

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

THÈSE PRÉSENTÉE À
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DU DOCTORAT EN RESSOURCES MINÉRALES

PAR
JEAN-YVES LABBÉ
M.Sc.

ÉVOLUTION DES FAILLES DE LA SOUS-PROVINCE DE L'ABITIBI:
EXEMPLE DES DISCONTINUITÉS STRUCTURALES
DE LYNDHURST ET DE MACAMIC, QUÉBEC

MAI 1994



Mise en garde/Advice

Afin de rendre accessible au plus grand nombre le résultat des travaux de recherche menés par ses étudiants gradués et dans l'esprit des règles qui régissent le dépôt et la diffusion des mémoires et thèses produits dans cette Institution, **l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** est fière de rendre accessible une version complète et gratuite de cette œuvre.

Motivated by a desire to make the results of its graduate students' research accessible to all, and in accordance with the rules governing the acceptance and diffusion of dissertations and theses in this Institution, the **Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** is proud to make a complete version of this work available at no cost to the reader.

L'auteur conserve néanmoins la propriété du droit d'auteur qui protège ce mémoire ou cette thèse. Ni le mémoire ou la thèse ni des extraits substantiels de ceux-ci ne peuvent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

The author retains ownership of the copyright of this dissertation or thesis. Neither the dissertation or thesis, nor substantial extracts from it, may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

RÉSUMÉ

Les failles jouent un rôle important dans l'évolution structurale des chaînes orogéniques. Dans le cas de la Sous-province de l'Abitibi, de nombreuses failles sont invoquées dans les différents modèles d'évolution proposés dans la littérature, mais peu sont bien documentées. Ces failles sont généralement interprétées à partir des relations stratigraphiques, structurales et géophysiques régionales, et non par leurs caractéristiques intrinsèques. Comme la nature et l'importance de ces failles, ou couloirs de déformation, ne sont pas bien définies, le terme discontinuité structurale est proposé pour invoquer l'ensemble de ces structures régionales. Ce travail présente donc l'évolution structurale d'un secteur de l'Abitibi, interprétée à partir de l'analyse des discontinuités structurales qu'il contient. Les principales discontinuités du secteur étudié sont celles de Lyndhurst et de Macamic.

La discontinuité de Lyndhurst représente un contact stratigraphique important de la Sous-province de l'Abitibi; elle sépare les unités volcaniques des groupes de Hunter Mine, au nord-est, et de Roquemaure-Stoughton, au nord-ouest, des basaltes du Groupe de Kinojévis au sud. Elle est soulignée par une anomalie électromagnétique (input) continue sur plus de 100 km et causée par des horizons d'argilite graphitée à l'intérieur de la bande sédimentaire de la Formation de Loïs. Les roches situées de part et d'autre de la discontinuité de Lyndhurst montrent peu de déformation sauf pour un certain secteur qui correspond à une importante zone d'altération hydrothermale volcanogène ayant causé la sérichtisation et la chloritisation de la rhyolite. Les contenus en phyllosilicates des rhyolites altérées font diminuer significativement la compétence de ces roches et la déformation s'y localise préférentiellement. On retrouve donc des rhyolites très schisteuses dans un environnement où d'autres lithologies ne laissent voir que peu de déformation. La linéation d'étirement associée à cette schistosité est généralement mal développée et subverticale. L'étude microscopique des rhyolites déformées, et principalement des horizons à phénocristaux de quartz, renseigne sur deux aspects importants de la déformation: les éléments structuraux montrent une constante symétrie et, quoique les roches soient bien schisteuses, la déformation pourrait être de faible magnitude.

La zone de déformation associée à la discontinuité de Lyndhurst est interprétée comme le résultat d'une déformation coaxiale de faible amplitude. La discontinuité de Lyndhurst représente vraisemblablement une faille normale contemporaine à la mise en place des unités tholéïitiques du Groupe de Kinojévis.

La Formation de Loïs constitue le prisme sédimentaire en marge de la faille et compose la base du Groupe de Kinojévis à cet endroit. Cette faille a été réactivée, de façon inverse, lors de la déformation.

La discontinuité de Macamic, pour sa part, ne représente pas de contact stratigraphique important. Elle se manifeste par une zone de cisaillement de près de 4 km d'épaisseur et continue sur plus de 130 km. Cette zone de cisaillement est caractérisée par une forte anisotropie planaire subverticale et de direction nord-ouest - sud-est considérée comme une foliation mylonitique. Cette foliation pénétrative est accompagnée d'une linéation d'étirement subhorizontale très bien développée. Aussi bien à l'échelle microscopique que mésoscopique, de nombreux indicateurs de sens de cisaillement dextres sont observés. Ce mouvement dextre est aussi mis en évidence, à l'échelle macroscopique, par la déflexion de la bande sédimentaire de Chicobi. Cette déflexion permet d'évaluer un rejet horizontal d'environ 25 km.

L'évolution du secteur étudié s'est déroulée en quatre étapes. Il y eut d'abord édification de centres volcaniques felsiques (Groupe de Hunter Mine) sur un arc immature composé principalement de roches basaltiques. Cet arc immature constitue la zone volcanique nord de l'Abitibi. Dans la partie sud de cette zone, les unités rhyolitiques ont été recouvertes par les laves komatiitiques du Groupe de Roquemaure-Stoughton et il y a eu ouverture d'un bassin bordé au nord par la discontinuité de Lyndhurst. Ce bassin a contrôlé la sédimentation de la Formation de Loïs qui fût recouverte par les basaltes du Groupe de Kinojévis. Un premier incrément de déformation a causé le chevauchement des roches de la zone volcanique nord sur celle du sud, et il y a eu développement de failles de chevauchement à l'intérieur de l'arc de la zone nord. Ces structures de chevauchement sont bien illustrées par les profils séismiques du projet Lithoprobe Abitibi-Grenville. Probablement en raison de son orientation particulière, la discontinuité de Lyndhurst, contrairement à d'autres contacts stratigraphiques majeurs, n'a été que peu réactivée lors de cette déformation. Finalement, un épisode de transpression dextre a causé le développement des discontinuités nord-ouest - sud-est (Macamic). Ces discontinuités recoupent à la fois la stratigraphie régionale et les structures de chevauchement.

Les résultats obtenus peuvent s'intégrer dans certains des modèles d'évolution proposés. Cependant, le caractère synvolcanique de la discontinuité de Lyndhurst est un paramètre qui la distingue de la plupart des autres discontinuités est-ouest connues. Il est probable que ce caractère ait été totalement oblitéré dans le cas de ces discontinuités. Cette particularité démontre donc l'importance des études structurales ponctuelles dans le but d'en arriver à un modèle d'évolution structurale complet et rigoureux pour la Sous-province de l'Abitibi.

REMERCIEMENTS

De nombreuses personnes ont contribué au cheminement de cette thèse et je leur en suis très reconnaissant. Je remercie particulièrement les membres de mon comité de thèse, messieurs Réal Daigneault, Pierre Cousineau, Jayanta Guha et Gérald Riverin, pour le support scientifique et moral, ainsi que les nombreux conseils qu'ils m'ont apportés. Je remercie aussi messieurs François Robert et Edward Chown pour leur lecture critique de cette thèse; la pertinence de leurs commentaires a été bien appréciée.

Ce projet de thèse n'aurait probablement pas vu jour sans l'implication des gens de Minnova inc. (aujourd'hui Corporation Minière Metall) qui ont largement contribué par leur support financier, logistique et scientifique. Je remercie particulièrement messieurs Gérald Riverin, Pierre Bertrand, Bernard Boily et Jules Tremblay pour leur formidable esprit d'équipe et pour tout ce qu'ils ont pu faire pour moi lors de ces trois années de coopération où j'ai appris beaucoup.

Une grande partie des travaux sur la discontinuité de Macamic a été effectuée lors du projet sur les couloirs de déformation de l'Abitibi, financé par le Ministère des Ressources Naturelles du Québec, par le biais du CERM-UQAC. J'aimerais particulièrement remercier messieurs Alain Simard et Francis Chartrand pour leur support et pour la confiance qu'ils m'ont témoignée.

Durant ces années de recherche j'ai pu profiter de bourses d'études du Fonds pour la Formation de Chercheurs et l'Aide à la Recherche (FCAR), ainsi que du programme d'Action Structurante de l'Université du Québec à Chicoutimi, et j'en suis très reconnaissant.

J'aimerais aussi remercier le corps professoral de l'Université du Québec à Chicoutimi, ainsi que mes collègues, à l'université et au travail, pour les nombreuses discussions et pour leurs paroles d'encouragement qui m'ont beaucoup aidé dans ma démarche. Je remercie particulièrement M. Jean Goutier, géologue régional au MRN à Rouyn-Noranda, qui a bien voulu partager ses idées sur la géologie du secteur de Duparquet-Roquemaure et qui m'a permis d'utiliser des données non publiées.

Enfin, je désire exprimer toute ma gratitude envers mon épouse, Marie, pour la compréhension et la patience dont elle a su faire preuve durant ces dernières années. Son support moral m'a beaucoup aidé à finalement compléter cette thèse.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ.....	ii
REMERCIEMENTS	iv
TABLE DES MATIÈRES	v
LISTE DES FIGURES	ix
LISTE DES TABLEAUX.....	xv
CHAPITRE I - CADRE GÉOLOGIQUE ET PROBLÉMATIQUE.....	1
1.1 Problématique	2
1.1.1 Importance des failles dans l'évolution tectonique des orogènes.....	2
1.1.2 Rôle des failles dans l'évolution de la province du Supérieur	6
1.1.2.1 Évolution structurale de la Province du Supérieur	6
1.1.2.2 Failles de la Province du Supérieur.....	9
1.1.3 Rôle des failles dans l'évolution de la Sous-province de l'Abitibi	11
1.1.3.1 Évolution structurale de la Sous-province de l'Abitibi	11
1.1.3.2 Failles de la Sous-province de l'Abitibi.....	15
1.1.4 Problématique des failles en Abitibi	21
1.2 Localisation des travaux.....	26

1.3 Objectifs	29
1.4 Méthodologie	30
1.5 Géologie régionale	33
1.5.1 Lithostratigraphie régionale	34
1.5.1.1 Roches volcaniques	34
1.5.1.2 Roches sédimentaires.....	39
1.5.1.3 Roches intrusives.....	42
1.5.2 Caractères géochimiques régionaux.....	43
1.5.3 Caractères structuraux régionaux	43
1.5.4 Métamorphisme	48
1.5.5 Données du projet LITHOPROBE.....	49
 CHAPITRE II - GÉOLOGIE LOCALE.....	56
2.1 Lithostratigraphie du secteur de Lyndhurst	57
2.1.1 Volcanites du Groupe de Hunter Mine	58
2.1.2 Sédiments de la Formation de Loïs	62
2.1.3 Volcanites du Groupe de Kinojévis.....	69
2.1.4 Roches intrusives	72
2.2 Considérations lithogéochimiques	73
 CHAPITRE III - DISCONTINUITÉ DE LYNDHURST.....	90
3.1 Introduction.....	91
3.2 Situation et historique.....	91
3.3 Variations de l'intensité de la déformation	93
3.3.1 Variations sur un échantillonnage représentatif.....	96

3.3.2 Altération et variations géochimiques à l'échelle du secteur cartographié	116
3.4 Analyse structurale	129
3.4.1 Arrangements structuraux	130
3.4.2 Linéation d'étirement.....	139
3.4.3 Symétrie structurale.....	140
3.4.4 Contrastes de compétence.....	149
3.5 Rappel sur la stratigraphie en marge de la discontinuité de Lyndhurst	152
3.6 Conclusions	154
 CHAPITRE IV - DISCONTINUITÉ DE MACAMIC	157
4.1 Introduction.....	158
4.2 Situation et historique.....	159
4.3 Évolution de la déformation	162
4.4 Analyse structurale	175
4.4.1 Éléments structuraux.....	176
4.4.1.1 Stratification (S_0)	176
4.4.1.2 Foliation principale (S_p)	177
4.4.1.3 Linéation d'étirement (L_e)	179
4.4.1.4 Bandes de cisaillement (shear bands)	179
4.4.1.5 Fractures tardives.....	181
4.4.2 Indicateurs de sens de cisaillement.....	183
4.4.2.1 Échelle mésoscopique	184
4.4.2.2 Échelle microscopique	187
4.4.2.3 Échelle macroscopique	188

4.4.3 Évaluation de la quantité de mouvement.....	191
4.5 Relations avec la déformation régionale.....	197
4.6 Relation avec la discontinuité de Lyndhurst.....	200
4.7 Relations chronologiques	206
4.8 Conclusions	209
CHAPITRE V - INTERPRÉTATION ET MODÈLES D'ÉVOLUTION.....	210
5.1 Interprétation des deux discontinuités structurales	211
5.1.1 Discontinuité de Lyndhurst.....	211
5.1.2 Discontinuité de Macamic.....	222
5.2 Comparaisons entre les discontinuités de Lyndhurst et de Macamic	222
5.3 Évolution stratigraphique et structurale de la région	225
5.4 Comparaisons avec les données du projet LITHOPROBE.....	231
5.5 Discussion.....	233
CHAPITRE VI - CONCLUSION.....	242
RÉFÉRENCES CITÉES.....	245

LISTE DES FIGURES

Figure 1 - Subdivisions de la Province du Supérieur selon Card et Ciesielski (1986).....	5
Figure 2 - Modèle d'évolution de la Province du Supérieur selon Langford et Morin (1976), Hoffman (1989) et Card (1990).....	7
Figure 3 - Carte de localisation des principales discontinuités structurales de la Sous-province de l'Abitibi au Québec.....	17
Figure 4 - Carte de localisation de la propriété Lyndhurst (modifiée de MERQ-OGS 1984).....	27
Figure 5 - Carte géologique régionale	35
Figure 6 - Carte géologique sommaire du contact entre les groupes de Hunter Mine et de Roquemaure-Stoughton, au sud de Roquemaure.....	37
Figure 7 - Carte géologique régionale et localisation de l'anomalie électromagnétique associée aux argilites graphiteuses de la Formation de Loïs.	41
Figure 8 - Carte géologique régionale présentant la trajectoire de la schistosité régionale	46
Figure 9 - Localisation des profils séismiques du projet LITHOPROBE dans le secteur de LaSarre.....	50
Figure 10 - Profil séismique 28 du projet LITHOPROBE Abitibi-Grenville	52

Figure 11 - Profil séismique 25 du projet LITHOPROBE Abitibi-Grenville	53
Figure 12 - Profil séismique 27 du projet LITHOPROBE Abitibi-Grenville	54
Figure 13 - Géologie sommaire du secteur cartographié et localisation du forage LH-2.....	60
Figure 14 - Coupe schématique de la séquence sédimentaire de la Formation de Loïs représentée dans le forage LH-2.....	64
Figure 15 - Carte de localisation des échantillons lithogéochimiques.....	75
Figure 16 - Projections sur le diagramme cationique de Jensen (1976).	79
Figure 17 - Diagrammes multi-éléments normalisés aux MORB pour les roches volcaniques. Les facteurs de normalisation sont tirés de Pearce (1982).	80
Figure 18 - Diagrammes de distribution des éléments du groupe des terres rares normalisés aux chondrites. Les facteurs de normalisation sont tirés de Nakamura (1974).	82
Figure 19 - Diagrammes binaires de Mg' en fonction des rapports La/Yb, Ti/Zr, Y/Zr.....	85
Figure 20 - Diagramme binaire de Zr en fonction de Y pour les roches volcaniques des groupes de Roquemaure-Stoughton et de Kinojévis.....	88
Figure 21 - Carte de localisation de l'enveloppe de la zone de déformation associée à la discontinuité de Lyndhurst	94
Figure 22 - Microphotographie d'un basalte du Groupe de Kinojévis recueilli à proximité du contact avec les sédiments de Loïs.	95

Figure 23 - Localisation des échantillons représentatifs de l'évolution de la déformation	97
Figure 24 - Photomicrographies représentatives de chacun des quatre groupes de rhyolites définis selon l'intensité de la déformation.....	101
Figure 25 - Diagrammes binaires de la composition (% poids) des rhyolites des quatre groupes A à D en fonction de la composition d'une rhyolite considérée fraîche (échantillon 88-181)	108
Figure 26 - Représentation graphique des gains et pertes pour les oxydes FeO, MgO, MnO, TiO ₂ , CaO, Na ₂ O, K ₂ O et SiO ₂ , calculés à Al ₂ O ₃ constant, par groupe de rhyolites de différente intensité de déformation	114
Figure 27 - Diagrammes triangulaires de FeO+MgO - CaO+Na ₂ O - K ₂ O et histogrammes de fréquence de l'index d'altération pour les roches volcaniques de la propriété Lyndhurst.....	119
Figure 28 - Localisation des principales zones d'altération observées sur la propriété Lyndhurst.....	128
Figure 29 - Géologie de la propriété Lyndhurst et localisation des secteurs A, B et C.	131
Figure 30 - Carte de détail des fabriques typiques du secteur A.....	132
Figure 31 - Développement du clivage de crénulation S _C dans une brèche rhyolitique du secteur A.....	133
Figure 32 - Carte de détail des fabriques typiques du secteur B	134

Figure 43 - Zone d'influence de la discontinuité de Macamic dans le secteur sud-est de Macamic et localisation des échantillons représentatifs de l'évolution de la déformation	164
Figure 44 - Photomicrographies illustrant l'évolution de la déformation dans les andésites et les basaltes.....	166
Figure 45 - Photomicrographies illustrant l'évolution de la déformation dans les gabbros et les grès	171
Figure 46 - Projections stéréographiques de la foliation principale, des bandes de cisaillement et de la linéation d'étirement associées à la discontinuité de Macamic.	178
Figure 47 - Linéations d'étirement subhorizontales dans la discontinuité de Macamic.....	180
Figure 48 - Croquis d'un affleurement localisé au nord de La Sarre démontrant l'influence des fractures tardives sur la schistosité.	182
Figure 49 - Exemples d'indicateurs de sens de cisaillement, à l'échelle mésoscopique. Tous les indicateurs présentent un mouvement dextre.....	185
Figure 50 - Photomicrographies d'inclusions asymétriques indiquant un sens de cisaillement dextre.....	189
Figure 51 - Carte géologique sommaire d'un secteur localisé à l'ouest de Normétal et correspondant, à peu près au coin nord-ouest de la figure 41.	198
Figure 52 - Éléments structuraux à l'est de la jonction entre les discontinuités de Lyndhurst et de Macamic.....	202

Figure 53 - Diagramme schématique en trois étapes du développement de la discontinuité de Macamic	204
Figure 54 - Représentation schématique de l'évolution tectonique de la région d'étude en quatre étapes.....	227
Figure 55 - Bloc diagramme schématique expliquant le développement des failles de décrochement nord-ouest - sud-est dans la zone volcanique nord de l'Abitibi	241

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 - Analyses lithogéochimiques des roches volcaniques.....	77
Tableau 2 - Analyses lithogéochimiques des roches intrusives	78
Tableau 3 - Liste des échantillons utilisés dans l'évaluation des facteurs d'influence de la déformation	98
Tableau 4 - Composition minéralogique (proportion matrice vs phénocristaux; composition des phénocristaux; contenu en phyllosilicates) des échantillons utilisés dans l'évaluation des facteurs d'influence de la déformation.....	99
Tableau 5 - Analyses chimiques des échantillons de rhyolite subdivisés en 4 groupes.....	113
Tableau 6 - Calcul du déplacement total (d) le long de la discontinuité de Macamic	195
Tableau 7 - Évaluation des différentes possibilités pour expliquer la discontinuité de Lyndhurst.....	215

Tableau 8 - Comparaisons entre les discontinuités de Lyndhurst et Macamic.....	223
--	-----

CARTES EN POCHE

Cartes géologiques à l'échelle 1:5000 de la propriété Lyndhurst.

