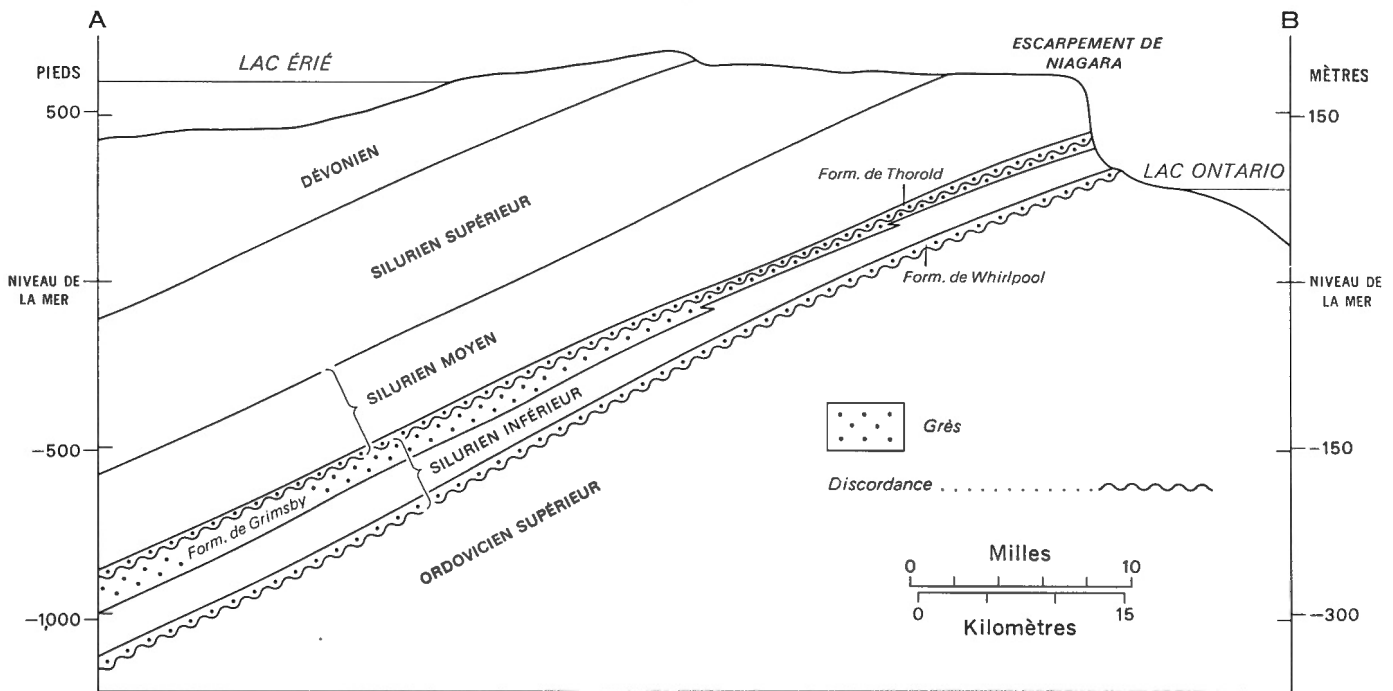


FIGURE VII-28. Récif de Dawn n° 156 du Silurien, dans le sud-ouest de l'Ontario (B.V. Sanford). a) Courbes de niveau sur le sommet de la formation de Guelph. b) Coupe transversale suivant la ligne A-B.



(a)

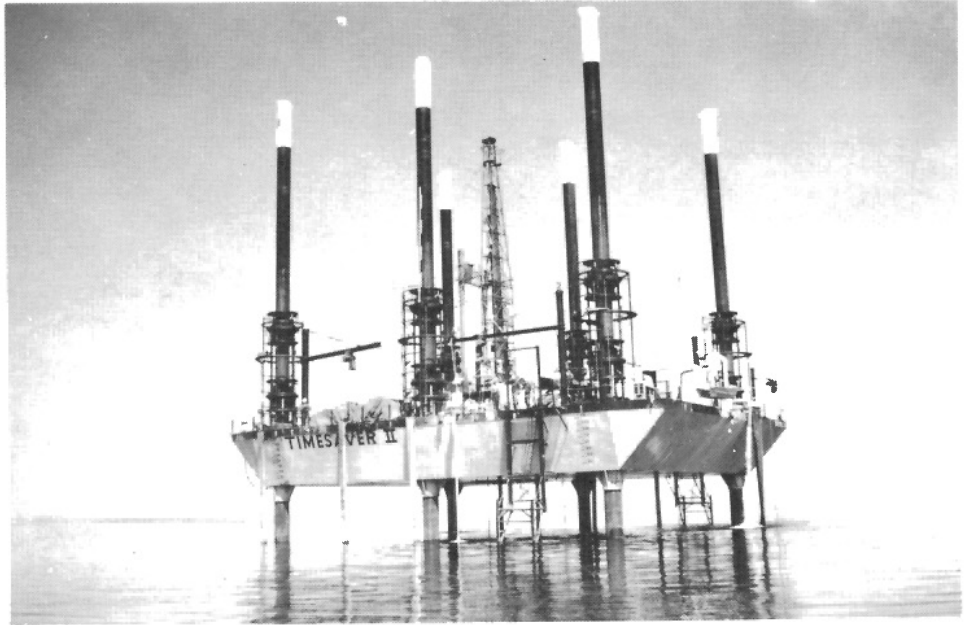


(b)

FIGURE VII-29. Champs de gaz des groupes de Clinton et de Cataract du Silurien (B. V. Sanford). a) Répartition des champs et limites des grès productifs. b) Coupe transversale suivant la ligne A-B.

PLANCHE VII-7

Ponton de forage *Timesaver II* en place dans l'est du lac Ontario (prolongement sous-marin du champ de gaz Haldimand du Silurien). Les six vérins hydrauliques soulèvent le ponton au-dessus du niveau des vagues pour servir de plate-forme de forage.



se trouvent extrêmement réduites. Ces champs ont fourni 3,977,142 Mpc de gaz en 1966, ce qui représente 26 p. 100 de la production globale de l'Ontario.

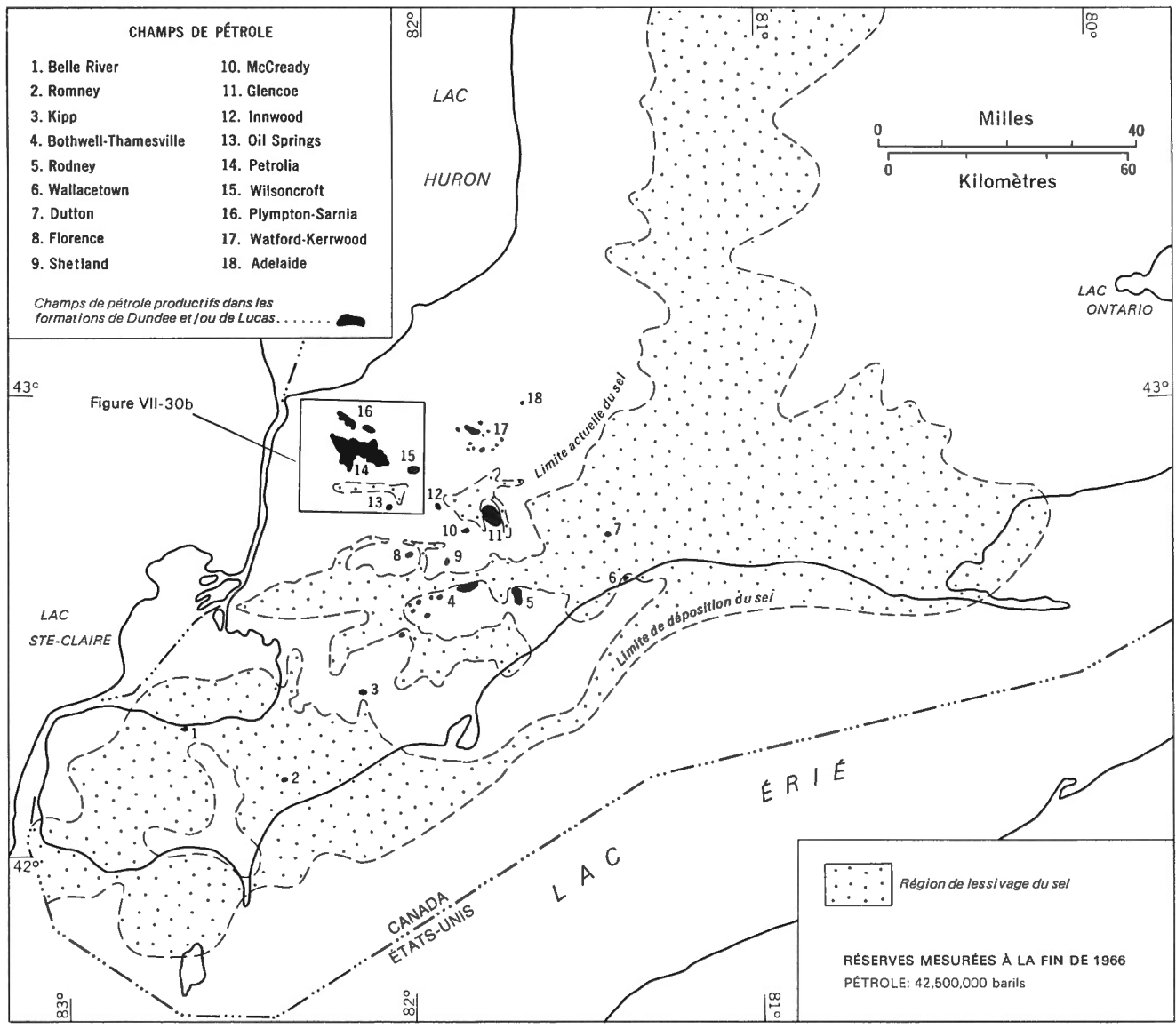
Champs de pétrole du Dévonien

La répartition des champs pétrolifères du Dévonien moyen en Ontario se trouve limitée à une région d'environ 1,000 milles carrés, s'étendant de l'extrémité sud du lac Huron au lac Érié (fig. VII-30). Les 18 champs principaux découverts jusqu'à maintenant ont une capacité totale de 42.5 millions de barils de pétrole d'une densité de 33° API. L'accumulation est limitée à des dômes dans lesquels les roches réservoirs des formations de Dundee et de Lucas ont été dolomitisées et déformées à certains endroits par suite de la dissolution et de l'élimination des sels de la formation de Salina sous-jacents du Silurien supérieur. Les dômes sous-jacents de la région de Petrolia (comté de Lambton) constituent de bons exemples de lessivage de sel du post-Dévonien. Dans cette région, l'inclinaison régionale vers le nord-ouest des roches carbonatées du Dévonien moyen s'est trouvée inversée, par suite de l'effondrement dû à l'action de la solution, le long des bordures sud et est du champ, ce qui a provoqué une fermeture structurale. Les champs Petrolia et Oil Springs ont produit sans interruption depuis leur découverte et ont fourni plus de la moitié du pétrole extrait à ce jour en Ontario. Le volume extrait de ces champs et du champ Rodney, découvert plus récemment, a atteint 606,242 barils de pétrole en 1966, ce qui correspond à 45 p. 100 de la production annuelle totale de l'année.

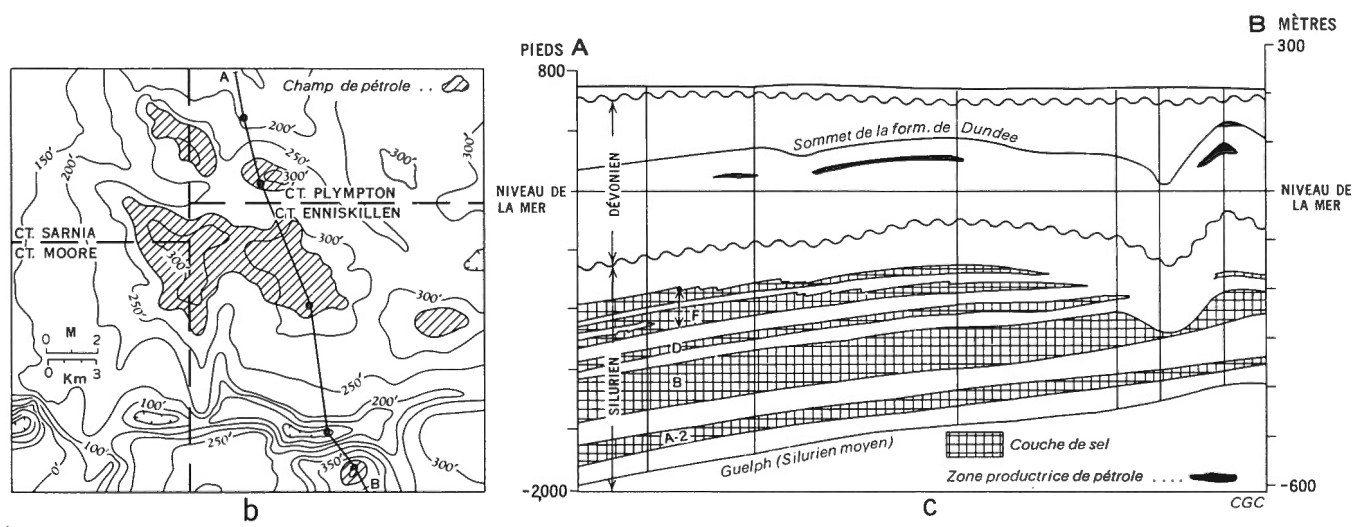
Bassins sédimentaires du Québec

Bassin de Québec et baie d'Ottawa

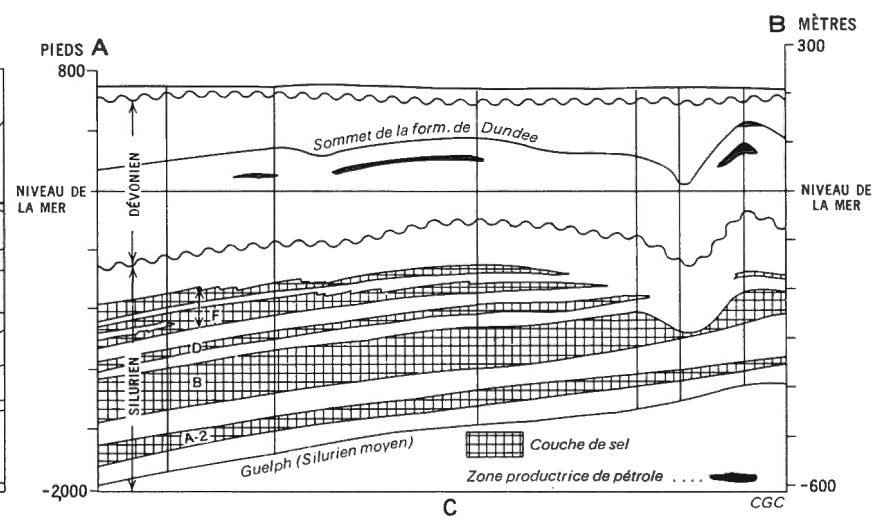
Environ 185 puits d'exploration ont été forés dans des localités très éloignées les unes des autres de la baie d'Ottawa et du bassin de Québec; aucun d'eux ne renferme des quantités commerciales de pétrole ou de gaz naturel. Des 20 puits forés dans la baie d'Ottawa, quatre ont abouti aux roches du complexe de base et dix ont seulement servi à vérifier les groupes de Trenton et de Black River. Des indices de gaz naturel ont été relevés à divers points de la colonne stratigraphique, particulièrement dans le groupe de Trenton et dans les schistes argileux marins sus-jacents des formations de Billings et de Carlsbad. On a aussi relevé des indices de gaz dans des dépôts meubles d'une région à schistes bitumineux sous-jacents. Dans le bassin de Québec, plus de 100 forages ont excédé 750 pieds, mais 12 seulement ont atteint le complexe de base. Nombre de forages en profondeur s'échelonnent le long du fleuve Saint-Laurent et, jusqu'à maintenant, aucun d'eux n'a atteint le complexe de base dans les parties les plus profondes de ce bassin. On a relevé des indices de pétrole et de gaz naturel dans les grès de Potsdam du Cambrien supérieur, dans les roches carbonatées de Beekmantown, de Trenton, et de Black River de l'Ordovicien et dans les grès interstratifiés dans les schistes marins de l'Ordovicien supérieur. Plusieurs forages à faible profondeur pour la prospection d'eau ont provoqué des fuites de gaz assez importantes. On trouve couramment le gaz le long de la zone de contact entre les dépôts meubles de surface et la surface supérieure de la roche en place, généralement des schistes argileux des



a



b



c

FIGURE VII-30. Champs de pétrole du Dévonien dans le sud-ouest de l'Ontario (B. V. Sanford). a) Répartition des champs par rapport aux zones où le sel du Silurien a été dissous. b) Courbes de niveau sur le sommet de la formation de Dundee du Dévonien moyen, dans les champs Oil Springs et Petrolia. c) Coupe transversale suivant la ligne A-B.

formations d'Utica et de Nicolet River, et dans les couches poreuses de sable dans l'argile marine.

Bassin d'Anticosti

Dès 1812, des indices de pétrole étaient décelés sur la côte occidentale de Terre-Neuve, aux environs de l'étang Parsons et de l'inlet St-Paul et sur la presqu'île Port-au-Port. On y a foré environ 40 puits depuis 1867 à des profondeurs variant de 300 à 4,000 pieds. La production indiquée oscillait entre un et six barils de pétrole d'une densité de 33° API. Les réservoirs des puits de Port-au-Port s'étendaient dans du calcaire poreux lardé de schistes argileux aux plis complexes du groupe d'Humber Arm de l'Ordovicien inférieur. Les strates pétrolières de l'étang Parsons et de l'inlet St-Paul étaient des dolomies à fort pendage du groupe de St. George de l'Ordovicien inférieur.

Depuis 1963, on a foré cinq trous d'études stratigraphiques sur l'île d'Anticosti, à des profondeurs variant de 3,239 à 6,146 pieds. Tous étaient situés dans la région nord-ouest de l'île et tous, sauf un, ont atteint les roches cristallines du socle précambrien. Un puits foré dans les dolomies de la formation de Romaine de l'Ordovicien inférieur a révélé des indices de pétrole et de gaz.

Dépression de Gaspé

Depuis longtemps, la péninsule de Gaspé a retenu l'attention comme zone de potentiel pétrolier. Des traces de pétrole étaient relevées dès 1836 et, entre 1860 et 1966, environ 85 puits étaient forés. De plusieurs de ces puits, on a extrait de faibles quantités de pétrole de densité variant entre 20° et 47° API; toutefois, aucune production d'importance commerciale n'a été obtenue. Les roches réservoirs à potentiel sont les récifs biohermes du Silurien, les calcaires et les grès du Dévonien inférieur et moyen. Ces strates, plissées au cours de l'orogénèse de l'Acadien, reposent sur un complexe de base sédimentaire métamorphisé et plissé de l'Ordovicien et du Cambrien qui a été déformé surtout lors de l'orogénèse du Taconique.