Cartes de localisation et des valeurs de l'indice d'altération des échantillons lithogéochimiques de la propriété Lyndhurst.

Carte géologique et structurale du secteur de Macamic.

CHAPITRE I

CADRE GÉOLOGIQUE ET PROBLÉMATIQUE

1.1 Problématique

1.1.1 Importance des failles dans l'évolution tectonique des orogènes

Les failles jouent un rôle primordial dans l'évolution des chaînes orogéniques (Hsü 1982; St-Julien et Béland 1982; Ramsay *et al.* 1983; Coney 1989). Elles constituent, avec le plissement, le principal mécanisme par lequel s'effectuent les mouvements tectoniques lors de collisions entre différentes parties de l'écorce terrestre. L'importance des failles dans l'évolution de la cordillère de l'ouest de l'Amérique du Nord est bien mise en évidence par Coney (1989). Cette chaîne de montagne est constituée d'une série de terranes accrétées au continent nord américain. Cette accrétion s'effectue principalement par le biais de failles de chevauchement, ainsi que par des failles de décrochement. Suite à l'accrétion, certains mouvements de décrochement, induits par la convergence oblique du système, peuvent s'effectuer sur quelques centaines de kilomètres et recouper différentes terranes. De grandes failles de décrochement subverticales sont alors observées. En réponse à l'empilement répété des terranes, il peut aussi se

développer des failles d'extension abruptes qui à leur tour recoupent les terranes accrétées. Comme plusieurs événements tectoniques sont susceptibles de se produire suite à l'accrétion des terranes, il peut donc être difficile de bien déterminer la nature des failles bordant ces terranes.

Les failles de chevauchement constituent la principale structure par laquelle s'effectue le raccourcissement lors d'une orogenèse. Ces failles sont préféablement contrôlées par des anisotropies primaires. Dans le cas de séquences principalement sédimentaires, l'anisotropie que constitue l'interface des différentes unités lithologiques subhorizontales favorise le développement de failles de chevauchement discrètes et la formation de plats et de rampes (Boyer et Elliott 1982). Ces failles utilisent généralement comme semelle, une unité lithologique moins compétente. Des déplacements très importants peuvent être accommodés le long de telles structures, sans pour autant que l'on y observe de déformation intense sur de grandes épaisseurs (Boyer et Elliott 1982; Coney 1989). Les contrôles stratigraphiques et géochronologiques peuvent, dans certains cas, être les seuls outils permettant de déterminer la présence de ces failles (de Wit 1982).

D'autres failles de chevauchement peuvent, par contre, être associées à d'importantes zones de déformation. Par exemple, la faille de La Guadeloupe, dans les Appalaches du Québec, est associée à une fabrique très pénétrative sur de grandes épaisseurs et issue d'une déformation non coaxiale (Labbé et St-Julien 1989; Tremblay *et al.* 1989). La différence de style structural peut éventuellement

s'expliquer par le plissement de ces roches préalablement au chevauchement (synclinoriums de St-Victor et de Gaspé-Connecticut Valley).

Les grandes failles, et principalement les failles de chevauchement, ont donc joué un rôle primordial dans l'évolution des chaînes orogéniques du Paléozoïque à aujourd'hui. En était-il de même à l'Archéen et au Précambrien en général? Des concepts de tectonique verticale ont longtemps été invoqués pour expliquer la déformation des ceintures de roches vertes archéennes (Glikson 1970). Cependant, depuis le milieu des années 1970 environ, on parle de plus en plus d'une tectonique horizontale, semblable à celle des chaînes récentes, pour expliquer la formation et la déformation des ceintures archéennes (Windley 1976; Burke *et al.* 1976; Fyson et Helmstaedt 1988; Kusky 1989; Card 1990). Les modèles récents sur les ceintures de roches vertes archéennes présentent des concepts actualistes où les failles jouent un rôle prépondérant.

La Sous-province de l'Abitibi, qui fait partie de la Province du Supérieur (Card et Ciesielski 1986) (Figure 1), est constituée des vestiges d'un orogène archéen. Plusieurs modèles ont été proposés pour son évolution tectonostratigraphique et l'importance des grandes failles est de plus en plus mise en évidence dans ces modèles (Dimroth *et al.* 1982; Ludden *et al.* 1986; Hodgson et Hamilton 1989; Hocq 1990; Jackson et Sutcliffe 1990; Chown *et al.* 1992). Les failles et les couloirs de déformation prennent aussi de plus en plus d'importance dans les modèles métallogéniques (Roberts 1987; Hodgson et Hamilton 1989; Robert 1990; Gauthier *et al.* 1990; Pilote *et al.* 1990a; 1990b). Dans ce travail, le rôle des

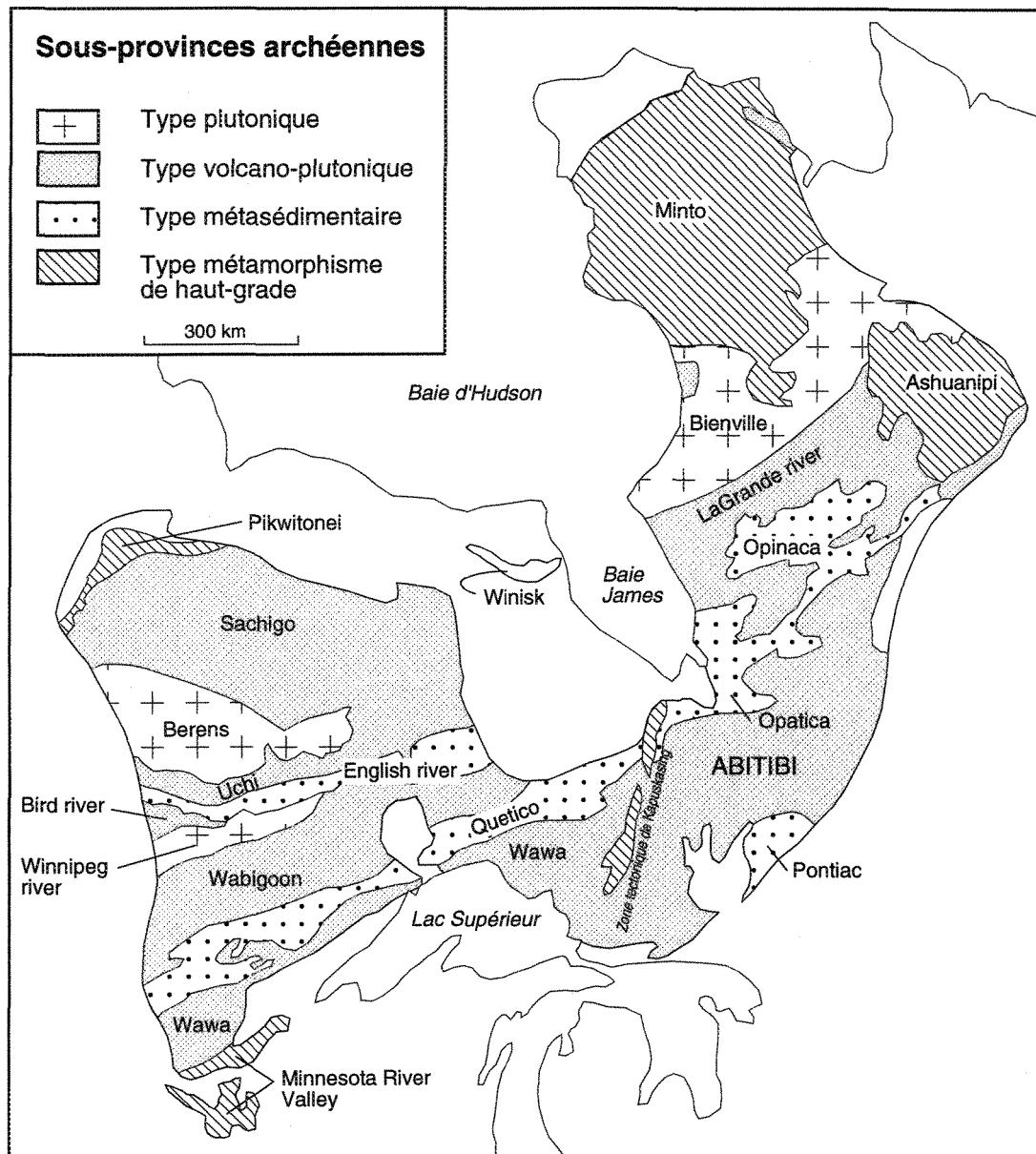


Figure 1 - Subdivisions de la Province du Supérieur selon Card et Ciesielski (1986)

grandes failles, dans les modèles d'évolution stratigraphique et structurale surtout, sera considéré.

1.1.2 Rôle des failles dans l'évolution de la Province du Supérieur

1.1.2.1 Évolution structurale de la Province du Supérieur

La Province du Supérieur est constituée d'une alternance de terrains volcano-plutoniques et métasédimentaires localement accolés à des terrains à caractère plutonique ou fortement métamorphisés (Card et Ciesielski 1986). Les roches du Supérieur se sont formées dans un milieu très comparable aux arcs insulaires actuels. L'évolution de la Province du Supérieur (Figure 2) s'explique par l'accrétion, vers le nord, d'une série d'arcs volcaniques, faisant face au sud (Langford et Morin 1976; Hoffman 1989; Card 1990; Williams 1990). L'accolement de ces terrains se fait donc par le biais d'une série de failles de chevauchement pentées au nord. Les sous-provinces volcano-plutoniques (Sachigo-Uchi, Wabigoon, Wawa, Abitibi) y représentent les îles-en-arc tandis que les terrains métasédimentaires (English River, Quetico, Pontiac) représentent des prismes accrétionnaires développés en marge des arcs volcaniques. Les principaux arguments permettant d'élaborer ce modèle sont: 1) l'alternance de terrains volcano-plutoniques et métasédimentaires, 2) la composition des roches constituant ces différents terrains, 3) la vergence des grands plis généralement déversés vers le sud, 4) l'uniformité des chevauchements du nord vers le sud, 5) l'évolution chronologique des terrains du plus vieux au nord vers le plus jeune au sud, et 6) l'évolution chronologique, dans le même sens, de la déformation.

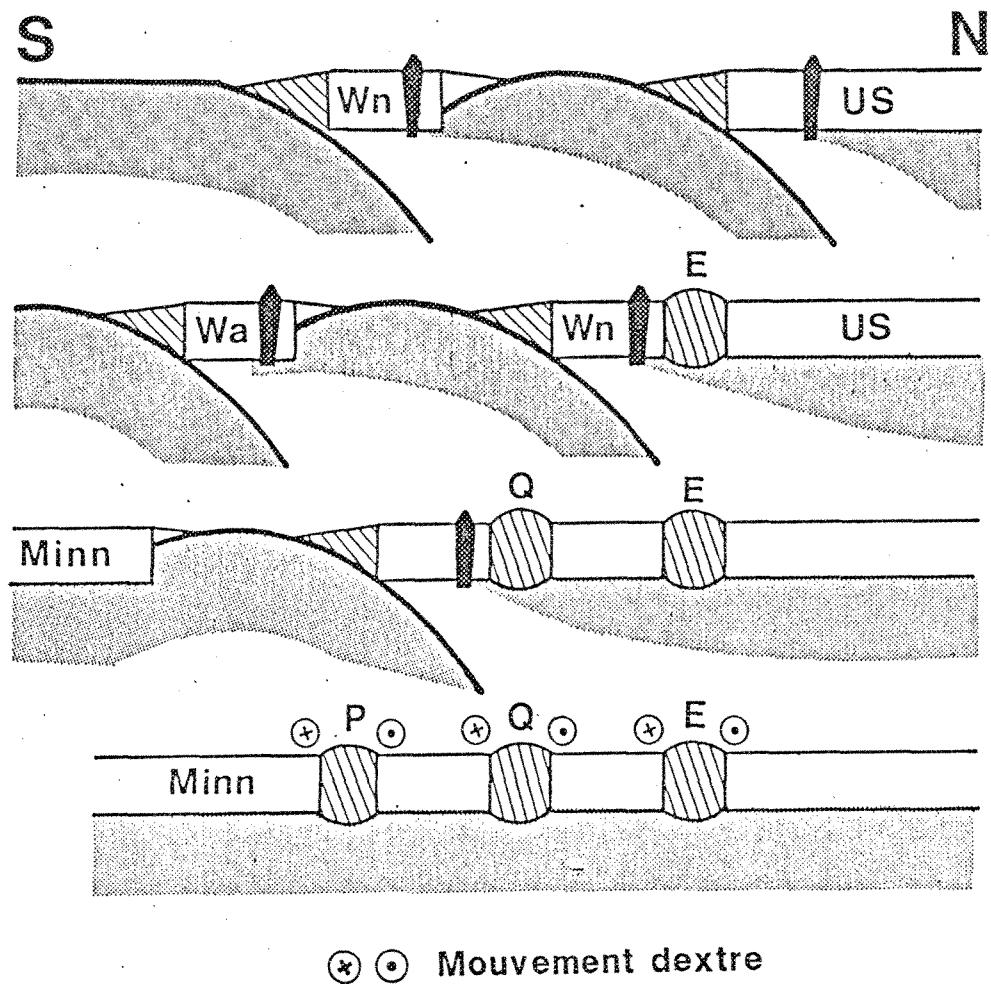


Figure 2 - Modèle d'évolution de la Province du Supérieur selon Langford et Morin (1976), Hoffman (1989) et Card (1990). US = Uchi-Sachigo, E = English river, Wn = Wabigoon, Q = Quetico, Wa = Wawa, P = Pontiac et Minn. = Minnesota River. Modifié de Jackson et Fyon (1991).

Les sous-provinces de Sachigo et Uchi, au nord, sont plus vieilles et présentent une histoire plus complexe que les autres. Les roches volcaniques y sont représentées par deux groupes, l'un s'étant formé dans l'intervalle 3027-2800 Ma et le second, entre 2750 et 2720 Ma (Card 1990). Ces roches ont été déformées entre 2730 et 2700 Ma. La Sous-province d'English River est localisée au sud et correspond au prisme d'accrétion de l'arc Sachigo-Uchi. Elle est bordée, au sud, par la sous-province volcano-plutonique de Wabigoon dont l'âge varie de 2780 à 2710 Ma (Hoffman 1989). La déformation principale s'y est effectuée entre 2710 et 2700 Ma, soit 20 millions d'années plus tard que dans Sachigo-Uchi, mais 10 millions d'années avant celle affectant l'Abitibi et Wawa (Hoffman 1989). La Sous-province de Quetico (Devaney et Williams 1989; Percival 1989; Percival et Williams 1989; Williams 1991) est constituée surtout de métasédiments (turbidites) d'origine volcanique correspondant au prisme d'accrétion de l'arc volcanique de Wabigoon. Les métasédiments de l'Opatica, à l'est, seraient les équivalents du Quetico (Williams 1991). Les sous-provinces de Wawa et d'Abitibi bordent, au sud, les roches du Quetico et de l'Opatica respectivement. Ces terrains sont considérés comme des équivalents séparés par la zone structurale de Kapuskasing (Percival et Card 1985). Les roches de l'Abitibi sont bordées au sud par les métasédiments du Pontiac qui représentent aussi un prisme d'accrétion. De tels sédiments sont absents au sud de la Sous-Province de Wawa. Cette dernière, à son extrémité sud-ouest, est en contact avec la Sous-Province de Minnesota River Valley, un complexe gneissique ancien qui est entré en collision avec les arcs accrétés (Card 1990) et qui constitue la partie sud de la Province du Supérieur.

Les différentes sous-provinces du Supérieur représentent une série de terranes accrétées dans un régime transpressif de convergence oblique caractérisé par du coulissage dextre le long des failles de bordure. Ces failles sont donc des failles de chevauchement sur lesquelles se sont superposés d'importants mouvements horizontaux dextres (Hudleston *et al.* 1988; Devaney et Williams 1989; Williams 1990; Benn *et al.* 1992; Sawyer et Benn 1993).

1.1.2.2 Failles de la Province du Supérieur

Les roches de la Province du Supérieur sont affectées par de nombreuses failles ou zones de cisaillement d'importance. Deux systèmes de failles sont généralement observés dans le Supérieur: un système de direction générale est-ouest, et un autre de direction nord-ouest - sud-est. Il apparaît, à quelques exceptions près, que les failles nord-ouest - sud-est, qui recoupent le grain stratigraphique, ne sont restreintes qu'au secteur Sachigo-Uchi (Osmani *et al.* 1989) et à la Sous-province de l'Abitibi que nous verrons plus en détail dans la section suivante.

Les grandes structures est-ouest correspondent principalement aux limites des sous-provinces et sont caractérisées par des mouvements horizontaux dextres superposés à du chevauchement. La zone de faille de Sydney Lake - Lake St. Joseph constitue le contact entre les sous-provinces d'Uchi et de English River (Osmani *et al.* 1989). Le contact nord de la Sous-Province de Wabigoon est représenté par la Faille de Wabigoon qui s'étend sur environ 250 kilomètres (Blackburn *et al.* 1991). La bordure sud du Wabigoon est soulignée par la faille de

Seine River, la zone de faille de Quetico (Blackburn et al. 1991) et la zone de déformation de Barton Bay (Williams 1990), respectivement à l'ouest, dans la partie centrale et à l'est. La zone de faille de Quetico est une structure dextre de 300 kilomètres de longueur qui est particulière par son recouplement des sous-provinces de Wabigoon et Quetico (Osmani *et al.* 1989; Blackburn *et al.* 1991). On lui attribue un déplacement dextre de 128 kilomètres. La zone de déformation de Big Duck - Killala Lake constitue la limite nord de la Sous-Province de Wawa; il s'agit d'une structure de chevauchement à pendage moyen (50°) vers le nord (Osmani *et al.* 1989).

Les failles de direction nord-ouest - sud-est sont localisées particulièrement dans la Sous-Province de Sachigo-Uchi. Ces failles présentent des linéations directionnelles et des évidences de mouvement dextre. Certaines peuvent atteindre jusqu'à 500 kilomètres de longueur (Osmani *et al.* 1989). On y compte les zones de Bear Head, Windigo Lake - Horseshoe Lake, North Caribou Lake - Totogan Lake, Stull Lake - Wunnummin Lake, Kenyon nord et sud et Winisk River. Ces structures sont généralement subparallèles à des contacts roche verte-granitoïde. On ne connaît pas l'ampleur des mouvements qu'elles ont pu occasionner.

Quelques failles de direction nord-est - sud-ouest sont localement observées, notamment la faille de Gravel River (Osmani *et al.* 1989) qui recoupe la Sous-Province de Quetico et qui accuse un déplacement senestre évalué à 70 kilomètres.