Champs de pétrole et de gaz du Nouveau-Brunswick

Le champ de pétrole et de gaz Stony Creek, près de Moncton, est le seul champ de production commerciale dans la région des Appalaches du Canada. Sa découverte remonte à 1909 et, à la fin de 1966, il avait fourni 697,251 barils de pétrole d'une densité de 42° à 57° API et 26,038,162 Mpc de gaz. En 1966, la production a atteint 6,836 barils de pétrole et 97,403 Mpc de gaz. Les réserves gisent dans la formation d'Albert du début du Mississippien (fig. VII-31). Les roches réservoirs sont des grès interstratifiés avec des schistes argileux gris,

gris-vert et noirs, des schistes bitumineux ou calcaires, et un peu de siltstone et de calcaire. Le grès se présente en zones dont le nombre varie de puits à puits et atteignent 30 au maximum. Les zones se présentent en groupes séparés par 50 à 350 pieds de schiste généralement non bitumineux. On y trouve six groupes; toutefois, la plus grande partie de la production provient des quatre groupes inférieurs. Le champ s'étend sur un monoclin à faible inclinaison, sur le flanc nord d'un synclinal, et a une superficie connue d'environ 1,600 acres. Des 145 puits forés, 115 d'entre eux ont donné de bons résultats. Bien que la production initiale quotidienne de gaz ait atteint 5 Mpc, celle de pétrole, plutôt faible, atteignait en moyenne moins de trois barils par jour.

La formation d'Albert renferme des schistes bitumineux à Rosevale et Albert Mines, dans le comté d'Albert, et au village Taylor, dans le comté de Westmorland. Des forages au diamant étaient exécutés en 1942 et plus de 3,000 analyses ont porté sur la teneur en pétrole du schiste. Les résultats obtenus à Albert Mines ont été les plus favorables. Les essais ont révélé que ces schistes bitumineux ont une teneur moyenne de 10.6 gallons de pétrole par tonne, à une profondeur de 400 pieds. La formation d'Albert renferme aussi, à certains endroits, de l'albertite, hydrocarbure solide. Le gisement le plus important à Albert Mines était découvert en 1851 et son exploitation a duré environ 15 ans. A l'origine, on croyait qu'il s'agissait de houille, mais par la suite, on a constaté que le matériau se présentait sous forme de filon faisant intrusion dans une fracture transversale à la stratification des schistes argileux environnants. Le filon a une direction irrégulière, un fort pendage et une largeur variable d'un maximum de 28 pieds, avec une moyenne de 8 pieds. Le filon, retracé jusqu'à 1,400 pieds en profondeur, s'étend sur une longueur de 3,000 pieds. Plus de 200,000 tonnes d'albertite ont été expédiées aux États-Unis, où le minerai servait à l'enrichissement du gaz d'éclairage; on obtenait 14,500 pieds cubes de gaz par tonne d'albertite.

Houille

La houille constitue depuis longtemps l'une des substances minérales les plus importantes de la région des Appalaches. L'exploitation se poursuit depuis 180 ans et le volume extrait totalise 482 millions de tonnes (fig. VII-32). Bien que la production de houille ait diminué considérablement au cours des 25 dernières années, elle a atteint 4,752,849 tonnes en 1966, d'une valeur de \$59,411,101 (tabl. VII-1). La production en Nouvelle-Écosse a décliné d'un maximum de 7,735,783 tonnes obtenu en 1940 à 4,391,832 tonnes en 1959; depuis, le volume extrait demeure aux environs de ce chiffre. Au cours des années de pointe, l'exploitation était pratiquée sur une grande échelle dans sept bassins houillers de la Nouvelle-Écosse, dont celui de Sydney, le plus important,

fournissait 76 p. 100 de la production. Toutefois, en 1966, ce bassin a fourni 88 p. 100 de la production globale, par suite de la diminution de l'ampleur des opérations minières dans les six autres bassins. D'autre part, la production provenant du seul bassin houiller productif du Nouveau-Brunswick a presque doublé depuis 1940, c'est-à-dire qu'elle est passée de 530,468 tonnes à 1,003,362 tonnes en 1964, mais elle est descendue à 898,315 tonnes en 1966. Au cours des dix dernières années, la production de houille dans les Appalaches a, en règle générale, représenté environ 45 p. 100 de la production globale annuelle au Canada. La houille est du Pennsylvanien; elle est grasse du type A ou charbon à gaz, et du type C ou charbon flambant sec. Seul le bassin houiller de Pictou renferme de la houille grasse du type B ou charbon flambant à gaz. La houille sert à la fabrication

du coke et du gaz utilisés en métallurgie, et à la production de vapeur d'eau dans les usines; elle sert aussi au chauffage domestique et à la production d'énergie thermique. Environ la moitié de la production annuelle est utilisée dans les provinces Maritimes et le reste est expédié au Québec et en Ontario. Les bassins houillers de Sydney (île du Cap-Breton) et de Minto (N.-B.) sont les plus importants producteurs. Les bassins de Pictou et de Springhill (N.-É.) sont deux autres importants bassins houillers, mais leur production a beaucoup diminué depuis 1956.

Bassins houillers du groupe de Riversdale

Les premières couches de houille à être exploitées appartiennent au groupe de Riversdale et sont du West-phalien A. On les trouve dans le bassin houiller de St.

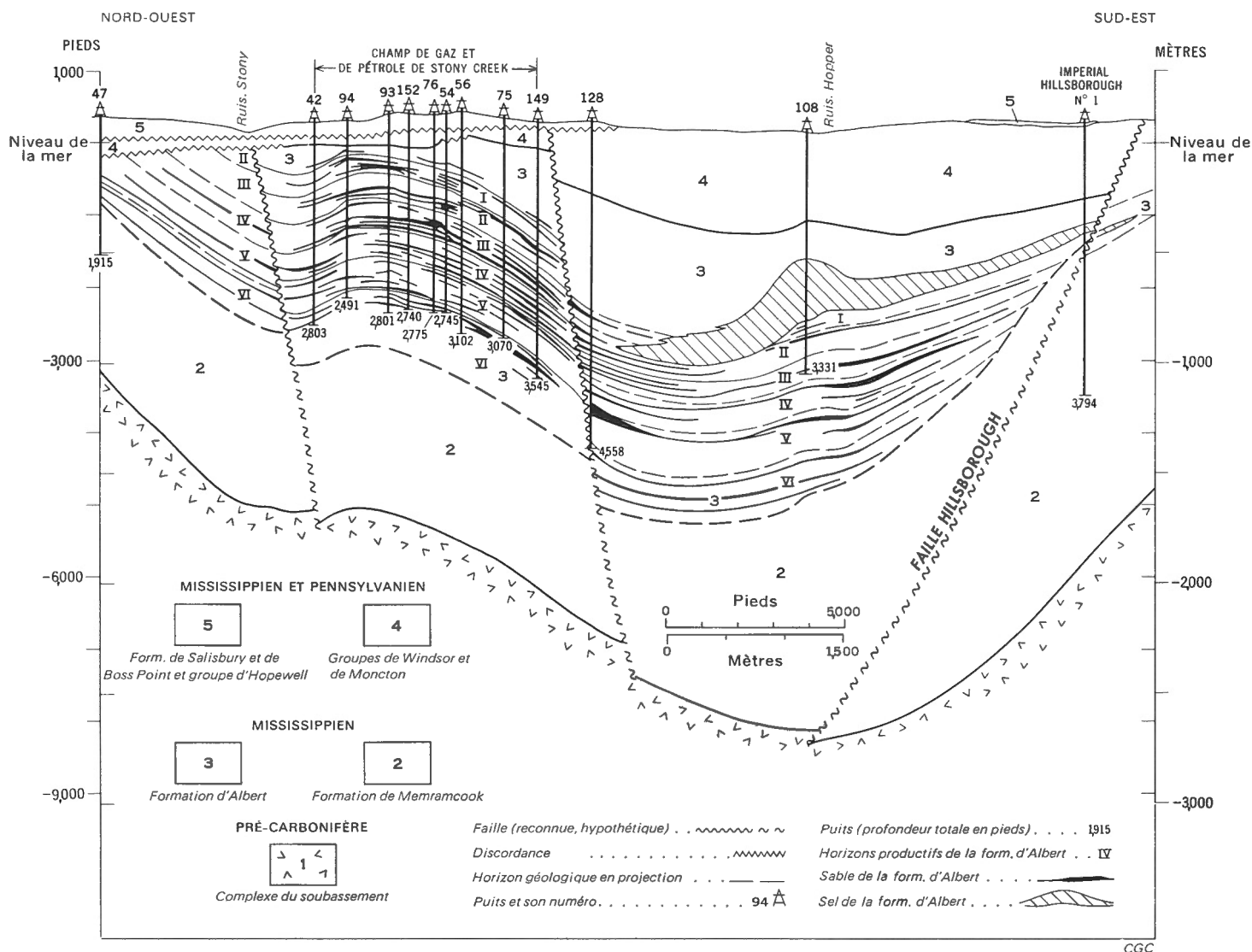
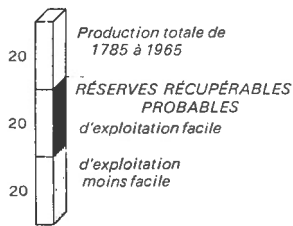


FIGURE VII-31. Coupe transversale du champ de pétrole et de gaz Stony Creek, du bassin de Moncton (N.-B.) (R. D. Howie).