1.1.3 Rôle des failles dans l'évolution de la Sous-province de l'Abitibi

1.1.3.1 Évolution structurale de la Sous-province de l'Abitibi

L'un des premiers modèles évolutifs proposés pour la Sous-province de l'Abitibi est celui de Dimroth *et al.* (1982, 1983a et 1983b). Leurs travaux sont restreints à la partie sud de la sous-province, soit dans le segment compris entre Rouyn-Noranda et Val-d'Or. Selon ces auteurs, ce segment de la Sous-province de l'Abitibi constitue un arc insulaire dont la zone de subduction est située au sud et pentée vers le nord (Dimroth *et al.* 1983b). Deux cycles volcaniques sont invoqués, le plus important étant le second qui est composé de laves komatiitiques et tholéïitiques formant de grandes plaines issues d'un volcanisme fissural. Ces unités sont surmontées par des centres volcaniques calco-alcalins (Dimroth *et al.* 1982). Ces roches reposent probablement sur un socle océanique ou directement sur le manteau, contrairement à celles de la zone volcanique nord (segment Matagami - Chibougamau) qui reposent sur un socle tonalitique (Dimroth *et al.* 1984). Le modèle ne fait pas vraiment état de l'environnement de formation du premier cycle de volcanisme. Des flexures synvolcaniques des roches du segment sud, par isostasie, auraient produit une première phase de grands plis ne possédant pas de clivage axial. Ces grands plis sont ensuite repris par l'orogenèse kénoréenne qui produit une compression nord-sud formant une schistosité régionale de direction est-ouest (Dimroth *et al.* 1983a). L'état de déformation des roches de cette région est très variable et ces variations sont expliquées par l'anisotropie causée par les centres volcaniques et les grands plis synvolcaniques.

Le modèle de Dimroth *et al.* (1982) implique également la présence de deux failles majeures, celles de Cadillac-Larder Lake et de Duparquet-Destor, qui ont joué un rôle important lors du volcanisme et de la sédimentation. Elles sont interprétées comme des failles normales synvolcaniques qui ont été réactivées lors de l'orogenèse kénoréenne (Dimroth *et al.* 1982; 1983a). Les relations stratigraphiques de part et d'autre de la faille de Cadillac-Larder Lake permettent d'y interpréter un chevauchement du nord vers le sud selon un plan penté à environ 70° vers le nord. D'autre part, la relation entre deux fabriques planaires permet d'interpréter une réactivation horizontale dextre le long de la faille de Duparquet-Destor. Il est toutefois mentionné qu'aucune analyse structurale cohérente des failles n'existe ou n'a été effectuée lors de cette étude (Dimroth *et al.* 1983a). La nature de ces deux grandes failles a ensuite été réinterprétée par Hubert *et al.* (1984). À partir des patrons formés par deux générations de plis dans le Groupe de Blake River, ces auteurs suggèrent que ce bloc se soit déformé par décrochement latéral à composante senestre. Ce mouvement horizontal est associé au premier épisode de plissement (D_1), malgré que l'on indique que la direction d'allongement des varioles (linéation d'étirement) est toujours très abrupte dans le plan de S_1 . Aucun marqueur cinématique ne vient appuyer les mouvements senestres proposés.

Par la suite, Ludden et Hubert (1986), Ludden *et al.* (1986) et Hubert et Marquis (1989) mettent en évidence le patron en losanges formé par les principales zones de failles de la ceinture de l'Abitibi. Ces failles se distribuent selon deux directions principales, soit une famille de direction est-ouest et une autre de direction ouest-nord-ouest - est-sud-est, cette dernière étant antérieure au système

est-ouest. Ces auteurs séparent la Sous-province de l'Abitibi en deux zones, la zone volcanique nord (ZVN) et la zone volcanique sud (ZVS) qui correspondent à peu près aux subdivisions de Dimroth *et al.* (1984), la limite des deux zones étant représentée par la faille du lac Chicobi. Selon eux, la ZVN représente un système d'arc insulaire, tandis que la ZVS est interprétée comme s'étant formé en milieu arrière-arc (*back-arc basin*) par rifting associé à des mouvements de décrochement senestre (*wrench faulting*). Les lithologies de la ZVS se sont déposées dans des zones de rift qui recoupaient des lithologies plus anciennes, celles de la ZVN. Bien qu'aucune étude de la cinématique des failles n'est présentée, il est proposé que les déformations observées s'effectuent en trois temps: mouvement de cisaillement senestre causant la formation des deux familles de failles, réorientation des axes de la déformation pour donner un mouvement inverse des zones de failles est-ouest et nouvelle réorientation des contraintes pour former deux familles de kinks.

Suite à des travaux dans les secteurs de Kirkland Lake et de Timmins en Ontario, Hodgson et Hamilton (1989) proposent un modèle d'évolution où les roches de la Sous-province de l'Abitibi, en particulier celles de la partie sud, se sont développées en milieu principalement océanique. Dans ce modèle, les komatiites et tholéiites représentent une croûte océanique sur laquelle s'est érigée un arc volcanique (cycle volcanique calco-alcalin) en réponse à une subduction de la croûte océanique vers le nord. Les sédiments du Groupe de Pontiac (terrane de Belleterre) se sont déposés en milieu transitionnel, en marge d'un continent localisé au sud. La collision de ce continent à l'arc insulaire a contribué à la première phase de déformation. Les failles de Larder Lake - Cadillac et de Porcupine - Destor sont interprétées comme des structures normales

synvolcaniques qui ont été réactivées lors de la collision en chevauchements vers le sud. Les failles de chevauchement associées à la première phase de déformation se sont subverticalisées, ce qui a causé en quelque sorte un blocage et une inversion du transport tectonique vers le nord (*back thrust*). La fin de la déformation est liée à la collision de la ceinture d'Abitibi avec les gneiss de l'Opatica situés au nord.

Hocq (1988; 1990) propose une nouvelle carte lithotectonique des sous-provinces de l'Abitibi et du Pontiac où il met l'emphase sur les différentes zones de failles formant le patron en losange. Plusieurs nouvelles failles sont ajoutées à celles déjà proposés par Ludden *et al.* (1986) et Ludden et Hubert (1986). Les différents blocs séparés par les failles montrent peu de continuité stratigraphique entre eux, ce qui est expliqué par l'accolement de terranes ou de nappes individuelles. L'attitude de la foliation et de la linéation d'étirement, ainsi que l'asymétrie dans l'agencement des lithologies à l'intérieur des blocs délimités par les nombreuses failles, proposent que ces failles correspondent à des grandes structures chevauchantes listriques, fortement pentées en surface, mais devenant graduellement peu pentées vers le nord en profondeur. La Sous-province de l'Abitibi est interprétée comme un "collage de terrains archéens allochtones, ayant chacun une stratigraphie particulière, en provenance vraisemblable du nord-est, dans un processus de convergence oblique en régime de transpression" (Hocq 1990).

Dans le modèle de Chown *et al.* (1992), pour la partie nord de la Sous-province de l'Abitibi, de nouvelles données géochronologiques (Mortensen 1987;

Marmont et Corfu 1989; Corfu *et al.* 1989; Chown *et al.* 1992) mettent en évidence le synchronisme du volcanisme des différents centres felsiques. Les âges interprétés ne cadrent pas dans un modèle d'accrétion de terrains distincts et il est proposé que la zone volcanique nord de la sous-province abitibienne constitue une unité géotectonique cohérente. Cette unité géotectonique est interprétée comme un arc volcanique primitif où se superposent, dans sa partie nord, des édifices plus évolués. L'orientation est-ouest (actuel) de cet arc volcanique a régi la géométrie des différentes lithologies composant la zone volcanique nord de la Ceinture de l'Abitibi. Quoique ce modèle soit basé surtout sur des considérations lithologiques et géochronologiques, les failles y jouent un rôle assez important, principalement à l'échelle locale. Les zones de déformation est-ouest sont soulignées par une forte fabrique mylonitique subverticale associée à une linéation d'étirement en composante pendage. Ces failles peuvent être listriques et montrer des mouvements inverses aussi bien du nord vers le sud, que du sud vers le nord. Certaines structures est-ouest ont pu subir des mouvements horizontaux dextres tardifs. Les zones de déformation nord-ouest - sud-est montrent aussi de fortes foliations mylonitiques subverticales associées à une linéation d'étirement en composante direction. Ces fabriques sont contemporaines à des mouvements latéraux dextres.

1.1.3.2 Failles de la Sous-province de l'Abitibi

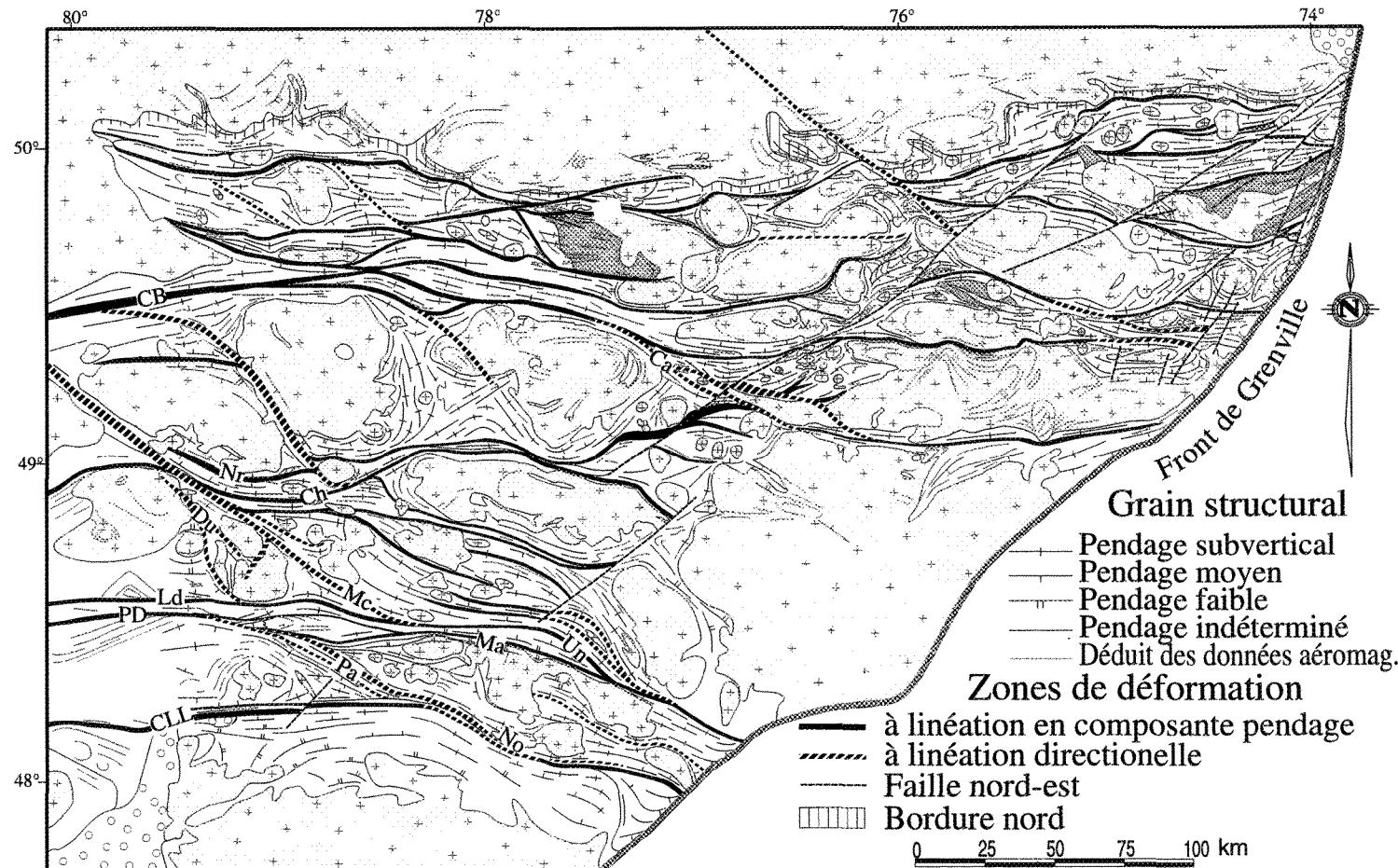
Les failles et couloirs de déformation de la Sous-province de l'Abitibi se distribuent selon deux familles principales (Ludden *et al.* 1986), une famille de direction générale est-ouest et une famille de direction nord-ouest - sud-est (Figure

3). Une troisième famille de failles, généralement cassantes, de direction nord-est - sud-ouest est aussi observée localement et ne sera pas considérée avec autant d'importance dans ce travail. Ces failles cassantes sont tardives et généralement très discrètes; le rôle qu'elles ont pu jouer dans l'évolution de l'Abitibi est fort probablement minime en comparaison aux deux autres familles.

Dans un article récent, Daigneault et Archambault (1990) passent en revue les principales failles et couloirs de déformation formant les patrons en losange et compilent les données acquises quant à la cinématique de ces zones. Les zones de faille nord-ouest - sud-est montrent des linéations d'étirement subhorizontales associées à des mouvements dextres, tandis que dans les zones est-ouest, la linéation est généralement en composante pendage mais les sens de mouvement sont beaucoup moins évidents. Cette linéation peut être associée soit à du chevauchement ou soit à une transpression dextre. Les structures nord-est - sud-ouest correspondent à des mouvements tardifs senestres. Ces failles se sont développées en milieu fragile; elles sont observées surtout dans la partie nord-est de la sous-province. Les structures est-ouest correspondent à des contacts stratigraphiques importants. Ce n'est généralement pas le cas pour les structures nord-ouest - sud-est qui recoupent le grain stratigraphique, sauf dans la zone volcanique sud de l'Abitibi où elles constituent aussi des contacts stratigraphiques de même importance que les structures est-ouest.

Ces observations, bien que préliminaires, sont importantes pour la compréhension globale de la ceinture de l'Abitibi et il semble évident que des

Figure 3 - Carte de localisation des principales discontinuités structurales de la Sous-province de l'Abitibi au Québec. Ca=Cameron, CB=Casa-Bérardi, Ch=Nord-Chicobi, CLL=Cadillac-Larder Lake, Du=Duvan, Ld=Lyndhurst, Ma=Manneville, Mc=Macamic, No=Norbenite, Nr=Normétal, Pa=Parfouru, PD=Porcupine-Destor, Un=Uniacke. Modifiée de Chown *et al.* (1992).



efforts doivent être entrepris afin de préciser l'histoire cinématique de chacune des failles.

Quelques failles ou couloirs de déformation est-ouest ont toutefois reçu une attention toute particulière. Ce sont généralement les structures associées aux gisements d'or comme la faille de Cadillac (Robert 1989; Gauthier et al. 1990) et la faille de Porcupine-Destor (Hodgson *et al.* 1990; Lacroix et Landry 1991; Goutier et Lacroix 1992; Beaudry 1993) qui sont le site de travaux plus détaillés.

Dans le secteur de Val-d'Or, la zone tectonique de Cadillac a été interprétée comme une zone de transpression dextre (Robert 1989). Un premier incrément de déformation a causé le développement d'une schistosité subverticale à fortement pentée vers le nord, associée à une linéation minérale abrupte vers l'est, témoignant d'un mouvement dominant en composante pendage. Cependant, comme la foliation principale accuse un angle avec la zone de déformation, une composante horizontale dextre est invoquée. Une second incrément de déformation cause la superposition de structures d'elongation subhorizontales sur la schistosité principale. Plusieurs évidences de mouvement dextre horizontal sont observées. Les indices sur le sens du mouvement lors du premier incrément de déformation sont beaucoup moins évidents. Dans une discussion subséquente, Robert (1993) explique l'angle observé entre la foliation principale et la zone de cisaillement par l'action du deuxième incrément de déformation. Les éléments structuraux observés ne nécessitent plus une régime de transpression dextre; ils s'expliquent simplement par la superposition des deux incréments de déformation, soit un mouvement en composante pendage suivi d'un épisode de décrochement

dextre. Les observations de Gauthier *et al.* (1990) dans le secteur de Rouyn-Noranda sont très semblables mais dans ce cas, l'épisode de décrochement dextre est accompagné du développement d'un clivage de crénulation nord-est - sud-ouest. En Ontario, la zone de Larder-Cadillac est fortement pentée vers le sud et l'on y interprète un mouvement inverse du bloc sud sur le bloc nord (Jackson et Fyon 1991).

La faille de Porcupine-Destor est une structure est-ouest fortement pentée vers le sud. Goutier et Lacroix (1992) l'interprètent comme une faille inverse sur laquelle s'est superposée un décrochement dextre. Ce décrochement dextre est invoqué par Mueller *et al.* (1991) dans l'évolution du bassin sédimentaire de Duparquet. Dans la région de Timmins en Ontario, cette zone de faille semble présenter une histoire très complexe faisant intervenir un mouvement inverse du sud vers le nord, un mouvement horizontal senestre et un mouvement horizontal dextre (Jackson et Fyon 1991).

Dans la zone volcanique nord, le couloir de déformation de Cameron (Proulx 1990; Daigneault et Archambault 1990) est un bel exemple de structure nord-ouest - sud-est. Il est caractérisé par une forte foliation subverticale et par des linéations d'étirement directionnelles. Un mouvement horizontal dextre y est mis en évidence par des bandes de cisaillement (*shear bands*), des fabriques C-S et des inclusions rigides asymétriques. Ce type de faille est aussi présent en Ontario, principalement à l'ouest du lac Abitibi (Ontario Geological Survey 1992), mais est toutefois peu documenté. Les zones de cisaillement de Bradburn-Coulson et de Cochrane-Milligan sont de direction nord-ouest - sud-est et proposent des

mouvements horizontaux dextres (Jackson et Fyon 1991). Ces deux zones rejoignent la faille de Porcupine-Destor au sud du lac Abitibi. Il est aussi fait mention de la zone de cisaillement de Catharine, au sud de Kirkland Lake, qui est de même nature. Jackson et Fyon (1991) soulignent aussi la présence de failles cassantes tardives variant de nord - nord-ouest à nord - nord-est (voir Ontario Geological Survey 1991).

1.1.4 Problématique des failles en Abitibi

Comme les failles jouent un rôle capital dans l'évolution des chaînes orogéniques, il est donc nécessaire de tenir compte de la nature de ces failles et de leur importance respective dans l'élaboration d'un modèle d'évolution. Cependant, la plupart des failles ou couloirs de déformation interprétés en Abitibi (Ludden *et al.* 1986; Hocq 1990; Chown *et al.* 1992) sont déterminées à partir de l'interprétation de données géophysiques et de paramètres extrinsèques comme les corrélations stratigraphiques ou l'attitude des éléments structuraux régionaux. Aucun des modèles proposés n'intègre de données structurales ponctuelles sur certaines failles en particulier, ce qui renseignerait sur la cinématique de ces failles et appuierait fortement les interprétations. Dans la plupart des cas, la nature même des failles n'est pas connue mais interprétée et extrapolée à partir de caractères externes. Ces interprétations peuvent même varier d'un modèle à l'autre.

Il est donc difficile d'évaluer l'importance relative des failles interprétées. Le déplacement impliqué est-il plus grand pour telle ou telle faille? Doit-on

considérer à parts égales chacune des failles apparaissant sur la carte? Comme dans bien des cas, la nature de chacune des failles n'est pas déterminée, il est très difficile d'évaluer l'importance de ces failles, ainsi que le rôle qu'elles ont eu à jouer dans l'évolution structurale. La connaissance de la nature des failles interprétées est une lacune qui devrait être comblée si on veut en arriver à un modèle d'évolution rigoureux.