EN MILLIONS DE TONNES COURTES



ÂGE DES CHARBONS EXPLOITÉS

- Groupe de Pictou P
- Groupe de Cumberland C
- Groupe de Riversdale R
- Bassin houiller MINTO

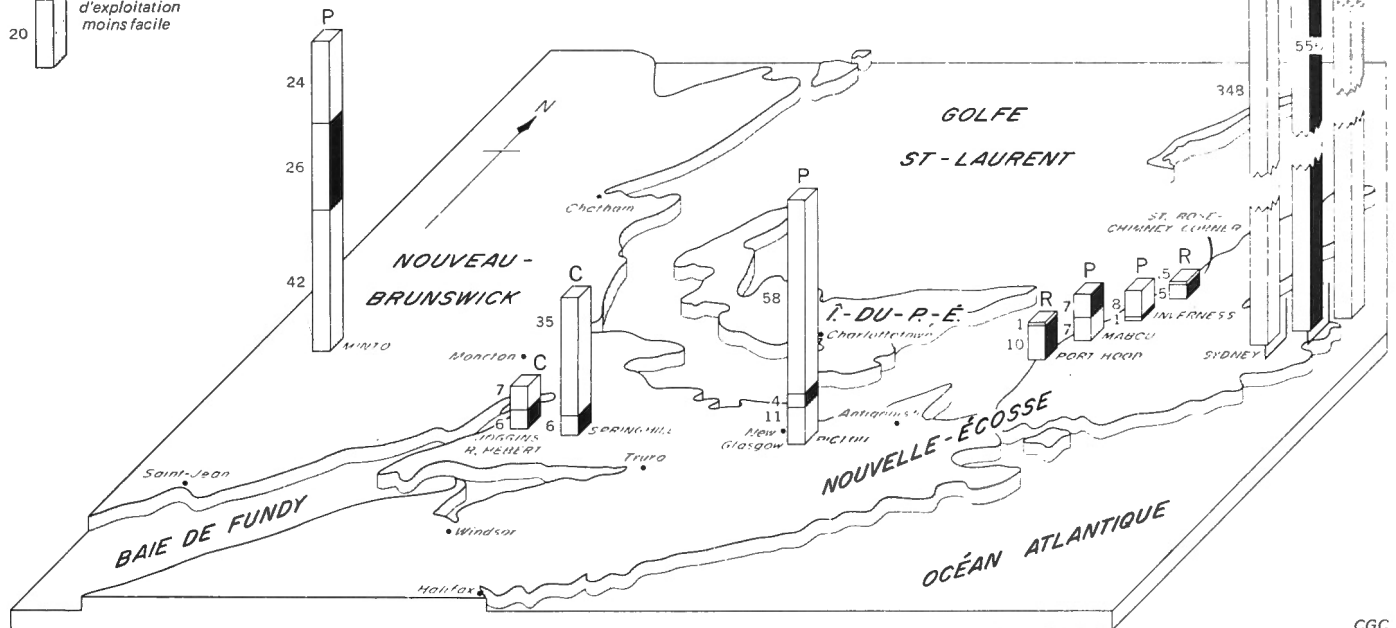


FIGURE VII-32. Emplacement, production et réserves récupérables des bassins houillers du Sud-Est du Canada (P. A. Hacquebard).

George dans le sud-ouest de Terre-Neuve et dans les bassins houillers de St. Rose—Chimney Corner et de Port Hood, en Nouvelle-Écosse.

Le bassin de *St. George* a la forme d'une soucoupe de petite superficie d'un diamètre d'environ 10 milles. La section houillère a une épaisseur de 2,200 pieds et contient quatre couches. Les couches, dont l'épaisseur ne dépasse pas quatre pieds, contiennent des impuretés et renferment des entre-deux de schistes argileux. Les strates, extrêmement faillées, ont donné des couches tronquées, fortement inclinées à houille broyée. Ce bassin demeure inexploité.

Aux environs de *Chimney Corner*, sur la côte ouest de l'île du Cap-Breton, deux couches, d'une valeur économique possible, reposent près du sommet d'un niveau houiller de 500 pieds d'épaisseur du groupe de Riversdale. Les couches, de 3 à 3½ pieds d'épaisseur seulement à l'affleurement, sont fortement inclinées vers la mer et leurs réserves se trouvent en majorité confinées à une région sous-marine. On les a peu exploitées.

Le champ *St. Rose*, à 2 milles au sud du champ *Chimney Corner*, est formé des mêmes couches; toutefois, un petit bloc rejeté vers le bas le long de failles sépare les deux champs. Les couches, de cinq à huit pieds d'épaisseur, occupent un bassin entièrement sur terre d'un mille sur deux seulement. Depuis 1950, se

poursuit une exploitation restreinte, mais efficace, d'une couche de huit pieds.

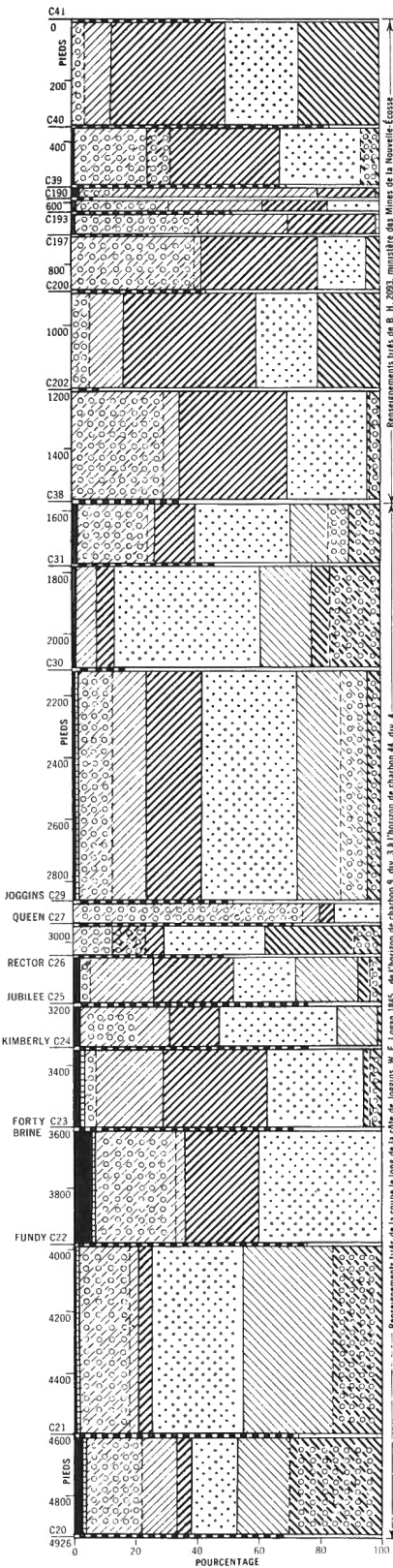
Le bassin houiller aux réserves exploitables les plus vastes du groupe de Riversdale se trouve à *Port Hood*, sur la côte ouest de l'île du Cap-Breton. Un synclinal, à direction parallèle à la côte sur environ 5 milles, renferme des couches de charbon sur une section de 2,000 pieds d'épaisseur. Deux couches rentables, de 6 et de 3½ pieds d'épaisseur, se trouvent sous-jacentes à 400 pieds de terrains houillers recouverts par les eaux du port de *Port Hood*. Seule une exploitation de faible envergure a été entreprise à ce jour sur la couche «Six-Foot» ou «Main».

Bassins houillers du groupe de Cumberland

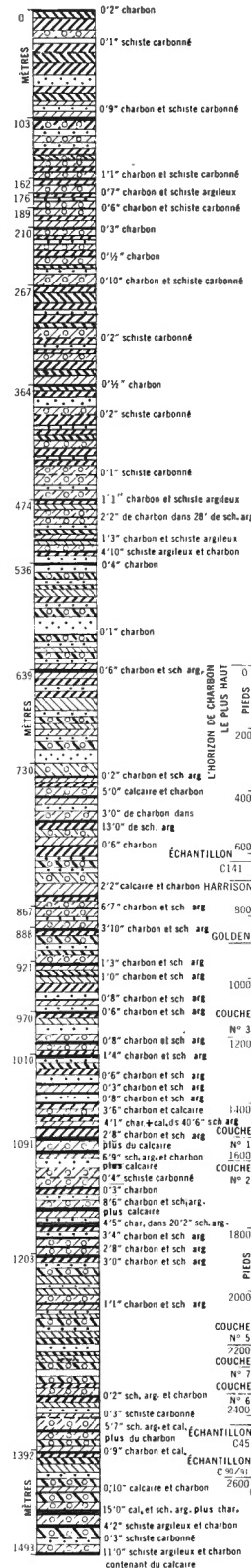
Les terrains houillers productifs du groupe de Cumberland sont du Westphalien B. Ils s'étendent dans la partie septentrionale du bassin de Cumberland de la Nouvelle-Écosse et sont exploités dans les bassins houillers de *Joggins*, *River Hébert* et *Springhill*.

Près de *Joggins*, dans les falaises le long de la côte de la baie de Fundy, dans 5,000 pieds de terrains houillers, affleurent au moins 65 couches de houille distinctes (fig. VII-33). Sir William Logan a décrit cette section en 1845 et a fait ressortir le phénomène de sédimentation

COUPE DE JOGGINS

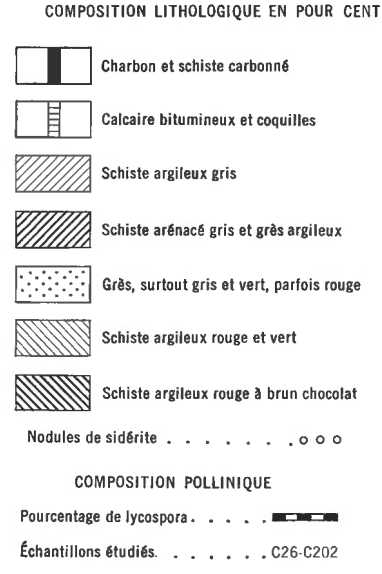


TOIT DU FACIÈS 4

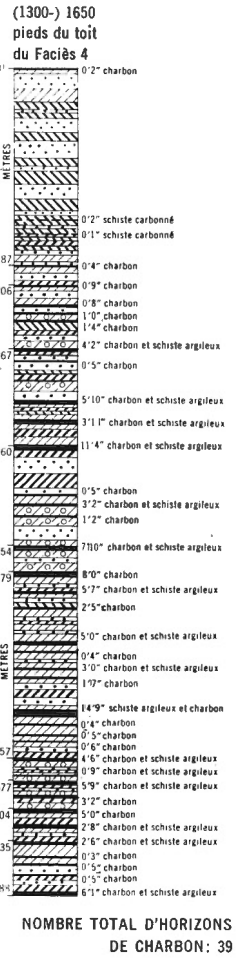
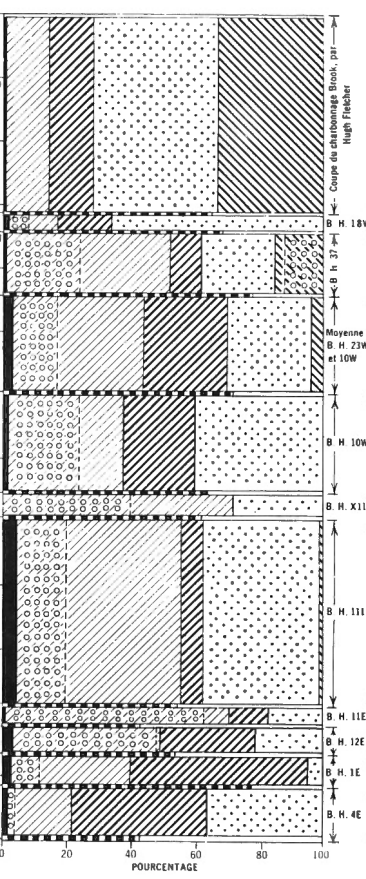


NOMBRE TOTAL D'HORIZONS DE CHARBON: 65

LÉGENDE



COUPE DE SPRINGHILL



NOMBRE TOTAL D'HORIZONS DE CHARBON: 39

FIGURE VII-33. Répartition des spores de lycodiales dans plusieurs couches houillères; lithologie et stratigraphie des sections houillères à Joggins et à Springhill (N.-É.) (Hacquebard et Donaldson, 1964).

cyclique si apparent dans ces roches. Les couches de houille sont minces; seules cinq d'entre elles ont une épaisseur suffisante pour être exploitables; la plupart ont une moyenne de trois pieds ou moins. A l'intérieur des terres, on a suivi ces couches sur environ 19 milles, mais elles diminuent en nombre et en qualité. A *River Hébert*, seules quatre demeurent et deux affleurent à Maccan et à Chignecto. Au cours des 120 dernières années, toutes les couches de ce district ont été exploitées à des moments différents, en particulier dans la région de Joggins, où l'on a exploité toute la houille facilement accessible. En 1962, presque toutes les exploitations minières ont interrompu leurs travaux, à l'exception d'une petite mine encore en production à *River Hébert*.

Le bassin houiller de *Springhill* se trouve sur le flanc méridional du synclinal qui le sépare de la région houillère de Joggins-Chignecto. Toutefois, l'on ne connaît pas encore exactement la position stratigraphique précise des couches de houille des deux champs. A la suite de récentes études de corrélations faites à partir de spores de fossiles végétaux, on croit que ces couches de houille sont contemporaines, même si individuellement les couches ne correspondent pas (fig. VII-33). A *Springhill*, la section houillère a une épaisseur de 2,600 pieds et renferme 39 couches de houille dont cinq ont une épaisseur rentable oscillant entre 4½ pieds et 10 pieds dans la zone de houille de bonne qualité. Cette zone est confinée au centre du champ et s'étend vers l'ouest à partir de l'affleurement. Les couches diminuent rapidement en qualité le long de leur direction et deviennent inexploitablement vers le nord et le sud. Dans cette région, on extrait de la houille depuis 1870; la production annuelle a atteint un maximum de 733,329 tonnes en 1942. La plus productrice a été la mine n° 2 qui est l'une des mines de houille les plus profondes du monde. Sa profondeur verticale atteint 4,340 pieds. La production a décliné rapidement en 1957 et en 1958, lorsqu'à la suite d'explosions désastreuses on a arrêté toute opération aux deux dernières mines. En 1960, on a ouvert une mine de faible importance dans une partie encore inexploitée du champ. Dans cette partie, les réserves atteignaient seulement quelques millions de tonnes. D'importantes réserves existent dans la région de la houille de bonne qualité, mais les gîtes se trouvent à une profondeur telle que l'extraction en serait dangereuse, à cause des explosions ou des coups de charge. Dans les mines maintenant abandonnées, les coups de charge se produisaient à toute profondeur supérieure à 1,000 pieds et leur ampleur croissait proportionnellement à l'augmentation de l'épaisseur des terrains de couverture.

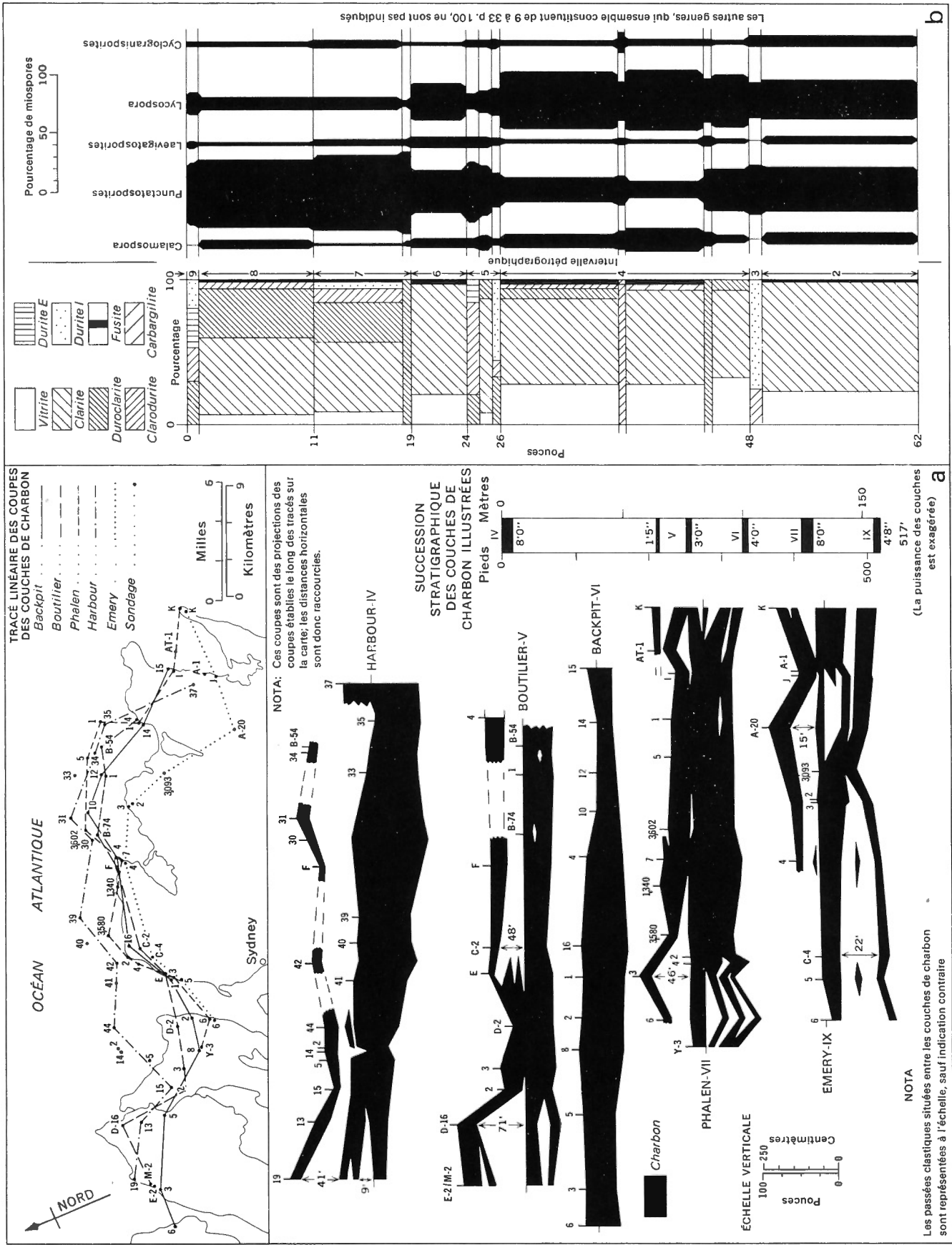
Bassins houillers du groupe de Pictou

Les houillères productives les plus récentes de la région des Appalaches appartiennent au groupe de Pictou et sont du Westphalien C et D. On les trouve dans les

bassins de Sydney, Inverness et Mabou dans l'île du Cap-Breton, dans les bassins de Pictou en Nouvelle-Écosse et dans ceux de Minto au Nouveau-Brunswick.