Cette lacune est d'autant plus importante depuis les travaux de séismique profonde du projet LITHOPROBE Abitibi-Grenville entrepris récemment. Ces levés de séismique démontrent la présence de réflecteurs subhorizontaux à faiblement pentés vers le nord (Green *et al.* 1990; Hubert *et al.* 1992; Jackson *et al.* 1992; Verpaelst *et al.* 1992) qui se projettent en surface, par le biais de structures listriques, à des failles subverticales. Cette asymétrie des réflecteurs propose un chevauchement général des unités vers le sud, ce qui rejoint l'idée énoncée par Hocq (1990). Il est donc primordial de voir si les failles subverticales, généralement de direction est-ouest, que l'on considère comme listriques, montrent des relations intrinsèques compatibles à du chevauchement vers le sud. Les failles en question doivent donc faire l'objet d'une analyse structurale détaillée.

Un autre problème relatif aux failles de l'Abitibi est causé par des divergences d'interprétation au niveau des phénomènes structuraux observés. Depuis les travaux de Dimroth *et al.* (1982, 1983a et 1983b) sur la zone volcanique sud de l'Abitibi, plusieurs nouvelles failles ont été interprétées. Par exemple, deux failles sont mentionnées par Dimroth *et al.* (1982, 1983a) dans un secteur englobant les villes de Rouyn-Noranda, de Val-d'Or et d'Amos (faille de Cadillac-Larder

Lake et faille de Duparquet-Destor). Le nombre de failles pour ce secteur est décuplé sur la carte de Hocq (1990). On peut donc se demander quelle est la cause de cette disparité entre deux études pourtant effectuées dans un intervalle de temps relativement court (environ 10 ans). L'interprétation de Dimroth *et al.* (1982, 1983a et 1983b) provient de la compilation de données géologiques recueillies par leur équipe de travail exclusivement dans les secteurs de Rouyn-Noranda et de Val-d'Or. À l'opposé, l'interprétation de Hocq (1990) s'appuie principalement sur la compilation de la base de données du MERQ et la vérification de certaines de ces données sur le terrain, et ce pour toute la partie québécoise de la Sous-province de l'Abitibi, la Sous-province du Pontiac et une partie de la Province du Grenville. Il est donc peu probable que la différence au niveau de la quantité des failles interprétées soit la cause d'un facteur d'échelle de cartographie; les levés de l'équipe de Dimroth ont, selon toute apparence, été effectués à une échelle plus détaillée qui aurait plus facilement permis de détecter la présence de failles. La disparité entre les deux cartes provient, plus probablement, de l'importance accordée par chacun aux différents éléments structuraux observés. Ce qui représente une faille d'importance notable pour l'un, n'en représente pas nécessairement une pour l'autre.

Un contact lithologique dans des roches déformées est, en général, interprété comme un contact de faille. Cependant, est-t-il possible qu'il n'y ait pas de mouvement le long de ce contact? Et si déplacement il y a, ce déplacement est-il nécessairement d'importance notable à l'échelle régionale? Dans le même ordre d'idée, on peut se demander si une roche très schisteuse correspond obligatoirement à une zone de faille accusant un déplacement significatif. Le

développement de la schistosité est fonction de la compétence de la roche. Selon Ramsay (1982), si deux roches sont soumises à des contraintes identiques, la déformation totale sera plus grande dans la roche incompétente que dans la roche compétente. Donc, l'état de déformation d'une roche n'est pas exclusivement le résultat d'un déplacement le long d'une faille ou d'une zone de cisaillement, mais dépend aussi de ses caractéristiques rhéologiques. Il est possible qu'un matériel peu compétent et très déformé ait, en réalité, été contraint à un déplacement moins important qu'un autre plus compétent et d'aspect moins schisteux. Il est donc bien important de tenir compte de ces facteurs dans l'interprétation de zones de déformation. La présence de roches anormalement schisteuses n'indique pas nécessairement la présence d'une faille ou d'une zone de cisaillement d'importance régionale.

Les divergences d'interprétation, tout comme le fait que la nature réelle de certaines zones de faille n'est pas connue, induisent un autre problème, celui-ci au niveau de la nomenclature. Les termes faille, couloir de déformation, zone de cisaillement, sont utilisés pour exprimer des structures d'échelles variables, sans que l'on connaisse nécessairement leur vraie nature. Selon Ramsay et Huber (1987) une faille (*fault*) est une fracture (cassante) le long de laquelle s'est produit un déplacement différentiel significatif, tandis qu'une zone de cisaillement ou un couloir de déformation (*shear zone*) est une zone délimitée par des murs subparallèles, à l'intérieur de laquelle est localisée une forte déformation (Ramsay et Huber 1983). Une telle zone peut présenter une discontinuité selon un plan défini, il s'agit alors d'une faille. Elle peut aussi s'être développée de façon continue, sans qu'il y ait rupture. Dans d'autres cas, il peut se développer une

forte foliation par déformation coaxiale sans qu'il y ait nécessairement de déplacement. Alors, utiliser de façon générale le terme faille ou le terme couloir de déformation pour décrire ces structures de l'Abitibi peut porter à confusion. Pour remédier à cette situation, il faudra donc mieux connaître les structures invoquées afin de savoir si elles doivent être considérées comme des failles ou des zones de cisaillement. Comme ce travail va devoir composer avec des zones de déformation qui ne sont pas nécessairement associées avec des failles, le terme discontinuité structurale sera utilisé pour désigner ces grandes structures qui affectent les roches de la Sous-province de l'Abitibi. Il s'agit d'un terme descriptif qui peut se définir comme une surface séparant deux groupes de roches pouvant être distincts (Bates et Jackson 1987). Dans certains cas, la discontinuité structurale peut être responsable de la rupture du grain tectonique et agir comme une surface de décollement. Le terme englobe aussi bien une faille cassante ou une discordance, qu'une zone de cisaillement d'épaisseur kilométrique.

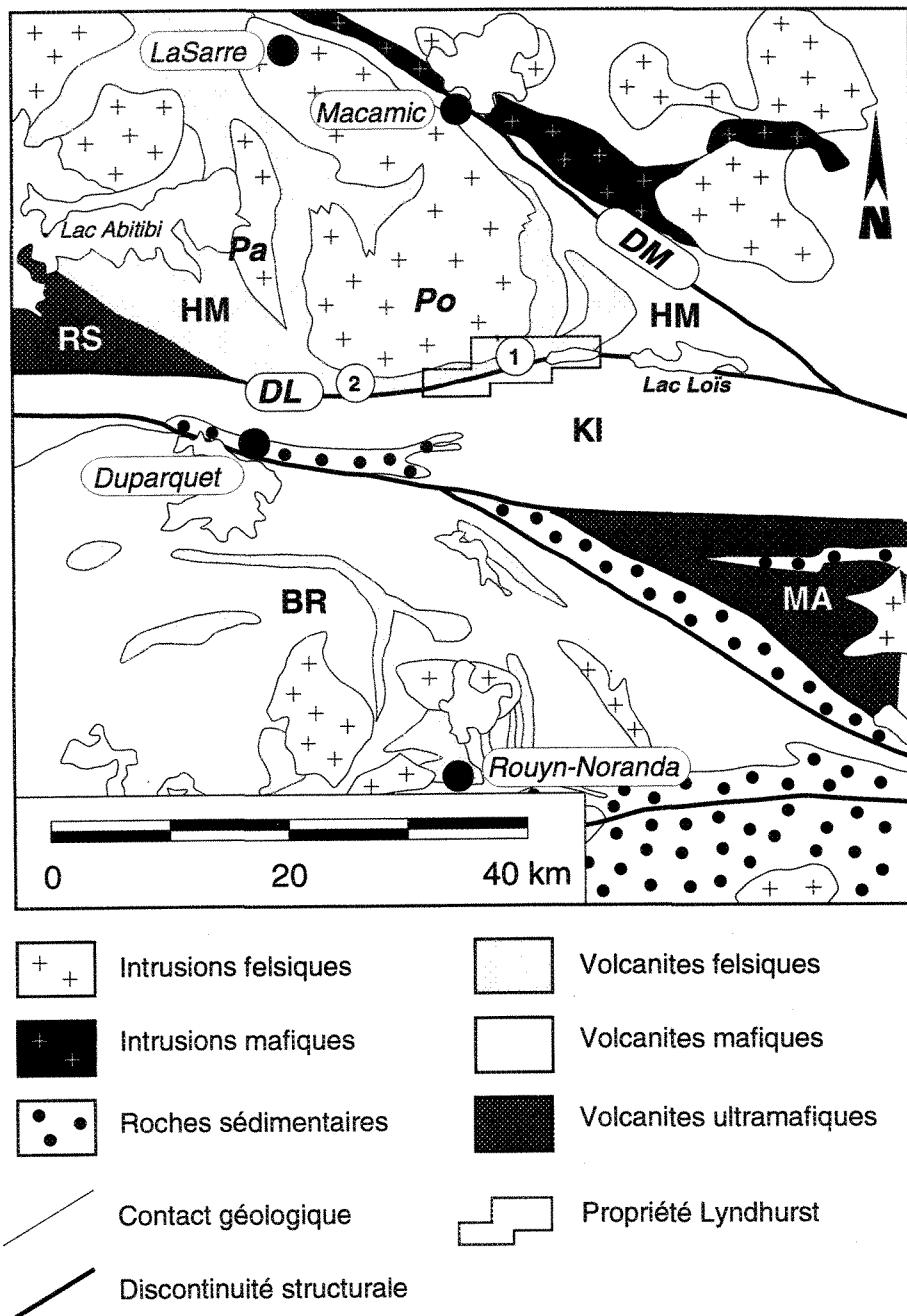
En résumé, la Sous-province de l'Abitibi est affectée par un nombre plus ou moins bien défini de discontinuités structurales. L'importance de chacune de ces structures dans l'évolution structurale de la sous-province varie selon leur nature propre et dans bien des cas, la nature de ces discontinuités n'est interprétée qu'à partir d'arguments externes. Il importe donc de bien définir la nature des discontinuités dans l'élaboration d'un modèle rigoureux. L'interprétation des discontinuités doit intégrer les relations structurales internes, les relations stratigraphiques et structurales de part et d'autre des discontinuités, et, quand cela est possible, les données de séismique profonde.

1.2 Localisation des travaux

L'étude des caractéristiques intrinsèques de chacune des discontinuités structurales interprétées en Abitibi représente un travail considérable qui déborde largement des objectifs de cette thèse. L'approche visée consiste à étudier un secteur et à en déterminer l'évolution structurale afin de voir comment ces données pourront s'intégrer à l'intérieur des modèles régionaux.

Le secteur d'étude choisi est situé à une quarantaine de kilomètres au nord de Rouyn-Noranda (Figure 4). Il s'agit d'un secteur moins bien connu que les régions plus au sud, et qui renferme deux zones de déformation associées à des discontinuités structurales représentant les deux grandes familles de discontinuités. La discontinuité de Lyndhurst, de direction est-ouest, y sépare les roches des groupes de Hunter Mine à l'est, et de Roquemaure-Stoughton à l'ouest, des basaltes du Groupe de Kinojévis au sud; elle recoupe le contact Hunter Mine - Roquemaure-Stoughton qui est de direction nord-ouest - sud-est. Dans le modèle d'évolution tectonique de Chown *et al.* (1992), quoiqu'il n'en soit pas mention explicitement, on laisse supposer la possibilité que la discontinuité de Lyndhurst représente la limite entre la zone volcanique nord et la zone volcanique sud (Chown *et al.* 1992, figures 1 et 6). Il est donc particulièrement intéressant de tenter de déterminer la nature de cette discontinuité. La famille de discontinuités nord-ouest - sud-est est représentée, dans le secteur d'étude, par la discontinuité de Macamic. Il s'agit probablement de l'un des meilleurs exemples de discontinuité nord-ouest - sud-est de par la quantité et la qualité de ses affleurements, ainsi que par son accès facile. Contrairement à la discontinuité de Lyndhurst qui est

Figure 4 - Carte de localisation de la propriété Lyndhurst (modifiée de MERQ-OGS, 1983 et Hocq, 1990). **D_L**=discontinuité de Lyndhurst, **D_M**=discontinuité de Macamic, **H_M**=Groupe de Hunter Mine, **R_S**=Groupe de Roquemaure-Stoughton, **K_I**=Groupe de Kinojévis, **B_R**=Groupe de Blake River, **M_A**=Groupe de Malartic, **P_O**=Pluton de Pouleariès, **P_a**=Pluton de Palmarolle, **1**=Mine Lyndhurst, **2**=Mine Hunter.



parallèle au groupe de Kinojévis, celle de Macamic recoupe le grain stratigraphique régional.

1.3 Objectifs

Le but premier de ce travail est d'établir, à partir des caractères intrinsèques des discontinuités structurales, l'évolution tectonique d'un secteur de l'Abitibi où les deux familles de discontinuités sont en relation, et ce, afin d'évaluer le rôle joué par ces discontinuités. Pour en arriver là, il faut, dans un premier temps, déterminer le plus adéquatement possible la nature et l'importance de chacune des discontinuités et, dans un deuxième temps, déterminer la relation chronologique entre ces deux discontinuités.

La base de cette étude est donc l'analyse structurale ponctuelle des deux discontinuités dans le but d'établir l'évolution de la région. Spécifiquement, les objectifs poursuivis sont de:

- Déterminer la nature de la discontinuité de Lyndhurst
- Déterminer la nature de la discontinuité de Macamic
- Évaluer l'importance du transport dans le cas de failles régionales, ce qui implique la corrélation de certains niveaux stratigraphiques de part et d'autre des discontinuités
- Comparer les styles de déformation propres aux deux discontinuités
- Déterminer les relations d'âge entre les deux discontinuités afin d'évaluer leur rôle propre dans l'évolution structurale de la région.

Le corps de cette thèse est constitué de quatre chapitres principaux. Les chapitres 3 et 4 ont pour objet l'analyse des discontinuités de Lyndhurst et de Macamic respectivement. L'analyse structurale de la discontinuité de Lyndhurst, traitée au chapitre 3, a servi de base à un article publié dans la Revue Canadienne des Sciences de la Terre (Labbé *et al.* 1992). Le chapitre 5 fera état de l'évolution structurale du secteur d'étude, du rôle des discontinuités dans cette évolution, et des implications dans les modèles sur l'Abitibi en général.

1.4 Méthodologie

Les discontinuités de Lyndhurst et de Macamic sont deux structures qui présentent des caractéristiques bien différentes et qui nécessitent une approche méthodologique différente:

- La discontinuité de Lyndhurst est associée à une zone de déformation restreinte dont la relation avec la discontinuité n'est pas évidente à première vue, tandis que la discontinuité de Macamic est soulignée sur toute sa longueur par une forte zone de cisaillement.

- Les éléments pouvant renseigner sur la cinématique de la zone de déformation de Lyndhurst sont rares et peu évidents, tandis qu'ils sont beaucoup plus clairs et généralement abondants dans le cas de la discontinuité de Macamic.

- La discontinuité de Lyndhurst représente un contact stratigraphique majeur; aucun horizon marqueur n'est observé de part et d'autre. Il est donc difficile d'évaluer l'importance du transport tectonique possible. À l'opposé, la discontinuité de Macamic est sécante au grain stratigraphique régional et déplace des niveaux marqueurs, comme par exemple le Groupe de Chicobi.

Comme les deux discontinuités présentent des caractéristiques différentes, la problématique propre à chacune est aussi différente. Les approches préconisées dans l'étude de chacune des discontinuités ne doivent donc pas être les mêmes. La relation entre la zone de déformation associée à la discontinuité de Lyndhurst et la discontinuité même est obscure, tout comme la cinématique de cette zone. L'étude de la nature de cette discontinuité demande donc, dans ce cas, un effort particulier pour prélever tous les éléments pouvant permettre de proposer une solution. Dans le cas de la discontinuité de Macamic, la nature de la discontinuité semble plus évidente dès le départ. Il ne s'agit donc que de vérifier si nous sommes réellement en présence d'un décrochement dextre. Cependant, comme la discontinuité de Macamic est sécante à la stratigraphie régionale et au grain structural, la problématique se tourne plutôt vers les relations entre la discontinuité et ces structures régionales, et vers la possibilité de fixer la chronologie des événements.

L'analyse structurale de la discontinuité de Lyndhurst est basée sur la cartographie de détail d'une partie de la zone de déformation de Lyndhurst affleurant particulièrement bien. Cette partie correspond à la propriété Lyndhurst (Figure 4) qui a alors été cartographiée pour le compte de la compagnie Minnova

inc.. La cartographie a été effectuée durant les étés 1988 et 1989, à partir de cheminements au pas et à la boussole le long de lignes coupées à tous les 100 mètres. Les affleurements et les mesures recueillies sur le terrain ont été reportées sur des cartes à l'échelle 1: 2500 et compilées au 1: 5000. Trois cartes géologiques à l'échelle 1: 5000 de ce secteur sont incluses à la thèse, en pochette. Pour les endroits à relief plus élevé et où l'on retrouve de grandes surfaces d'affleurement, des agrandissements de photos aériennes à l'échelle 1: 5000 ont aussi été utilisés. Les roches volcaniques de la propriété Lyndhurst ont été échantillonnées selon une maille de 30 à 40 mètres environ, dans le but de déterminer chimiquement la présence de zones d'altération. Des analyses des éléments majeurs de ces roches, au nombre de 1100 environ, ont été effectuées par absorption atomique dans les laboratoires de METRCLAB (1980). Quelques analyses lithogéochimiques totales ont aussi été effectuées sur les roches mafiques et ultramafiques situées de part et d'autre de la discontinuité de Lyndhurst. Les éléments majeurs ainsi que les éléments V, Ni, Ba, Nb, Zr, Y, Sr, Rb, Pb, Th et U ont été analysés par fluorescence des rayons X (XRF) au laboratoire de géochimie du département des sciences géologiques de l'Université McGill. Les éléments du groupe des terres rares ainsi que Co, Cr et Sc ont été analysés par activation neutronique (INAA) à l'UQAC selon la méthode décrite par Bédard et Barnes (1990).

Deux des principales caractéristiques de la discontinuité de Macamic sont la qualité et l'accessibilité des affleurements. Les coupes le long des routes fournissent les meilleures surfaces d'observation aussi bien dans le plan horizontal que vertical; l'étude structurale de la discontinuité de Macamic est basée surtout sur la visite d'affleurements de ce type. Quelques traverses ont aussi été effectuées

dans les champs et les boisés pour compléter l'information. La discontinuité de Macamic n'a donc pas été le site d'une cartographie détaillée comme ce fût le cas pour la discontinuité de Lyndhurst, mais plutôt d'études ponctuelles, effectuées à l'été 1990, dans le secteur compris entre LaSarre et le lac Loïs, et à l'été 1991 dans le secteur nord-ouest. Cette seconde série d'études fait aussi partie d'un projet sur les couloirs de déformation de l'Abitibi mené par le Centre d'études en ressources minérales de l'Université du Québec à Chicoutimi et le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. Une carte, à l'échelle 1: 100 000, des éléments structuraux prélevés lors ces travaux est aussi incluse en pochette.

1.5 Géologie régionale

Cette section a pour but la description de la géologie générale du secteur étudié. Dans un premier temps, nous discuterons des grands traits de la lithostratigraphie régionale, puis des caractères géochimiques et structuraux régionaux et du métamorphisme. Enfin, nous jetterons un bref coup d'oeil sur les données du projet LITHOPROBE se rapportant au secteur d'étude. La géologie présentée ici provient principalement d'observations ponctuelles et des données recueillies dans la littérature (articles scientifiques et rapports du MERQ).

1.5.1 Lithostratigraphie régionale

1.5.1.1 Roches volcaniques

Une bonne partie des lithologies de la région sont représentées par des volcanites mafiques (Figure 5). La partie nord est constituée de basaltes qui n'ont jamais été assignés à aucune unité stratigraphique formelle. Ces roches représentent probablement les plus vieilles unités de la région. Selon Chown *et al.* (1992), elles constituent un arc volcanique immature sur lequel se sont édifiés plusieurs complexes felsiques dont ceux de Hunter Mine et de Normétal qui affleurent dans le secteur d'étude. Les roches andésitiques sont restreintes au sud-est de la région, dans le secteur du lac Loïs; elles sont associées au Groupe de Hunter Mine où elles sont interdigitées aux laves felsiques (Verpaelst et Hocq 1991). La limite entre les basaltes et ces andésites n'est pas documentée.

Les volcanites felsiques se distribuent selon deux bandes: celle du Groupe de Hunter Mine au sud, et la bande de Normétal à la limite nord du secteur d'étude (Figure 5). Ces roches sont de composition rhyolitique et dacitique, et sont observées sous forme de coulées généralement très bréchifiées, de dykes nourriciers, et parfois de volcanoclastites. Elles représentent des centres felsiques édifiés sur un arc immature (Chown *et al.* 1992). De récents travaux (Mueller et White 1991; 1992; Mueller et Donaldson 1992a) démontrent que l'édifice rhyolitique du Groupe de Hunter Mine n'était pas émergeant. Les rhyolites du Groupe de Hunter Mine ont été datées à 2729.6 ± 1.4 Ma tandis que celles de

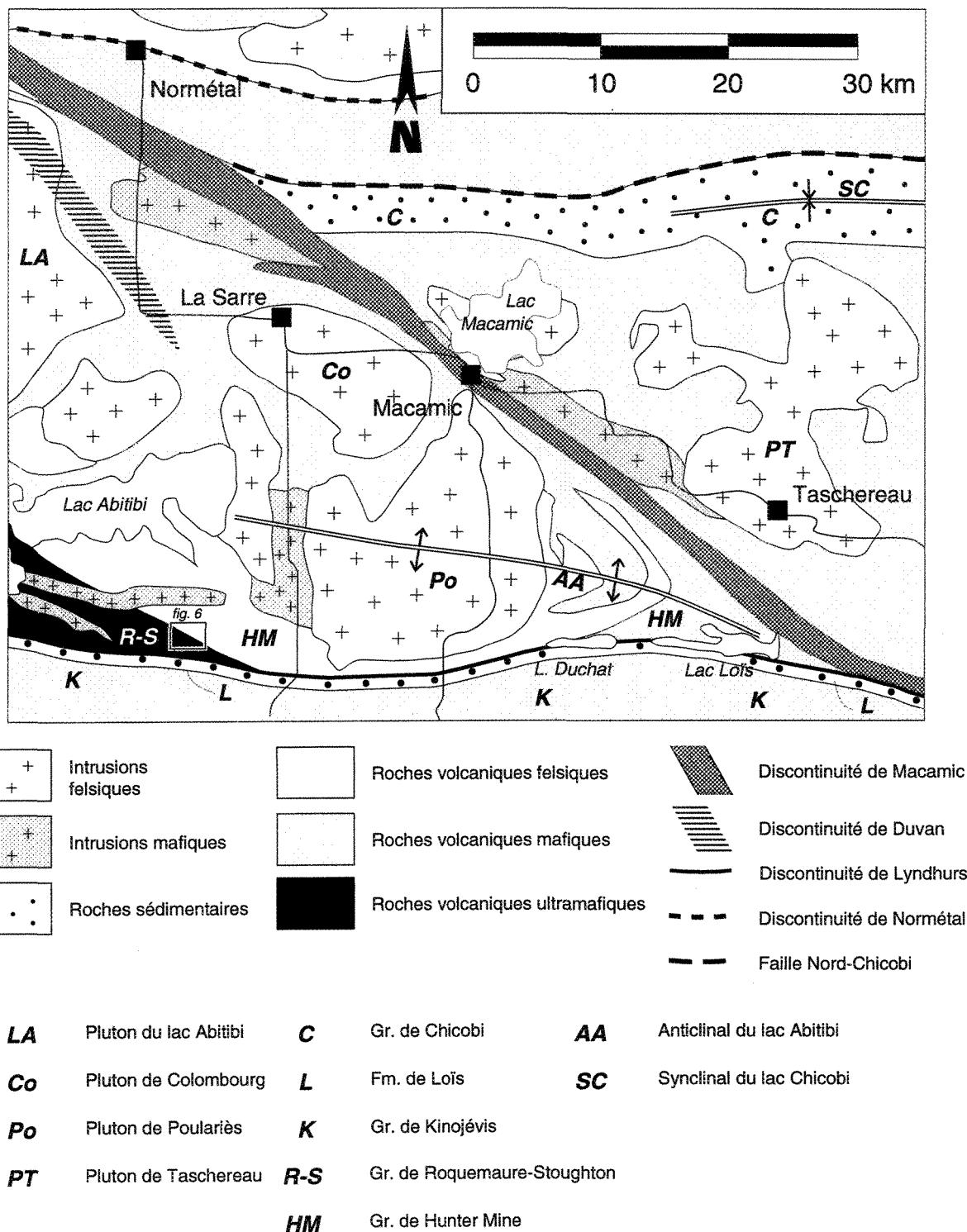


Figure 5 - Carte géologique régionale. Note: l'épaisseur de la Formation de Loïs a largement été exagérée pour plus de clarté.

Normétal ont un âge de 2727.7 +/- 2.6 Ma (Mortensen 1987; Chown *et al.* 1992). Ces datations permettent donc de déduire un âge minimum de 2730 Ma pour l'arc volcanique immature constituant la majeure partie de la zone volcanique nord de la Sous-province de l'Abitibi (Chown *et al.* 1992).

Les rhyolites du Groupe de Hunter Mine sont recouvertes en concordance par le Groupe de Roquemaure-Stoughton. Selon les travaux de Dimroth *et al.* (1982), le Groupe de Roquemaure-Stoughton est constitué de laves komatiitiques et représente la base d'un deuxième cycle de volcanisme. Le Groupe de Kinojévis est constitué de basaltes tholéïtiques et compose l'unité médiane de ce deuxième cycle. Les récents travaux de cartographie de Goutier (en préparation) dans le secteur de Roquemaure-Hébécourt viennent préciser le contact entre les rhyolites du Groupe de Hunter Mine, représentant le premier cycle de Dimroth *et al.* (1982), et le Groupe de Roquemaure-Stoughton. Ce contact est caractérisé par une interdigitation entre les rhyolites, des basaltes vraisemblablement tholéïtiques et les komatiites proprement dites (Figure 6). Des dykes mafiques et ultramafiques viennent aussi s'injecter dans ces roches. L'interdigitation entre les basaltes et les rhyolites démontre le synchronisme de ces deux types de volcanisme. Le Groupe de Roquemaure-Stoughton est donc représenté non seulement par des komatiites ou des basaltes komatiitiques, mais aussi par des niveaux de basaltes tholéïtiques, semblables à ceux du Groupe de Kinojévis. En réalité, il semble y avoir autant de basaltes tholéïtiques que de komatiites dans le Groupe de Roquemaure-Stoughton, quoique ces dernières affleurent mieux (Goutier en préparation). Les komatiites et les basaltes sont généralement coussinés et représentent toujours un milieu immergé. Quelques niveaux à spinifex sont observés dans les komatiites.

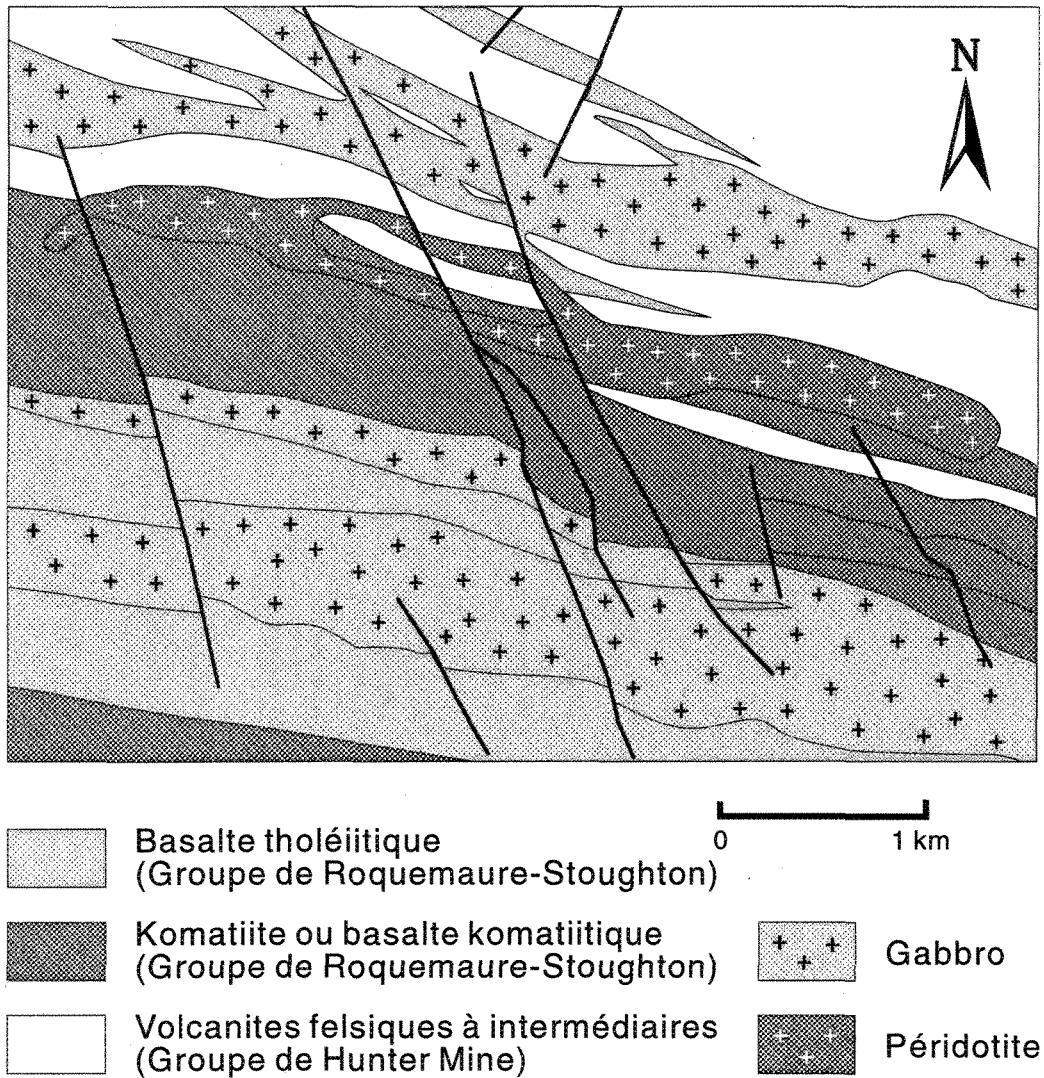


Figure 6 - Carte géologique sommaire du contact entre les groupes de Hunter Mine et de Roquemaure-Stoughton, au sud de Roquemaure. Noter l'alternance entre les volcanites du Hunter Mine, les basaltes et les komatiites du Roquemaure-Stoughton. Modifié de Goutier (en préparation).

Le contact entre le Groupe de Roquemaure-Stoughton et le Groupe de Kinojévis se situe au niveau de la discontinuité de Lyndhurst (Figure 5); les unités komatiitiques disparaissent au sud de la discontinuité de Lyndhurst et le Groupe de Kinojévis n'est constituée que de basaltes tholéïtiques et de filons-couches de composition semblable, avec de rares horizons plus felsiques. Ces basaltes aussi sont généralement coussinés; la séquence entière semble donc représenter un milieu immergé. Les basaltes du Groupe de Kinojévis affleurent sur la largeur totale du secteur étudié; ils seront décrits plus en détail dans le chapitre suivant portant sur la lithostratigraphie de la zone cartographiée en détail.

Le seul âge disponible pour le Groupe de Roquemaure-Stoughton est de 2714 +/- 2 Ma (Corfu *et al.* 1989), mais provient de beaucoup plus loin à l'ouest, en Ontario. Il est donc possible que ces roches soient différentes de celles du Groupe de Roquemaure-Stoughton au Québec, d'autant plus que les rhyolites du Groupe de Hunter Mine dans ce secteur (Ontario) sont datées à 2713 +/- 2 Ma (Corfu *et al.* 1989), ce qui est bien différent de l'âge reconnu au Québec. Il faut donc considérer la possibilité que les groupes de Roquemaure-Stoughton et de Hunter Mine, datés en Ontario, ne présentent aucune relation stratigraphique avec les unités du même nom au Québec. Un âge préliminaire (U-Pb) de 2718 +/- 3 Ma a, tout récemment, été obtenu pour des horizons felsiques situés dans la partie supérieure du Groupe de Kinojévis, dans le secteur de la faille de Porcupine-Destor (Zhang *et al.* 1993). L'écart entre la base du Groupe de Hunter Mine et cet horizon du sommet du Groupe de Kinojévis est donc de 12 Ma. Il serait intéressant d'obtenir un âge pour

les niveaux supérieurs du Groupe de Hunter Mine, l'horizon daté par Mortensen (1987) étant situé plus bas dans la stratigraphie. Il n'est pas impossible que les niveaux supérieurs du Groupe de Hunter Mine qui sont interstratifiés au Groupe de Roquemaure-Stoughton présentent un âge plus jeune, peut-être même plus près de celui du Hunter Mine évalué en Ontario. Ceci aurait peut-être une incidence importante sur l'interprétation de la discontinuité de Lyndhurst advenant le cas d'un faible intervalle entre le sommet du Groupe de Hunter Mine et le Groupe de Kinojévis. Les âges déterminés ne représentent que deux points fixes dans un continuum d'événements; il est difficile de déterminer ce qui a pu se passer entre ces deux événements particuliers. L'écart de 12 Ma entre la base du Groupe de Hunter Mine et le sommet du Groupe de Kinojévis représente donc l'intervalle de temps maximum qui peut être inféré à la discontinuité de Lyndhurst. Il est possible que cet intervalle soit moindre.

1.5.1.2 Roches sédimentaires

Deux niveaux de roches sédimentaires se retrouvent à l'intérieur du secteur d'étude (Figure 5): le Groupe de Chicobi, au nord, et la Formation de Loïs, parallèlement à la discontinuité de Lyndhurst, au sud. Le Groupe de Chicobi (Hocq 1981) est constitué d'une alternance de grauwackes et d'argilites noires, généralement en lits centimétriques. Il représente une sédimentation en milieu intra-arc, précoce dans l'évolution de l'Abitibi (Chown *et al.* 1992; Mueller et Donaldson 1992b). La Formation de Loïs est une mince bande sédimentaire constituée de conglomérats, de grès et d'argilites graphitiques. Elle n'affleure que

dans le secteur des lacs Loïs et Duchat et sera décrite en détail dans le chapitre suivant.

La Formation de Loïs marque la position de la discontinuité de Lyndhurst. Les lits d'argilite graphiteuse se retrouvant à l'intérieur de cette séquence sédimentaire constituent d'importants niveaux conducteurs causant une anomalie électromagnétique régionale (levés input, MERQ). Les sédiments de la Formation de Loïs n'affleurent que très sporadiquement dans le secteur des lacs Duchat et Loïs; à l'est et à l'ouest de ce secteur, ils sont, à toute fin pratique, totalement recouverts par le mort-terrain. Cependant, la continuité de l'anomalie sur les levés géophysiques permet de définir les extensions latérales de ces niveaux d'argilite graphiteuse. Au Québec, où ces levés sont disponibles, l'anomalie est perçue de façon continue sur environ 100 km, de la frontière ontarienne, vers l'est, jusqu'au sud d'Amos (Figure 7). Boivin (1974) mentionne la présence, dans le secteur de Duparquet, d'un affleurement de roches sédimentaires et de graphite associés à ce niveau conducteur. À l'est du lac Loïs, un affleurement de tufs fins et d'argilite est aussi documenté par Dubé (1978) dans le prolongement de l'anomalie électromagnétique. Ces roches sont en contact, au sud, avec des basaltes massifs.