Le bassin houiller de *Sydney* est une basse-terre étroite s'étendant sur 31 milles le long de la côte de l'Atlantique. Il englobe des terrains d'une superficie d'environ 200 milles carrés et une vaste région sous-marine partiellement en exploitation. La superficie de cette région demeure inconnue, mais les travaux d'exploitation en cours s'étendent à environ 4 milles du rivage. La plus grande partie des réserves se trouvent sous la mer et s'élèvent à 1,222 millions de tonnes de houille récupérable, calculées jusqu'à une limite de 5 milles du rivage. Ces réserves représentent 90 p. 100 du total des réserves connues de la région des Appalaches (fig. VII-32). Le groupe de Pictou (Morien) du bassin houiller de Sydney atteint une épaisseur maximale d'environ 6,450 pieds et renferme, dans la moitié supérieure de la section, environ 12 couches exploitables. Les couches, d'une épaisseur de 4 à 7½ pieds, se présentent en de larges plis ouverts, orientés nord-est ou est, et plongeant faiblement vers la mer. Le pendage varie généralement de 4 à 15 degrés et n'entraîne pas de sérieuses difficultés lors de l'exploitation. On extrait de la houille de ce champ depuis 1720 lorsqu'il était exploité par les Français au cours de la construction de la forteresse de Louisbourg. Exploité sur une grande échelle depuis 140 ans, le gisement a fourni un maximum de 5,875,038 tonnes en 1940.

Le dépôt des couches de houille et des sédiments fluviaux et fluvio-lacustres associés du bassin houiller de Sydney s'est effectué sur un fond de vallée ou sur une plaine d'inondation (fig. VII-34). De la houille autochtone en lits normaux s'est formée où la végétation de vastes tourbières a été enterrée. Dans ces couches demeurent des restes végétaux conservés de façon exceptionnelle (pl. VII-8a). Les couches de houille reposent toutes sur des couches d'argile à *Stigmaria* et s'étendent sur de grandes distances avec une petite variation dans leur épaisseur. Le dédoublement et la digitation des couches de houille sont dus à ce qu'elles sont interstratifiées à des roches clastiques qui se sont formées dans un milieu où des tourbières alternaient avec des milieux fluviaux. La figure VII-34a montre la répartition très étendue de cinq couches successives et leur disparition par suite du dédoublement et de l'amincissement en biseau de chaque couche individuelle. Les variations de la nappe phréatique ont aussi affecté le genre de tourbe qui s'est formée parce qu'elles ont exercé une influence sur la végétation et son mode de conservation. Ceci est évident maintenant dans les variations verticales de la composition des roches et de la répartition des spores de chaque couche (fig. VII-34b). La présence de minces couches de durain (houille mate) que l'on peut tracer sur de longues distances est considérée comme un trait caractéristique de couches de houille déposées sur une plaine d'inondation de vallée.

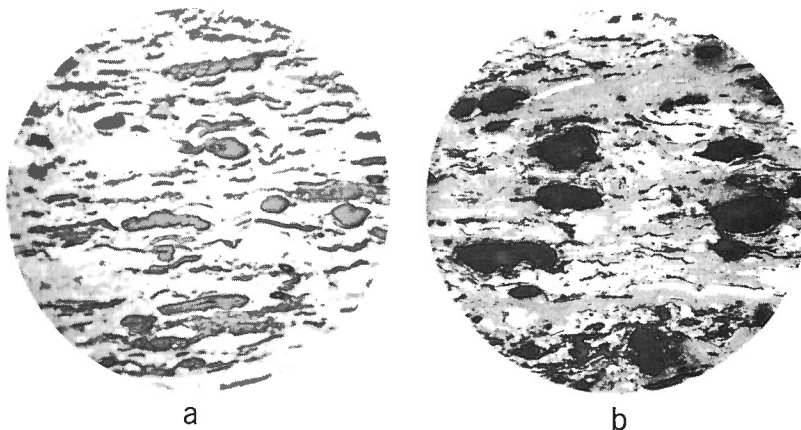


CGC

FIGURE VII-34. Plaine d'inondation de vallée comme milieu de mise en place de la houille (P. A. Hacquebard). a) Coupes transversales de cinq couches de houille successives du bassin houiller de Sydney. b) Profil pétrographique typique d'une couche de houille du bassin houiller de Sydney.

PLANCHE VII-8

Microphotographies de houille du Carbonifère. a) Spores végétales bien conservées (corps allongés, gris foncé), dans de la houille autochtone du bassin houiller de Sydney. (Section polie coupée perpendiculairement au plan de la stratification; grossissement: $\times 300$; objectif sans immersion.) b) Spores végétales mal conservées (formes linéaires minces, gris foncé) et grains de quartz détritiques (zones ovales noires) dans de la houille hypautochtone du bassin houiller de Pictou. (Section polie coupée perpendiculairement au plan de la stratification; grossissement: $\times 215$; objectif avec immersion.)



La houille des mines d'*Inverness* et de *Mabou* appartient à deux zones successives du groupe de Pictou; celle des mines de Mabou fait partie de la zone la plus ancienne. Dans les deux champs, les couches de houille occupent de petites surfaces de la terre ferme, mais elles se prolongent sous les eaux du golfe Saint-Laurent. Les régions sous-marines peuvent être continues et appartenir à un seul grand bassin houiller qui s'étend sur environ 13 milles le long de la côte. La section d'*Inverness* mesure 2,400 pieds à l'affleurement et renferme quatre couches rentables de 3 à 13 pieds d'épaisseur; la plus grande partie des réserves récupérables se trouvent épuisées. Seule une couche peu exploitée renferme une petite réserve. En 1961, on a interrompu presque entièrement l'exploitation minière. Le record annuel de production était atteint en 1936 avec 154,628 tonnes. La section connue des mines de Mabou a une épaisseur de 1,200 pieds et renferme six couches de charbon de 3 à 15 pieds. On y trouve aussi cinq couches de 3½ pieds à 11 pieds qui s'étendent dans un bloc faillé sous-jacent à la section connue. La partie de terre ferme de ce champ n'est que le dixième d'un mille carré, mais d'importantes réserves peuvent exister au large des côtes à cause du grand nombre de couches présentes. Seules deux couches sont connues d'accès facile dans cette région. Les zones d'exploitation de l'une d'elles ont été inondées en 1909 après l'extraction d'environ 60,000 tonnes de houille seulement, alors que de nombreux travaux d'exploration et de mise en valeur avaient été exécutés. Des travaux de faible envergure ont été effectués par intermittence sur l'autre couche de 15 pieds d'épaisseur qui constitue la réserve accessible la plus importante du champ.

Le bassin houiller de *Pictou* couvre une région d'environ 3 milles sur 10 milles, près de New Glasgow (N.-É.) et, par rapport à sa superficie, ce champ a été le plus exploité des champs houillers au Canada. Le volume d'extraction a atteint, sur une période d'environ 150 ans, environ 58 millions de tonnes. Une production annuelle maximum de 828,368 tonnes était obtenue en

1940. Depuis 1956, la production a considérablement diminué du fait que ce champ arrive à son dernier stade de production par suite de l'épuisement du gisement. Structuralement, le champ de Pictou est confiné à un graben limité par des failles de vaste déplacement. À l'intérieur de ce bloc faillé, les couches de houille reposent dans un certain nombre de plis ouverts et deviennent graduellement plus récentes de l'ouest vers l'est. Leur épaisseur globale dépasse probablement 8,500 pieds. La section compte jusqu'à 45 couches de houille, dont 11 ont été exploitées dans trois districts distincts. Leur épaisseur varie de 3 à 44 pieds.

Le champ houiller de Pictou constitue un excellent exemple de dépôt de houille dans un bassin lacustre étroit situé entre des montagnes. On trouve dans ce bassin, dans une position centrale, des roches clastiques à grains fins tels que des schistes argileux noirs. Ces schistes contiennent des débris organiques finement dispersés. Ils sont bordés par des zones de schistes argileux gris qui sont en retour bordés par des sédiments arénacés. Les couches de houille révèlent une configuration semblable; on trouve de la houille épurée à faible teneur en cendres au centre et de la houille grossière à forte teneur en cendres à la périphérie. Les couches atteignent une très grande épaisseur, mais elles sont d'étendue limitée. Elles se terminent en passant latéralement en du schiste argileux. La transition est graduelle et passe par de la houille argileuse et du schiste houiller (fig. VII-35a). Ce genre de changement de faciès est caractéristique d'un milieu limnique de dépôts de houille et est diamétralement opposé aux formes, telles que le dédoublement et la digitation, qui caractérisent les dépôts d'une plaine d'inondation de vallée. La houille de Pictou a probablement été transportée à cet endroit, mais la matière végétale avait vraisemblablement pour origine la région du lac en général où elle poussait et non la région extérieure au bassin lacustre. La houille est du type hypautochtone. Elle renferme en général des corps végétaux mal conservés,

souvent associés à des substances minérales détritiques (pl. VII-8b). Elle est micro-rubanée et, exception faite des variations marquées dans la matière minérale, elle est d'une composition pétrographique uniforme du toit au contact inférieur. Il n'y a pas ici de zones distinctes de durain, comme dans la houille de Sydney. Le mode de conservation de la matière végétale a été le même durant toute la durée de la tourbière, ce qui signifie qu'il y a eu peu de changement dans le niveau de la nappe phréatique. La constance remarquable des florules de spores des gradins successifs d'une même couche prouve que les conditions écologiques sont demeurées les mêmes (fig. VII-35b).

Le bassin houiller de *Minto* au Nouveau-Brunswick occupe une zone d'environ 20 milles de long et 8 milles

de large. On y trouve deux niveaux renfermant des couches de houille; seul le niveau inférieur, d'une épaisseur de 100 pieds, renferme une couche productive. L'épaisseur exploitable de cette couche varie entre 12 et 36 pouces, d'une moyenne d'environ 18 pouces. La couche est plus épaisse dans la partie sud-ouest du bassin; elle s'amincit dans les parties nord et est. Elle se trouve à une profondeur relativement faible sur la grande partie du bassin et est à peu près horizontale. Environ 85 p. 100 de la production actuelle extraite à ciel ouvert provient d'une couche sise à environ 70 pieds de profondeur. Les autres 15 p. 100 de la production sont extraits par galeries souterraines à 125 pieds de profondeur. Depuis 1955, la production annuelle, demeurée à peu près stable, oscille entre 800,000 et 1 million de tonnes.