La présence de cette anomalie électromagnétique permet donc d'interpréter les extensions est et ouest de la Formation de Loïs et par le fait même, de la discontinuité de Lyndhurst. Ces roches sédimentaires marquent le contact entre les unités du Groupe de Hunter Mine et celles du Groupe de Kinojévis. Cependant, dans l'ouest de la région, elles se retrouvent au contact entre les

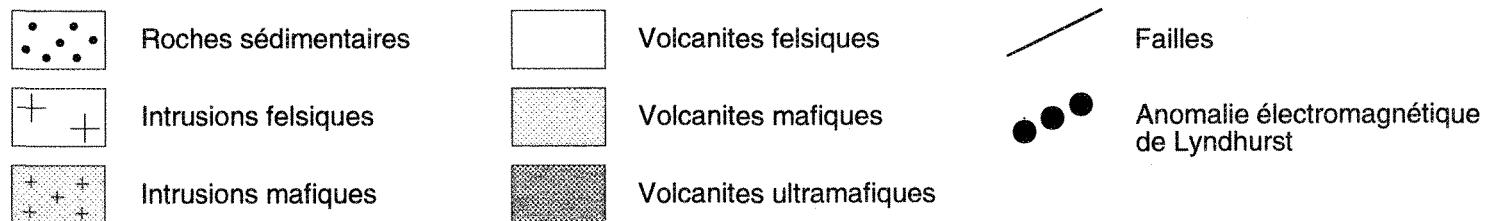
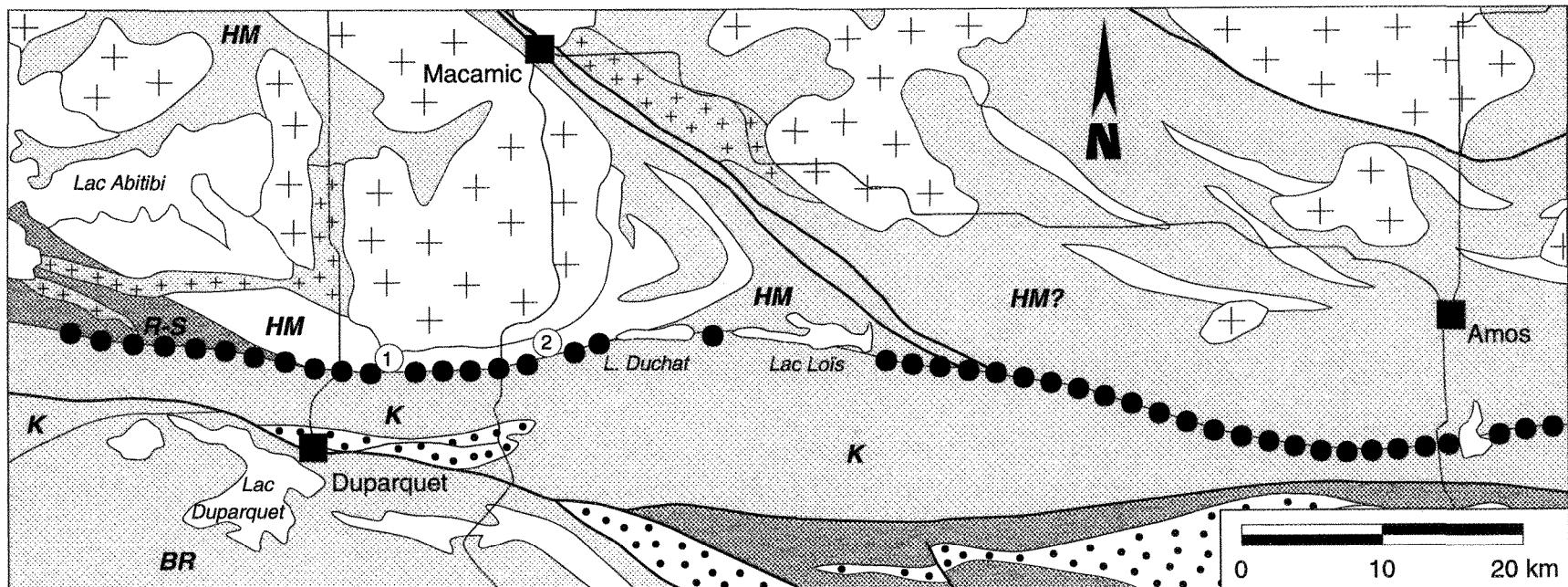


Figure 7 - Carte géologique régionale et localisation de l'anomalie électromagnétique associée aux argilites graphitéuses de la Formation de Loïs. HM - Groupe de Hunter Mine, R-S - Groupe de Roquemaure-Stoughton, K - Groupe de Kinjévis et BR - Groupe de Blake River. 1-mine Hunter, 2-mine Lyndhurst.

komatiites du Groupe de Roquemaure-Stoughton et les basaltes tholéitiques du Groupe de Kinojévis (Figure 7).

En Ontario, le contact entre le Groupe de Roquemaure-Stoughton et le Groupe de Kinojévis est souligné par la présence de tufs argileux et graphitiques, de chert et de formations de fer (Jensen 1978; MERQ-OGS 1984). Ce niveau sédimentaire se situe dans le prolongement occidental de l'anomalie électromagnétique associée à la discontinuité de Lyndhurst. Cet horizon repère constituerait le prolongement de la Formation de Loïs et marquerait donc la trace de la discontinuité de Lyndhurst en Ontario.

1.5.1.3 Roches intrusives

Diverses intrusions recoupent les roches volcaniques, surtout au nord de la discontinuité de Lyndhurst. Trois masses de diorite-gabbro sont représentées sur la figure 5 dont deux dans le secteur de Macamic-LaSarre qui proviennent fort probablement d'une même intrusion disséquée par la discontinuité de Macamic. De plus, quelques dykes de gabbro recoupent les rhyolites du Groupe de Hunter Mine ainsi que les komatiites du Groupe de Roquemaure-Stoughton, à proximité de la discontinuité de Lyndhurst. Plusieurs intrusions felsiques affleurent dans la région. Trois de ces intrusions présentent un intérêt particulier à cette étude; ce sont les plutons de Pouliariès, de Colombourg et du lac Abitibi (Figure 5). Le pluton de Pouliariès est constitué principalement de tonalite et de granodiorite et est considéré comme contemporain aux unités du Groupe de Hunter Mine (Rive *et al.* 1990). Aucune auréole de métamorphisme n'est observée en sa bordure. Pour

leur part, les plutons de Colombourg et du lac Abitibi sont considérés comme syntectoniques et leur composition varie de granodiorite à monzodiorite (Rive *et al.* 1990). Une granodiorite porphyrique provenant du nord-est du pluton du lac Abitibi a été datée à 2690 +/- 2 Ma, tandis qu'une granodiorite à hornblende du pluton de Colombourg a donné un âge de 2696 +/- 1 Ma (Chown *et al.* 1992).

1.5.2 Caractères géochimiques régionaux

Les principales données disponibles sur le plan de la géochimie sont restreintes à la partie sud de la région d'étude (Figure 5). Gagnon (1981a; 1981b), à partir des contenus en éléments majeurs des rhyolites, associe le Groupe de Hunter Mine à une suite calco-alcaline. Il utilise aussi ces données afin de caractériser les altérations du secteur de la mine Hunter (Figure 7) et détermine que l'altération hydrothermale (+Mg, +Fe, +/-K, -Na, -Ca) est restreinte aux niveaux stratigraphiquement inférieurs à la mine Hunter.

Verpaelst et Hocq (1991), à l'aide de la chimie des éléments majeurs et de quelques éléments en trace, relient les rhyolites et les andésites du Groupe de Hunter Mine à une suite calco-alcaline. Les échantillons du Groupe de Kinojévis sont plutôt représentatifs d'une suite tholéïitique.

1.5.3 Caractères structuraux régionaux

Cette section se veut un bref survol des éléments structuraux observés dans les secteur d'étude. Les discontinuités de Lyndhurst et de Macamic seront traitées beaucoup plus en détail à l'intérieur des chapitres 3 et 4.

Deux plis régionaux ont été observés dans la région d'étude (Figure 5): l'anticlinal du lac Abitibi et le synclinal du lac Chicobi. L'anticlinal du lac Abitibi (Eakins 1974; Verpaele et Hocq 1991) est une grande structure est-ouest qui affecte les roches des groupes de Hunter Mine et de Roquemaure-Stoughton. Le centre de cet anticlinal est occupé par le pluton de Pouleariès. L'anticlinal du lac Abitibi est une structure précoce ne montrant aucune fabrique axiale apparente (Dimroth *et al.* 1983a). Il s'agit en quelque sorte d'une structures de dôme montrant une double plongée. Une structure synclinale d'importance régionale et de direction est-ouest est aussi observée dans les roches du Groupe de Kinojévis, juste au sud de la région délimitée par la figure 5. Le synclinal d'Abijévis (Hocq 1977) plisse les basaltes du Groupe de Kinojévis sans pour autant qu'il y ait développement d'une fabrique axiale bien importante. Contrairement à l'anticlinal du lac Abitibi, ce synclinal plonge abruptement ($\sim 60^\circ$) vers l'ouest (J. Goutier, communication personnelle). Chown *et al.* (1992) associent ces grands plis régionaux sans fabrique axiale, à une première phase de déformation. Une seconde structures synclinale, le synclinal du lac Chicobi (Hocq 1981), est située dans le nord-est de la région, à l'intérieur du Groupe de Chicobi. Cette structure synclinale est déterminée par une inversion des polarités dans les sédiments. La schistosité est-ouest observée dans ce secteur lui est probablement axiale.

La schistosité régionale est généralement est-ouest, subverticale, et associée à une linéation minérale ou d'étirement en composante pendage. L'attitude de cette schistosité tend à varier en marge des discontinuités structurales nord-ouest - sud-est où elle se parallélise à ces discontinuités, et en bordure des grandes masses intrusives où elle a tendance à mouler la forme des plutons. La linéation tend aussi vers l'horizontale à proximité des discontinuités nord-ouest - sud-est. La figure 8 présente une esquisse de la trajectoire de la schistosité principale dans la région étudiée.

Outre les discontinuités de Lyndhurst et de Macamic, quelques autres discontinuités structurales sont présentes dans la région (Figure 5).

La faille Nord-Chicobi (Lacroix et Sawyer 1992) constitue la bordure nord du Groupe de Chicobi. Les schistosités associées à cette discontinuité sont de direction est-ouest et sont pentées moyennement vers le nord (40° à 60°). Elles sont accompagnées de linéations d'étirement en composante pendage et d'indicateurs de mouvement suggérant un chevauchement vers le sud (Lacroix et Sawyer 1992).

La discontinuité de Normétal représente la limite sud de la bande volcanique felsique de Normétal. Elle présente des foliations ouest-nord-ouest - est-sud-est pentées abruptement vers le nord et associées à des linéations d'étirement généralement en composante pendage. Aucun mouvement n'a encore été attribué à cette structure.

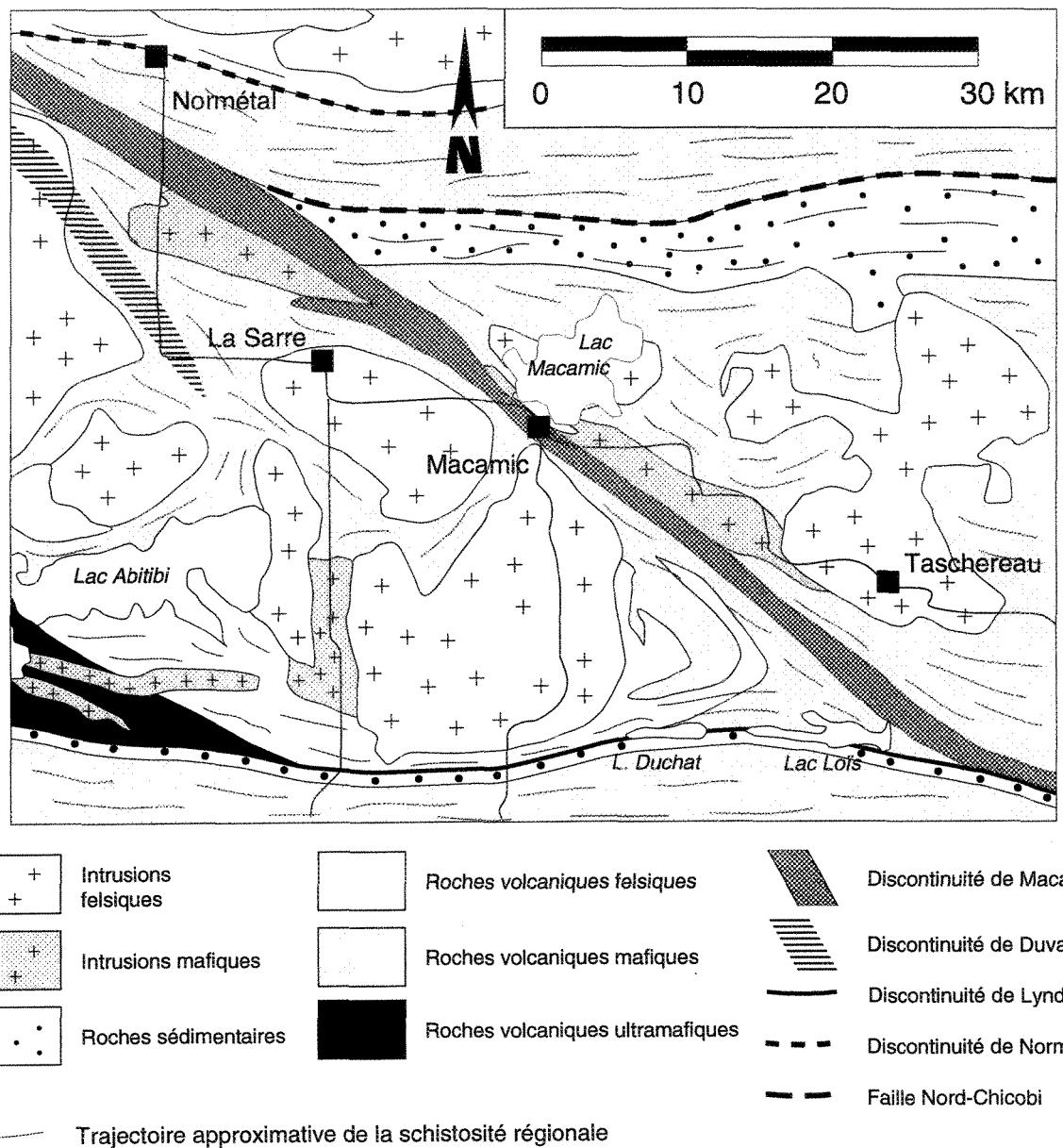


Figure 8 - Carte géologique régionale présentant la trajectoire de la schistosité régionale.

La discontinuité de Duvan est une structure parallèle à la discontinuité de Macamic qui recoupe le pluton du lac Abitibi. Il s'agit d'un couloir de déformation d'environ 2 kilomètres de largeur qui présente des caractéristiques très semblables à la discontinuité de Macamic. Il est souligné par une forte anisotropie planaire subverticale de direction nord-ouest - sud-est. Les linéations minérales et d'étirement sont directionnelles et différents indicateurs de sens de cisaillement proposent un mouvement dextre: objets rigides asymétriques, bandes de cisaillement et fuseaux de foliation (*foliation fish*). La relation de recouplement entre la discontinuité de Duvan et le pluton du lac Abitibi n'est pas tout à fait claire. La granodiorite, dans le prolongement de la discontinuité, montre une foliation minérale costructurée à la foliation de la discontinuité. Cependant, l'anisotropie dans la granodiorite est beaucoup moins forte. Il ne s'agit pas d'une schistosité ni d'une foliation mylonitique; la foliation est soulignée par l'orientation préférentielle des minéraux ferromagnésiens surtout, qui résulte peut-être d'une déformation à l'état semi-solide, c'est-à-dire lorsque la granodiorite pouvait être encore relativement chaude. Il est donc possible que le pluton du lac Abitibi soit contemporain au mouvement le long de la discontinuité de Duvan.

Deux zones de cisaillement nord-est - sud-ouest sans grandes continuités latérales ont été observées. La première constitue la bordure nord-ouest du pluton de Pouleariès et est représentée par une zone, d'au moins 200 mètres de largeur, fortement foliée. La foliation est subverticale, de direction nord-est - sud-ouest, et ne présente pas de linéation ou d'indicateur de sens de cisaillement évident. Elle semble affecter surtout des roches intrusives associées au pluton. La seconde

discontinuité nord-est - sud-ouest borde aussi un pluton. Elle se retrouve en bordure sud-ouest du pluton de Taschereau. Les volcanites mafiques y sont affectées d'une forte schistosité sur près d'un kilomètre de largeur. Une linéation minérale subhorizontale et des indicateurs de mouvement senestres y sont observés mais de façon peu évidente. Ces deux zones de déformation ne semblent représenter que des phénomènes locaux que nous ne traiterons pas plus en détail ici.

1.5.4 Métamorphisme

Dans le secteur d'étude, le métamorphisme est généralement au faciès des schistes verts sauf dans la partie sud (Groupe de Roquemaure-Stoughton et Groupe de Kinojévis) où il est au faciès pumpellyite-prehnite (Jolly 1978; Dimroth *et al.* 1983b). Une étude récente (Powell *et al.* 1992) dans le secteur de Duparquet-Destor souligne la continuité des isogrades de métamorphisme de part et d'autre de la discontinuité de Lyndhurst. Les isogrades traversent la discontinuité sans être déplacées, ce qui suggère qu'aucun mouvement ne s'est superposé sur le métamorphisme régional. Ce n'est pas le cas pour la zone de Porcupine-Destor qui recoupe les isogrades. Au sud de la faille Porcupine-Destor, les isogrades dans les roches du Groupe de Blake River montrent un patron complexe qui peut être associé à une déformation post-métamorphique (Powell *et al.* 1992).

Le métamorphisme peut parfois atteindre le faciès amphibolite en bordure de certaines intrusions. Le cas le plus évident de métamorphisme de contact est celui en bordure du pluton du lac Abitibi. Ce métamorphisme se manifeste

généralement par la présence de hornblende dans les volcanites mafiques et de biotite dans les sédiments de Groupe de Chicobi. L'étendue de cette zone de fort métamorphisme semble assez importante (jusqu'à 2 kilomètres par endroits) et il ne semble pas y avoir de belle auréole régulière autour du pluton. Il est fort probable que les petits plutons felsiques, satellites au pluton principal, soient responsables de cette irrégularité (voir carte en pochette). Certaines intrusions probablement synvolcaniques, comme le pluton de Pouariès, ne montrent aucune auréole de contact.

1.5.5 Données du projet LITHOPROBE

Plusieurs levés de séismique réflexion ont été effectuées dans la Sous-province de l'Abitibi lors du projet LITHOPROBE Abitibi-Grenville. La principale caractéristique de ces levés, est la présence de réflecteurs subhorizontaux ou faiblement pentés vers le nord (Green *et al.* 1990; Jackson *et al.* 1992; Hubert *et al.* 1992) qui semblent témoigner d'une tectonique de chevauchement du nord vers le sud.

Trois de ces levés sont particulièrement intéressants pour notre secteur d'étude: les lignes 25, 27 et 28 (Figure 9). La ligne 28 est grossièrement nord-sud; elle s'étend du secteur de la mine Selbaie, à proximité de la limite nord de la Sous-province de l'Abitibi, jusqu'au secteur de LaSarre. Hubert *et al.* (1992) présentent une interprétation de cette ligne caractérisée par des réflecteurs faiblement pentés au nord et interprétés comme des chevauchements. Ces réflecteurs sont perturbés dans le secteur de la zone tectonique de Casa-Berardi et cette dernière est

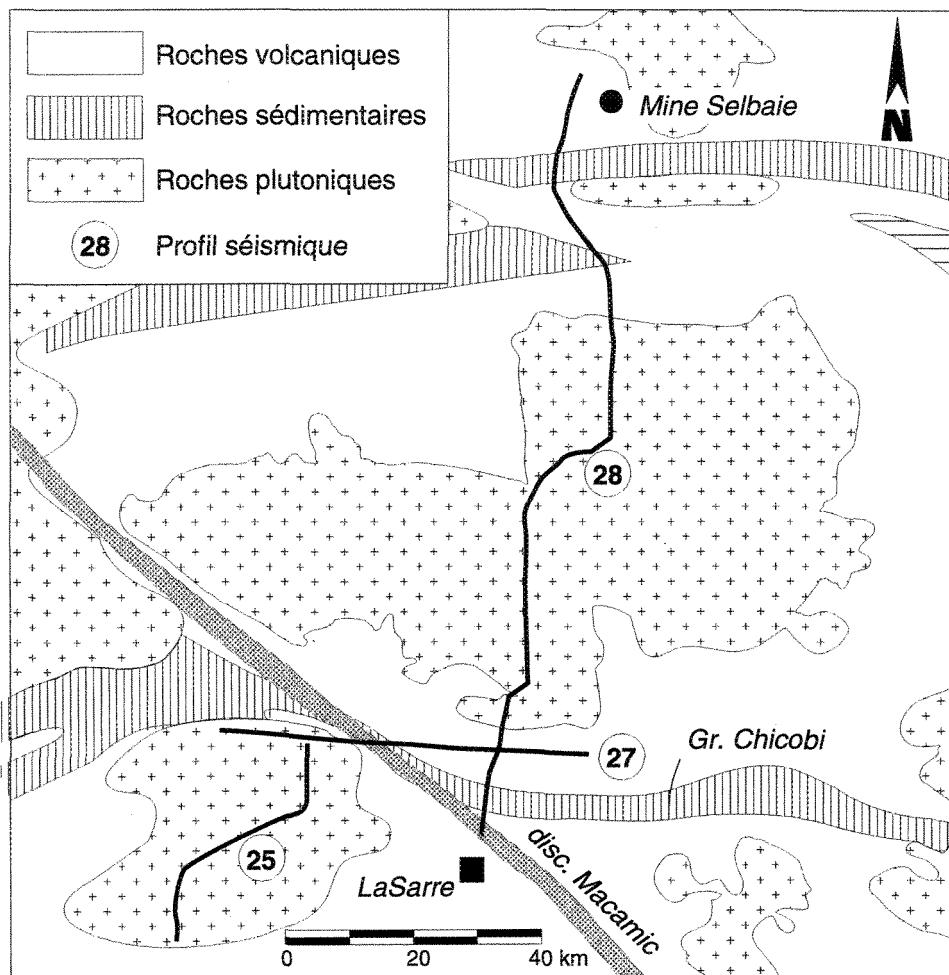


Figure 9 - Localisation des profils séismiques du projet Lithoprobe dans le secteur de LaSarre. Fond géologique modifié de Mueller et Donaldson (1992b).

interprétée comme une importante faille de décrochement montrant de nombreuses ramifications vers la surface (*flower structures*). Un de ces réflecteurs présente une meilleure définition que les autres et correspond probablement à une importante surface de décollement où s'enracinent des failles inverses ou de chevauchement comme la faille Nord-Chicobi ou la discontinuité de Normétal (Figure 10). En surface, cette zone de décollement correspond probablement à la faille de Manneville qui pourrait alors constituer la limite entre les zones volcaniques nord et sud de la Sous-province de l'Abitibi (Daigneault *et al.* 1992). Dans la partie sud du profil, cette surface de décollement tend à devenir subhorizontale à une profondeur d'environ 8 kilomètres (un peu moins de 3 secondes).