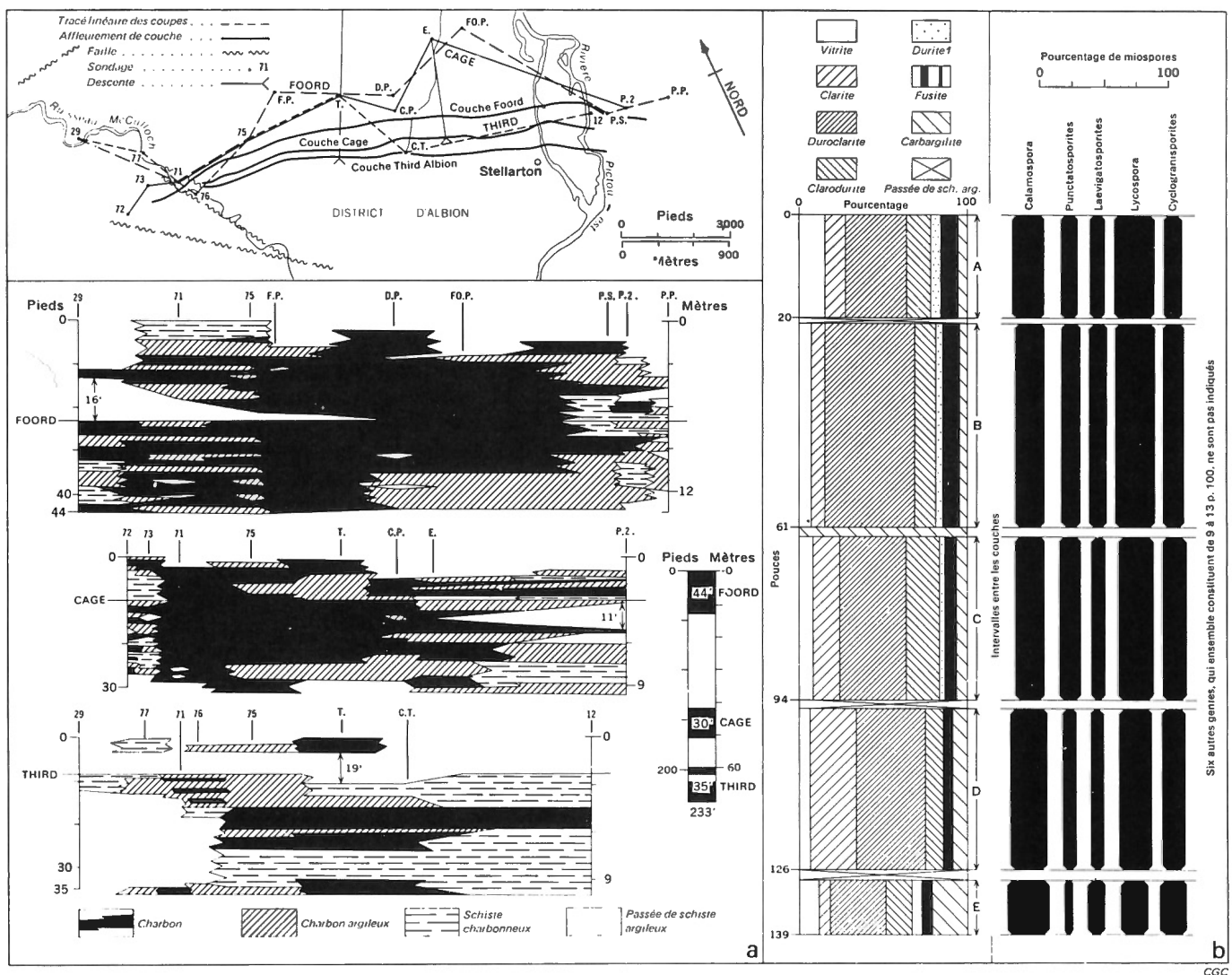


FIGURE VII-35. Milieu limnique de mise en place de la houille (P. A. Hacquebard). a) Coupes transversales de plusieurs couches successives du bassin houiller de Pictou. b) Profil palyno-pétrographique typique d'une couche de houille du bassin houiller de Pictou.