La ligne 25 est aussi de direction générale nord-sud et est localisée plus à l'ouest, à l'intérieur du platon du lac Abitibi (Figure 9). Elle présente aussi des réflecteurs subhorizontaux à faiblement pentés au nord que Jackson *et al.* (1992) associent aussi à des failles de chevauchement. Le réflecteur principal observé sur la ligne 28 est aussi bien évident et semble légèrement plus profond (Figure 11).

La ligne 27 est une ligne de direction est-ouest qui connecte les deux profils précédents. Elle passe à quelques kilomètres au sud de Normétal (Figure 9). Plusieurs réflecteurs subhorizontaux sont observés dont celui correspondant à la surface de décollement interprétée sur le profil 28 (Figure 12). Cette surface s'observe toujours à une profondeur d'environ 9 kilomètres (3 secondes); elle est toutefois moins bien définie que sur les deux autres profils. Au dessus de cette surface, d'autres réflecteurs subhorizontaux discontinus sont observés. Ces

Lithoprobe Abitibi-Grenville

Profil 28

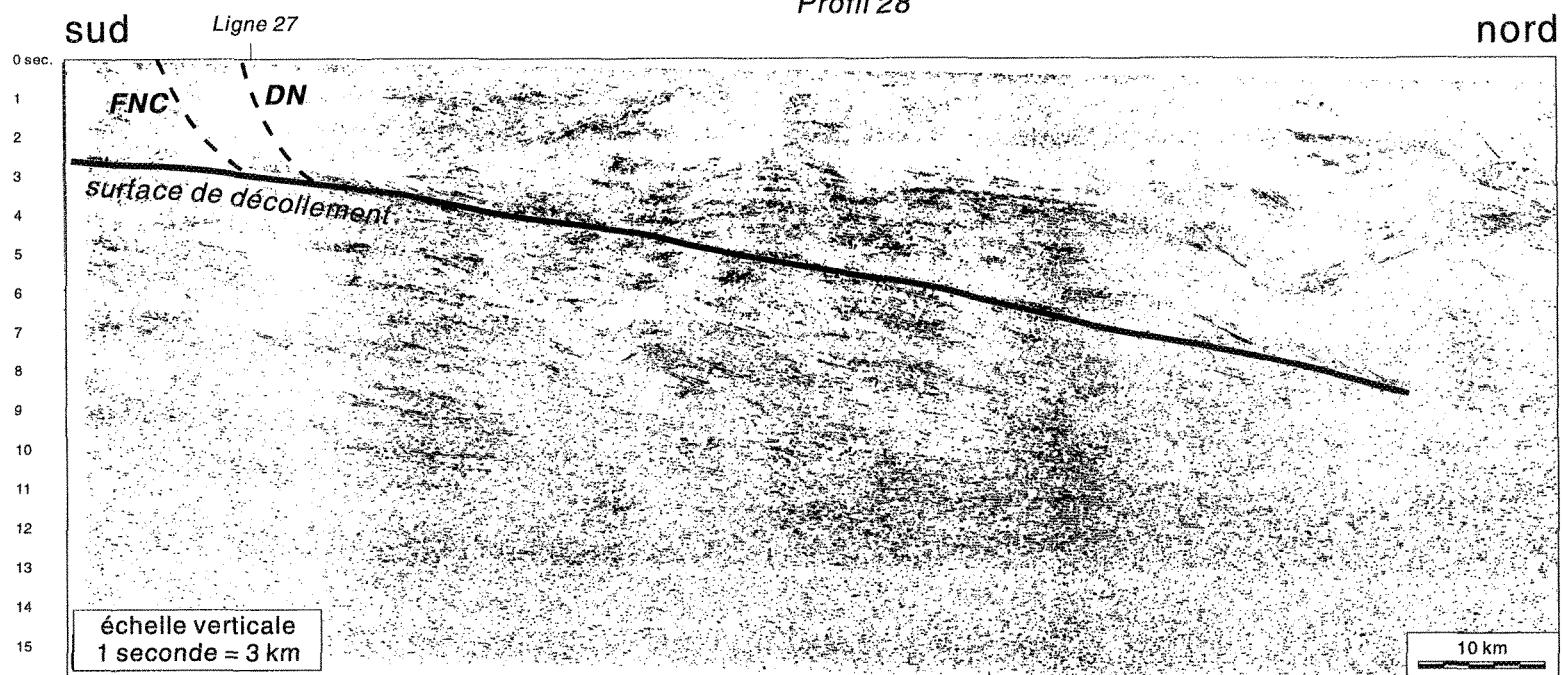


Figure 10 - Profil séismique 28 du projet Lithoprobe Abitibi-Grenville. Noter la surface de décollement à faible pendage vers le nord. DN = discontinuité de Normétal, FNC = faille Nord-Chicobi.

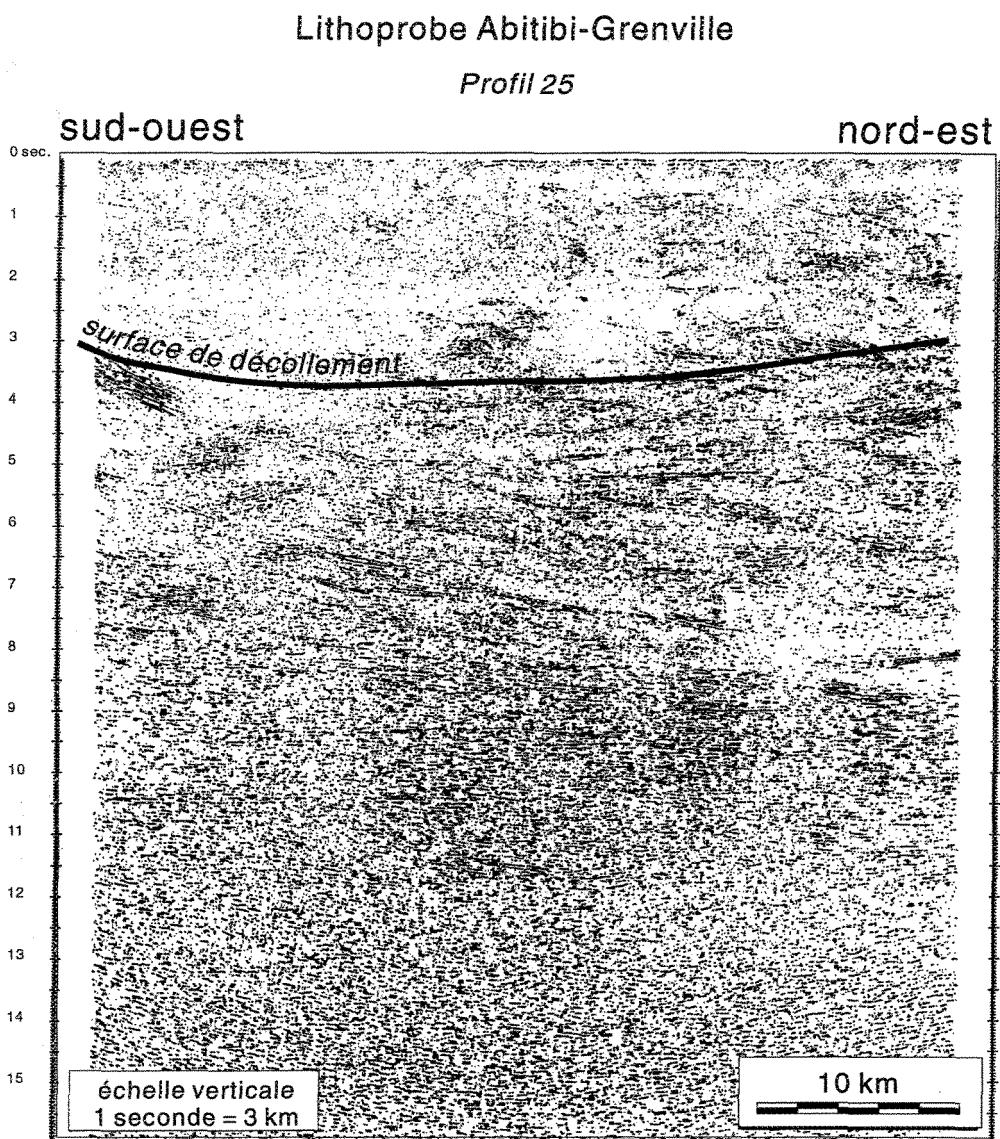


Figure 11 - Profil séismique 25 du projet Lithoprobe Abitibi-Grenville.

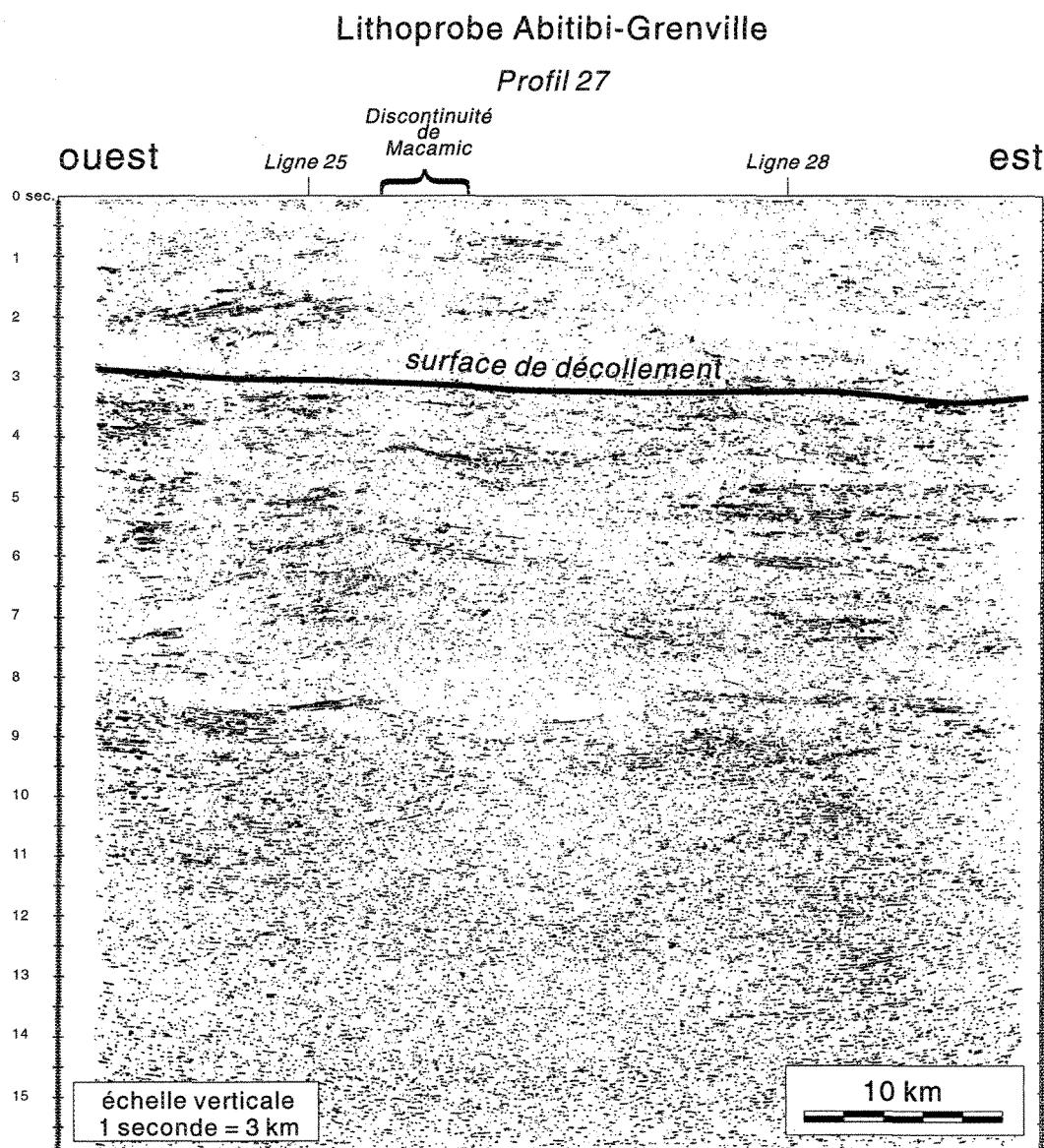


Figure 12 - Profil séismique 27 du projet Lithoprobe Abitibi-Grenville. Noter la perturbation des réflecteurs, au niveau de la discontinuité de Macamic, qui est restreinte au dessus du plan de décollement.

rélecteurs sont particulièrement perturbés au niveau de la discontinuité de Macamic (Figure 12) et on remarque que ces perturbations ne semblent pas persister à plus de 9 kilomètres, soit sous la surface de décollement. Il est donc possible d'en déduire que la discontinuité de Macamic est une structure relativement peu profonde qui n'affecte que les nappes situées au-dessus de la surface de décollement (faille de Manneville).

CHAPITRE II

GÉOLOGIE LOCALE

La problématique propre à la discontinuité de Lyndhurst a nécessité la cartographie détaillée d'un segment le long de celle-ci. Ce chapitre présente donc, dans un premier temps, la géologie de ce secteur qui correspond à la propriété Lyndhurst (figure 4). Ces travaux ont été effectués pour le compte de Minnova inc.. Les données lithologiques seulement sont abordées ici; les données structurales seront vues en détail dans le chapitre sur la discontinuité de Lyndhurst. Il sera aussi question des données géochimiques sur les roches mafiques et ultramafiques situées de part et d'autre de la discontinuité de Lyndhurst.

2.1 Lithostratigraphie du secteur de Lyndhurst

Cette section présente la lithostratigraphie détaillée de la zone ayant fait l'objet de la cartographie de détail. Les cartes géologiques à l'échelle 1:5000 de ce secteur sont incluses en pochette. Quatres ensembles lithologiques sont observés: les火山岩 du Groupe de Hunter Mine, les sédiments de la Formation de Loïs, les火山岩 du Groupe de Kinojévis et les roches intrusives.

2.1.1 Volcanites du Groupe de Hunter Mine

Le Groupe de Hunter Mine, dans la partie ouest du secteur cartographié, est formé presqu'exclusivement de volcanites felsiques, tandis que des niveaux andésitiques apparaissent vers l'extrémité est (Figure 5). Verpaelst et Hocq (1991) interprètent deux niveaux andésitiques, l'andésite de Laferté et l'andésite de la rivière Loïs, comme interdigités dans la séquence rhyolitique. Toutefois, l'état de déformation de ces roches à l'intérieur de la propriété Lyndhurst, ainsi que le manque d'horizons marqueurs, ne nous permettent pas de confirmer ou d'infirmer ces relations stratigraphiques.

Malgré la déformation parfois intense, il est clair que les roches volcaniques felsiques sont généralement d'origine effusive. Il semble y avoir peu de niveaux de tufs. Les faciès volcaniques sont surtout des laves massives et des brèches de coulées contenant généralement des lobes de lave. Les niveaux bréchiques sont très importants et peuvent même compter pour près de 60% des rhyolites cartographiées. La granulométrie des fragments composant ces brèches est très variable et peut aller de l'ordre de un centimètre à plus d'un mètre de longueur. La matrice des brèches, qui peut constituer jusqu'à 50% de la roche, est presque toujours chloritisée. Les fragments sont de composition rhyolitique, généralement assez semblable à celle des laves massives et des lobes. À proximité de l'ancienne mine Lyndhurst, il est possible de retrouver des fragments d'aspect siliceux, en plus des fragments de rhyolite, qui peuvent atteindre l'ordre du mètre. Près de la brèche contenant ces fragments siliceux, un niveau de tuf lité d'un maximum de 5 mètres d'épaisseur environ a été retrouvé. Cette roche offre la

seule mesure de stratification fiable de toute la région. Le niveau de tuf est chenalisé et montre une polarité stratigraphique vers le sud-est.

Les rhyolites du Groupe de Hunter Mine se subdivisent en quatre faciès (Figure 13 et **cartes** en pochette): la rhyolite aphanitique (A), la rhyolite porphyrique à phénocristaux de quartz (PQ), la rhyolite porphyrique à phénocristaux de feldspath (PF), et la rhyolite porphyrique à phénocristaux de quartz et feldspath (PQF). Ces faciès se retrouvent de façon irrégulière pour former trois unités: l'unité V1B-1 constituée principalement de rhyolites aphanitiques (A) et de diverses quantités de rhyolite des autres faciès, l'unité V1B-2 où le faciès principal est la rhyolite à phénocristaux de quartz (PQ) et les autres faciès sont en quantités moindres, et l'unité V1B-3 constitué surtout de rhyolites à phénocristaux de feldspath (PF). Aucune relation de terrain claire ne nous permet de définir un ordre stratigraphique quelconque entre ces unités.

La rhyolite aphanitique (A) est la plus commune et constitue près de 80% des unités rhyolitiques. Elle est composée principalement de brèches interdigitées à des coulées massives; la rhyolite massive aphanitique a un aspect très siliceux.