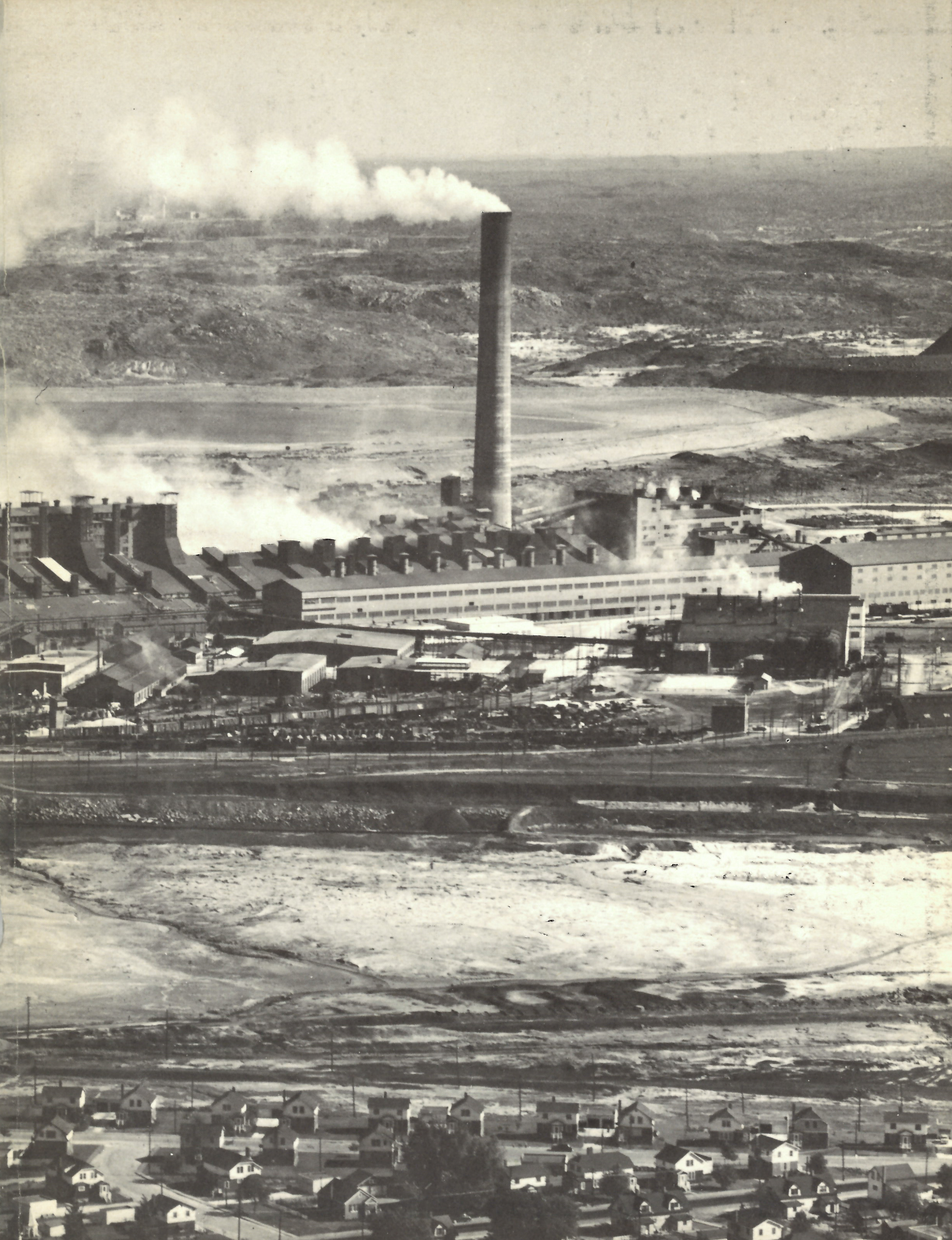
CHOIX D'OUVRAGES À CONSULTER

GÉNÉRALITÉS

- Abbott, D.
1965: The occurrence of economic minerals, rocks and fuels in New Brunswick—industrial and non-metallic, part A; metallic, Part B; *N. B. Res. Productivity Council, Record 2*.
- Baird, D. M., et Snelgrove, A. K.
1953: Mines and mineral resources of Newfoundland; *Geol. Surv., T.-N.*, Inform. Circ. No. 4 (révisé).
- Béland, J., Marleau, R., Pérusse, J., et Duquette, G.
1962: Metallic mineralization in the Appalachians of southern Québec; *Can. Mining J.*, vol. 83, n° 4, pp. 97–100.
- Convey, J.
1957: The geology of Canadian industrial mineral deposits; *6^e Congrès minier et mét. du Commonwealth, Canada*.
- Dresser, John A., et Denis, J. C.
1949: La géologie de Québec; *min. des Mines, Québec*, R. G. 20, vol. III.
- Fogwill, W. D.
1965: Mines and mineral occurrences map of the Island of Newfoundland; *min. Mines, Agr. et Ress., T.-N.*, Inform. Circ. No. 11.
- Gouge, M. G., et Slater, R.
1966: Metallic mineral occurrences recorded in the Province of Nova Scotia, accompagnée «Mineral Map of Nova Scotia»; *min. Mines, N.-É.*
- Grenier, P.-E., et coll.
1963: Bibliographie annotée sur les minéralisations métalliques dans les Appalaches du Québec; *min. Rich. nat., Québec*, Serv. des gîtes minéraux, Rapp. spéc. S-72.
- Toombs, R. B., et Janes, T. H.
1966: Annuaire des minéraux du Canada, dans «Rapport général, Un siècle de progrès»; *min. Énergie, Mines et Ress., Can.*, Dir. des ress. minérales.
- GÎTES MÉTALLIFÈRES
- Alcock, F. J.
1930: Zinc and lead deposits of Canada; *Comm. géol., Can.*, Sér. géol. écon., n° 8.
- Baird, D. M.
1954: The magnetite and gypsum deposits of the Sheep Brook-Lookout Brook area, Newfoundland; *Comm. géol., Can.*, Bull. 27.
1960: Massive sulphide deposits in Newfoundland; *Trans., Inst. can. mines et mét.*, vol. 53, pp. 39–42.
- Boyle, R. W.
1963: Geology of the barite, gypsum, manganese, and lead-zinc-copper-silver deposits of the Walton-Cheverie area, Nova Scotia; *Comm. géol., Can.*, Étude 62-25.
- Boyle, R. W., et Davies, J. L.
1964: Geology of the Austin Brook and Brunswick No. 6 sulphide deposits, Gloucester county, New Brunswick; *Comm. géol., Can.*, Étude 63-24.
- Boyle, R. W., et Jambor, J. L.
1966: Mineralogy, geochemistry and origin of the Magnet Cove barite-sulphide deposit, Walton, Nova Scotia; *Trans., Inst. can. mines et mét.*, vol. 49, pp. 394–413.
- Cooper, J. R.
1936: Geology of the southern half of the Bay of Islands igneous complex; *Geol. Surv., T.-N.*, Bull. 4.
1937: Geology and mineral deposits of the Hare Bay area; *Geol. Surv., T.-N.*, Bull. 9.
1954: La Poile-Cinq Cerf map-area, Newfoundland; *Comm. géol., Can.*, Mém. 276.
- Davies, J. L., et Smith, R. N.
1966: Geology of the Brunswick No. 6 and No. 12 sulphide deposits: dans Poole, et al., Geology of parts of Atlantic Provinces; *Ass. géol. Can.—Ass. minéral. Can.*, Livre-guide, Halifax (N.-É.), pp. 45–57.
- Deschow, E.
1960: Geology, sulphur isotopes and the origin of the Heath Steele ore deposits, Newcastle, New Brunswick; *Econ. Geol.*, vol. 55, pp. 539–556.
- Douglas, G. V., et coll.
1940: Copper deposits of Newfoundland; *Geol. Surv., T.-N.* Bull. 20.
- Espenshade, G. H.
1937: Geology and mineral deposits of the Pilley's Island area; *Geol. Surv., T.-N.*, Bull. 6.
- Ford, R. E.
1959: Geology of Gaspé Copper Mine; *Inst. can. mines et mét.*, Bull. 52, n° 567, pp. 425–429.
- Fuller, J. O.
1941: Geology and mineral deposits of the Fleur-de-Lys area; *Geol. Surv., T.-N.*, Bull. 15.
- George, P. W.
1937: Geology of lead-zinc-copper deposits at Buchans, Newfoundland; *Am. Inst. Mining Met. Engrs.*, Tech. Publ. No. 816, dans *Mining Technology*, vol. 1, n° 3, pp. 1–23.
- Johnson, Helgi
1954: The strontium deposits of Port au Port Peninsula, Newfoundland; *Comm. géol., Can.*, Bull. 27.
- Johnston, A. G., et McCartney, W. D.
1965: Manganese occurrences in Canada; *Comm. géol., Can.*, Étude 64-37.
- Keating, B. J.
1960: Massive sulphide deposits in Nova Scotia; *Trans., Inst. can. mines et mét.*, vol. 53, pp. 43–49.
- Little, H. W.
1959: Tungsten deposits of Canada; *Comm. géol., Can.*, Sér. géol. écon., n° 17.
- Lyons, J. C.
1957: Wabana iron ore deposits; structural geology of Canadian ore deposits; *6^e Congrès minier et mét. du Commonwealth, Canada*, 1957, symp., *Inst. can. mines et mét.*
- McAllister, A. L.
1960: Massive sulphide deposition in New Brunswick; *Trans., Inst. can. mines et mét.*, vol. 53, n° 574. pp. 88–98.

- McCartney, W. D., et Potter, R. R.
1962: Mineralization as related to structural deformation, igneous activity and sedimentation in folded geosynclines; *Can. Mining J.*, vol. 83, n° 4, pp. 83-87.
- McFarlane, P., et Gates, W. J.
1966: Geology of Heath Steele sulphide deposits; *dans* Poole, et al., Geology of parts of Atlantic Provinces; *Ass. géol. Can.—Ass. minéral. Can.*, Livre-guide, Halifax (N.-É.), pp. 59-62.
- Mulligan, R.
1966: Geology of Canadian tin occurrences; *Comm. géol., Can.*, Étude 64-54.
- Norris, D. K.
1956: Structural conditions at Wabana Iron Mines, Newfoundland, with reference to increased ore recovery; *Comm. géol., Can.*, Topical Rept. No. 5.
- Riordon, P. H.
1957: The asbestos belt of southern Quebec, *dans* The geology of Canadian industrial mineral deposits; 6^e Congrès minier et mét. du Commonwealth, Canada.
- Rose, E. R.
1952: Torbay map-area, Newfoundland; *Comm. géol., Can.*, Mém. 265.
1967: Vanadium occurrences in Canada; *Comm. géol., Can.*, Étude 66-57.
- Rowe, R. B.
1958: Niobium (colombium) deposits of Canada; *Comm. géol., Can.*, Sér. géol. écon., n° 18.
- Roy, S.
1961: Mineralogy and paragenesis of lead-zinc-copper ores of the Bathurst-Newcastle district, New Brunswick; *Comm. géol., Can.*, Bull. 72.
- Smith, C. H.
1958: Bay of Islands igneous complex, western Newfoundland; *Comm. géol., Can.*, Mém. 290.
- Snelgrove, A. K.
1934: Chromite deposits of Newfoundland; *Geol. Surv., T.-N.*, Bull. 1.
- Stevenson, I. M.
1958: Shubenacadie and Kennetcook map-areas, Colchester, Hants and Halifax counties, Nova Scotia; *Comm. géol., Can.*, Mém. 302.
- Stockwell, C. H.
1944: Chromite deposits of the Eastern Townships, Quebec; *Trans., Inst. can. mines et mét.*, vol. 47, pp. 71-86.
- Swanson, E. A., et Brown, R. L.
1962: Geology of Buchans orebodies; *Trans., Inst. can. mines et mét.*, vol. 65, pp. 284-292.
- White, D. E.
1940: The molybdenite deposits of the Rencontre East area, Newfoundland; *Econ. Geol.*, vol. 35, p. 967.
- Williams, H.
1963: Relationship between base metal mineralization and volcanic rocks in northeastern Newfoundland; *Can. Mining J.*, vol. 84, n° 8, pp. 39-42.
- MINÉRAUX INDUSTRIELS
- Allen, C. C., et coll.
1957: The Jeffrey Mine of Canadian Johns-Manville Company Limited; *dans* The geology of Canadian industrial mineral deposits, 6^e Congrès minier et mét. du Commonwealth, Canada, pp. 27-36.
- Baird, D. M.
1959: Development of gypsum deposits in southern Newfoundland; *Trans., Inst. can. mines et mét.*, vol. 62, pp. 257-264.
- Carr, G. F.
1958: The industrial minerals of Newfoundland; *min. Mines et Relevés tech., Can.*, Dir. des mines, n° 855.
- Cooke, H. C.
1937: Régions de Thetford, de Disraeli et de la moitié orientale de Warwick (Québec) *Comm. géol., Can.*, Mém. 211.
- Gouge, M. F.
1938: Limestones of Canada, Part IV; *min. Mines, Ont.*, Dir. des Mines, n° 781.
- Guillet, G. R.
1964: Gypsum in Ontario; *min. Mines, Ont.*, Industrial Mineral Rept. 18.
1966: Principal shale areas of southern Ontario, and the clay products industry dependent on shale; *min. Mines, Ont.*, carte 2131.
- Hamilton, J. B.
1961: Salt in New Brunswick; *min. Terres et Mines, N.-B.*, Dir. des mines, Mineral Resources Rept. 2.
1965: Limestone in New Brunswick; *min. Terres et Mines, N.-B.* Dir. des mines, Mineral Resources Rept. 2.
- Hewitt, D. F.
1962: Salt in Ontario; *min. Mines, Ont.*, Ind. Mineral Rept. 6.
1964: The limestone industries of Ontario, 1958-1963; *min. Mines, Ont.*, Ind. Mineral Rept. 13.
- Hewitt, D. F., et Karrow, P. F.
1963: Sand and gravel in southern Ontario; *min. Mines, Ont.*, Ind. Mineral Rept. 11.
- Hume, C. B.
1954: Mining Nova Scotia gypsum; *Inst. can. mines et mét.*, Bull. 504, vol. 47, pp. 263-274.
- McKillop, J. H.
1959: Gypsum in Newfoundland; *min. Mines et Ress., T.-N.*, Dir. des mines, Mineral Resources Rept. 1.
- van Alstine, R. E.
1948: Geology and mineral deposits of the St. Lawrence area, Burin Peninsula, Newfoundland; *Geol. Surv., T.-N.*, Bull. 23.
- COMBUSTIBLES
- Barss, M. S., et Hacquebard, P. A.
1967: Age and stratigraphy of the Pictou Group in the Maritime Provinces as revealed by fossil spores; *Ass. géol. Can.*, Étude spéc. n° 4, pp. 267-282.
- Bell, W. A.
1940: The Pictou coalfield, Nova Scotia; *Comm. géol., Can.*, Mém. 225.







Série de la géologie économique n° 1
Cinquième édition
Commission géologique du Canada