Les rhyolites porphyriques à quartz (PQ) se localisent surtout à proximité de l'ancienne mine Lyndhurst et dans un autre secteur au sud-ouest du lac Fabiola. Elles constituent généralement des lentilles à l'intérieur des roches aphanitiques. Les rhyolites porphyriques à phénocristaux de quartz se retrouvent aussi bien en coulées massives qu'en niveaux bréchiques. Dans ce cas, les fragments des brèches montrent aussi des phénocristaux de quartz. La granulométrie de ces

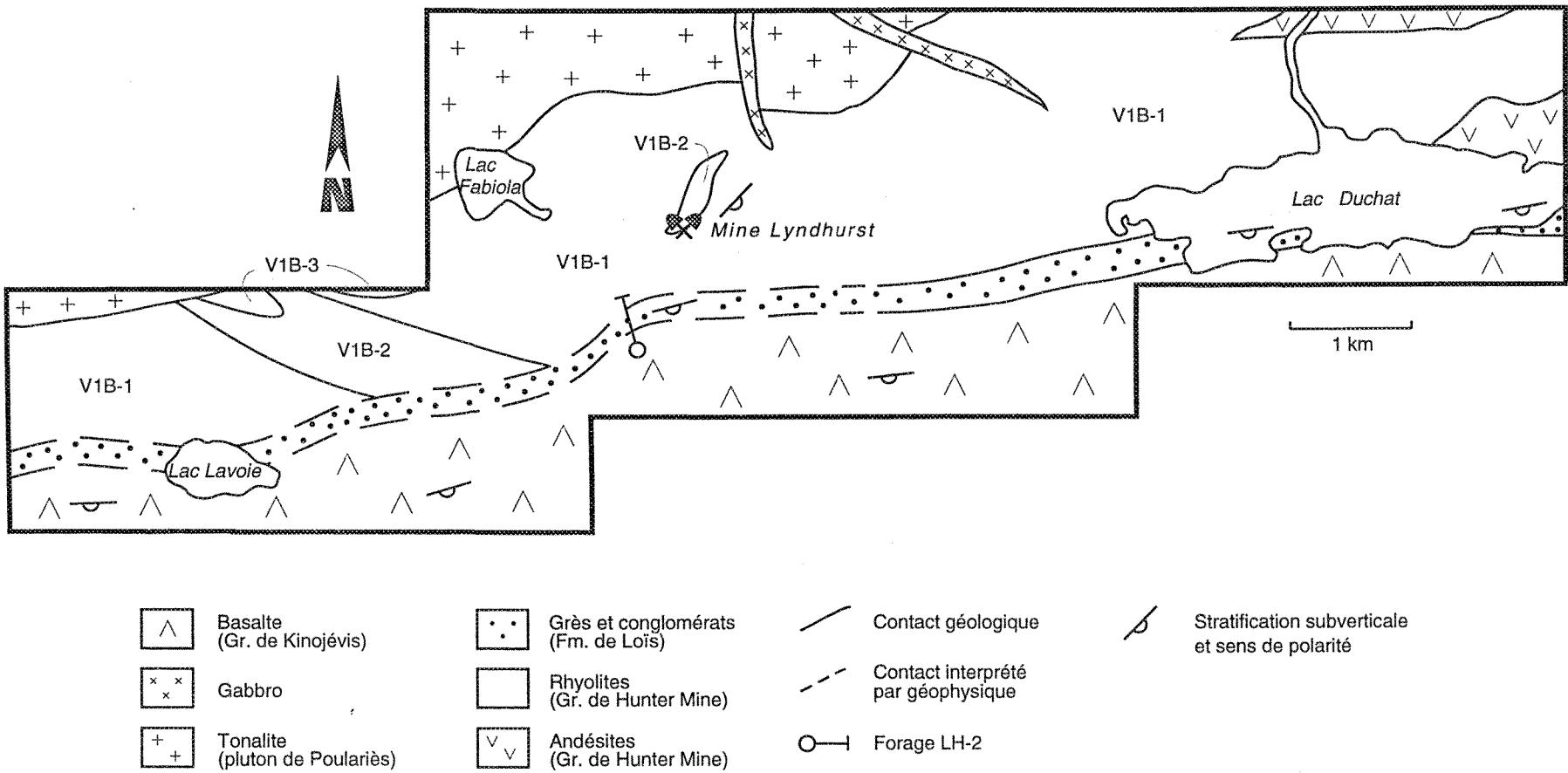


Figure 13 - Géologie sommaire du secteur cartographié et localisation du forage LH-2. Dans la partie ouest, la position de la Formation de Loïs est interprétée à partir de levés électromagnétiques aéroportés (input). Voir texte pour explication des unités rhyolitiques.

phénocristaux varie de 0.5 à environ 3 millimètres et ceux-ci forment de 1 à 10% de la roche. Quelques dykes rhyolitiques à phénocristaux de quartz sont aussi présents dans les autres faciès de rhyolite.

Les rhyolites porphyriques à phénocristaux de feldspath (PF) sont localisées principalement au sud-ouest du lac Fabiola. Elles s'observent aussi en coulées massives et sous forme de brèches. Les phénocristaux de feldspath sont cependant plus rares dans les niveaux bréchiques. Leur composition semble près du pôle albite et leur granulométrie varie de 0.5 à 5 millimètres. Ils forment généralement de 5 à 20% de la roche. Les rhyolites porphyriques à phénocristaux de feldspath constituent aussi parfois des dykes à l'intérieur des autres faciès rhyolitiques.

Les rhyolites porphyriques à phénocristaux de quartz et feldspath (PQF) sont beaucoup moins communes que les deux autres groupes de laves porphyriques. Ces rhyolites s'observent en coulées massives généralement associées aux rhyolites à phénocristaux de quartz (PQ). La granulométrie des phénocristaux de quartz et de feldspath varie de 0.5 à 5 millimètres et le contenu en phénocristaux est généralement de 5 à 10 % avec une proportion plus importante en feldspath. La rhyolite à phénocristaux de quartz et de feldspath peut aussi former des dykes recoupant les autres rhyolites.

Deux niveaux d'andésite affleurent à l'extrême est du secteur. Un premier, le plus au nord, près de la rivière Loïs, est composé surtout d'andésite massive. Quelques rares niveaux bréchiques y ont été observés. Il s'agit

probablement de la continuité de l'andésite de la rivière Loïs (Verpaelst et Hocq 1991). Un second niveau andésitique affleure sur la berge nord du lac Duchat (Figure 13). Il est représenté principalement par un faciès bréchique. Cette brèche est composée de fragments andésitiques dans une matrice chloriteuse. Ces roches représentent probablement le prolongement de l'andésite de Laferté située plus à l'est (Verpaelst et Hocq 1991).

2.1.2 Sédiments de la Formation de Loïs

Une bande d'environ 300 mètres d'épaisseur de roches sédimentaires, située au contact entre les Groupes de Hunter Mine et de Kinojévis, constitue la Formation de Loïs que Verpaelst et Hocq (1991), de par la composition felsique des fragments, situent au sommet du Groupe de Hunter Mine. À l'est, ces roches sont généralement représentées par des conglomérats polygéniques (est du lac Duchat et secteur du lac Loïs), tandis que la granulométrie diminue, à des grès fins et siltstones vers l'ouest, où elles affleurent jusqu'à l'extrémité ouest du lac Duchat. Quelques niveaux d'argilite sont aussi visibles. Les grès fins et siltstones ont un aspect très siliceux et ils sont composés surtout de quartz et de fragments de rhyolite. Quelques lits de grès montrent un granoclassement normal qui indique une polarité stratigraphique vers le sud. Le faciès conglomératique est composé surtout de fragments anguleux de composition rhyolitique, accompagnés de fragments de quartz, d'argilite noire, et possiblement d'andésite. On note aussi la présence de nodules de pyrite dans les niveaux argileux, ainsi que de fragments de ces nodules dans les conglomérats.

La rareté des affleurements représentant cette unité rend impossible une analyse de faciès rigoureuse. Toutefois, un forage au diamant effectué par la compagnie Minnova inc. (LH-2) traverse, du sud vers le nord, la séquence sédimentaire de la Formation de Loïs. Ce forage est localisé à environ 1.5 km au sud-ouest de l'ancienne mine Lyndhurst (Figure 13). La figure 14 illustre sommairement les unités observées dans ce forage, ainsi que les principales structures sédimentaires. Ces données ne représentent qu'un estimé visuel de la carotte de forage; aucun échantillon n'a été prélevé pour étude microscopique.

La séquence sédimentaire est segmentée en trois unités distinctes: l'unité inférieure, l'unité centrale et l'unité supérieure (Figure 14). Les polarités stratigraphiques sont déterminées dans le forage grâce à des horizons granoclassés; cette polarité est toujours vers le sud, ce qui concorde avec les observations de terrain. La base de chacune de ces unités, dans ce forage, est représentée par un horizon d'argilite noire graphiteuse. À la base de la formation, un niveau d'argilite d'une épaisseur approximative de 12 mètres est en contact avec une rhyolite porphyrique à phénocristaux de quartz du Groupe de Hunter Mine. Ce niveau d'argilite est très perturbé: on y note une forte foliation et la récupération de la carotte est plutôt faible. Ceci laisse supposer la possibilité d'un mouvement sur ce contact.

L'unité inférieure d'une puissance d'environ 116 mètres, est constituée de lits métriques de grès massif. La granulométrie est principalement grossière et quelques horizons sont conglomératiques. Le grès est riche en fragments de volcanites felsiques et de quartz; quelques petits fragments de mudstone noir sont

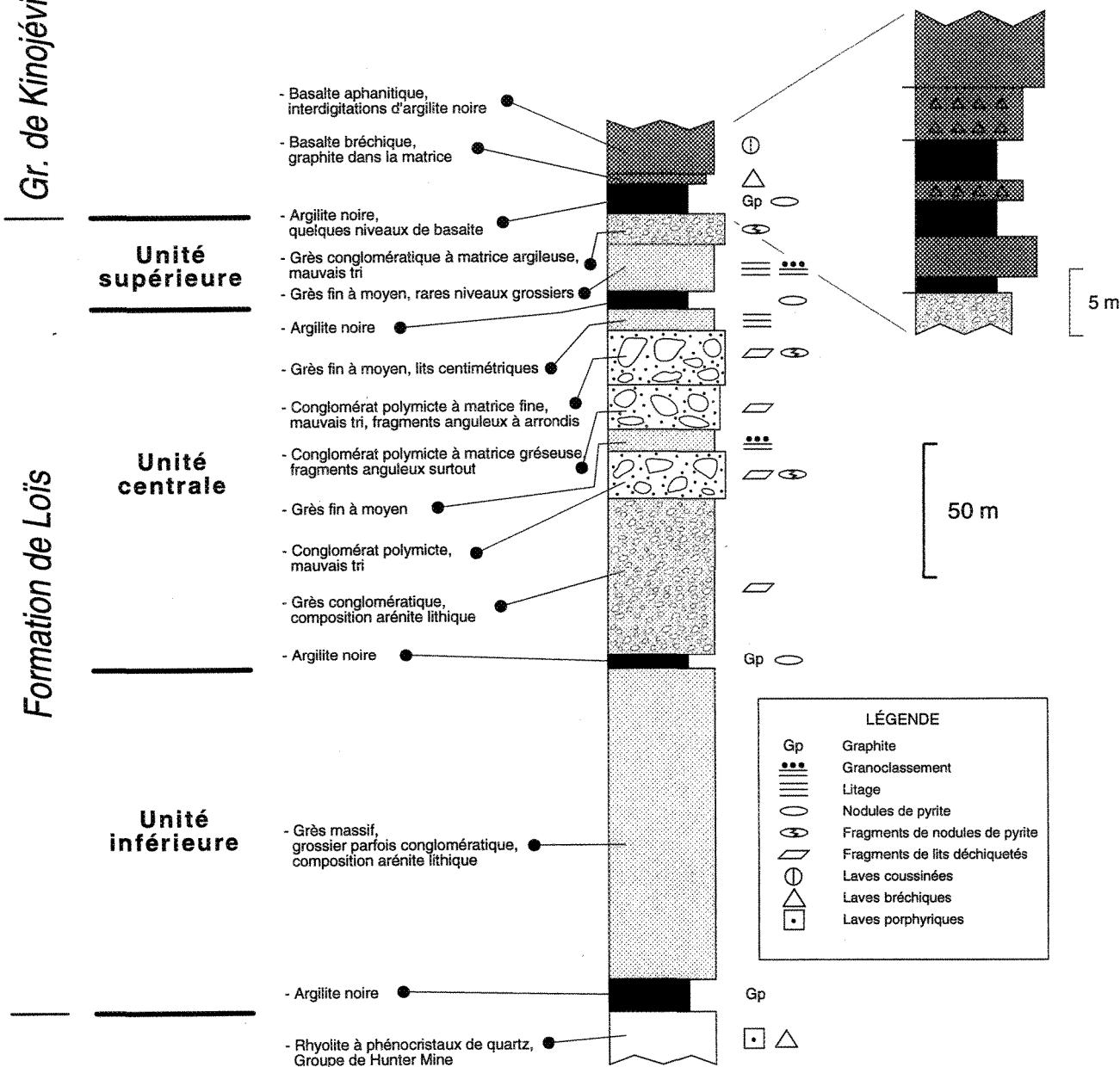
*Gr. de Kinojévis**Formation de Loïs*

Figure 14 - Coupe schématique de la séquence sédimentaire de la Formation de Loïs représentée dans le forage LH-2. Les épaisseurs ont été calculées à partir de l'attitude moyenne du litage dans la carotte. Les polarités stratigraphiques sont contrôlées à l'aide d'horizons granoclassés; l'unité inférieure correspond à la base de la séquence.

présents localement. La superposition de ces lits épais de grès massifs s'apparente aux successions de grès massifs des turbidites proximales (Walker 1984).

La base de l'unité centrale débute par environ 5.5 mètres d'argilite graphiteuse contenant des nodules de pyrite, ainsi que des lamines millimétriques de pyrite. Le litage souligné par ces lamines pyriteuses montre une attitude très variable suggérant la possibilité d'une déformation synsédimentaire.

L'unité centrale de la séquence est caractérisée par des grès conglomératiques et des conglomérats polymictes. Ces roches forment des bancs massifs sans structures sédimentaires apparentes. Elles contiennent des fragments de roche pouvant atteindre plus de 15 centimètres. La composition des fragments est variée; la plupart sont des rhyolites aphanitiques ou des rhyolites porphyriques à quartz et/ou feldspath. On remarque aussi quelques fragments de volcanites mafiques (andésite). Des lithologies similaires sont présentes dans le Groupe de Hunter Mine qui représente fort probablement la source de ces sédiments. Outre ces fragments, on note la présence de fragments de nodules de pyrite généralement inclus dans une argilite noire, ainsi que des fragments d'argilite, de siltstone et de grès fin à moyen. Ces fragments de roches sédimentaires sont généralement plus anguleux; ils représentent des morceaux de lits déchiquetés provenant probablement du bassin de sédimentation même. Certains de ces conglomérats ou grès conglomératiques ont une matrice gréseuse, mais dans la plupart des cas, la matrice est plutôt silteuse à argileuse. Le tri dans ces sédiments est très mauvais et certains conglomérats à matrice argileuse sont presque des argilites à cailloux. Dans certains cas, il semble que les cailloux flottent dans la

matrice. Ces roches très chaotiques représentent probablement des coulées de débris. L'unité centrale comprend aussi quelques niveaux de grès fins à moyens montrant des laminationss parallèles et, par endroits, du granoclassement (turbidites).

L'argilite noire à la base de l'unité supérieure a une épaisseur approximative de 7 mètres et semble moins graphiteuse que les autres horizons d'argilite. On y observe aussi des nodules de pyrite, ainsi que la possibilité d'une déformation synsédimentaire. L'unité supérieure ressemble à l'unité centrale, mais est constituée de lits de grès fins à moyens laminés et localement granoclassés (turbidites), ainsi que d'un grès conglomératique à matrice argileuse montrant un très mauvais tri. Le grès conglomératique peut contenir des fragments de nodules de pyrite.

L'unité supérieure de la Formation de Loïs est recouverte d'un niveau d'argilite graphiteuse et de roches basaltiques interstratifiées qui, dans son ensemble, mesure environ 11 m d'épaisseur. Ce niveau d'argilite inclut un horizon de basalte bréchique d'environ 1.5 m d'épaisseur et un second de basalte massif d'environ 4 m. Il est assigné à la base du Groupe de Kinojévis. Ce niveau d'argilite est surmonté d'un basalte bréchique d'une épaisseur d'environ 3.5 m et dont la matrice contient de l'argilite graphiteuse, puis d'un basalte aphanitique parfois coussiné, similaire aux basaltes du Groupe de Kinojévis cartographiés. Ce basalte contient quelques lambeaux de lits d'argilite noire. Les basaltes ne présentent aucune déformation sauf dans le cas des brèches contenant de l'argilite graphiteuse dans leur matrice. Cet horizon peut avoir subi une certaine part de

mouvement qui doit toutefois être peu important vu la présence de basaltes massifs dans l'argilite en dessous, et d'argilite interstratifiée aux basaltes au-dessus. Cette succession est interprétée comme le passage concordant des sédiments de la Formation de Loïs aux basaltes du Groupe de Kinojévis. La Formation de Loïs semble donc représenter la base du Groupe de Kinojévis plutôt que le sommet du Groupe de Hunter Mine comme l'interprètent Verpaelst et Hocq (1991).

La section décrite ici ne caractérise pas la Formation de Loïs dans son ensemble mais nous révèle cependant quelques indices sur le milieu de sédimentation de ces roches. Le caractère chaotique de certaines unités conglomératiques, la présence de fragments provenant du bassin de sédimentation même et les déformations synsédimentaires possibles proposent un bassin de sédimentation fortement penté et très instable. La Formation de Loïs est constituée de bancs épais de grès témoignant d'un taux de sédimentation rapide, de niveaux épais d'argilites témoignant d'accalmies dans la sédimentation, et de conglomérats polymictes à matrice argileuse, contenant des fragments de lits sédimentaires déchiquetés, issus de coulées de débris. Ces roches montrent de nombreuses similitudes avec certains sédiments déposés en milieu marin en marge de reliefs accentués.

Leduc et Dimroth (1985) documentent un prisme sédimentaire (Brèche de Davangus) en marge d'une faille normale synvolcanique, à l'intérieur du Groupe de Kinojévis, à quelques kilomètres au sud de la discontinuité de Lyndhurst. Ces roches sont majoritairement constituées de conglomérats polymictes à matrice

argileuse dont la source est très proximale et correspond aux lithologies en marge de la faille. De grandes épaisseurs d'argilites sont aussi observées.

D'autres sédiments similaires sont actuellement observés dans l'est du Pacifique le long de la zone de fracture de Clipperton (Barany et Karson 1989). Cette zone de fracture correspond à une faille transformante associée à la ride de l'est du Pacifique. Le mouvement le long de cette faille est principalement horizontal mais une composante verticale permet la formation d'un relief accentué et le développement d'un bassin sédimentaire. Les sédiments de cette zone se composent surtout de conglomérats à matrice argileuse, de grès finement grenus et de mudstones. La composition des sédiments est invariablement basaltique et témoigne de leur source très proximale. La principale différence entre ces roches et celles de la Formation de Loïs est l'absence, dans ces dernières, du faciès de brèches grossières à la base de la séquence.

Les sédiments montrant le plus de similitudes avec la Formation de Loïs sont probablement ceux déposés en marge de failles normales dans des bassins arrière-arc. La Formation de Hunghae, dans le sud-est de la Corée, représente une séquence formée en marge d'un bassin arrière-arc, au Miocène moyen (Choe et Chough 1988). Il s'agit d'une séquence de 200 mètres d'épaisseur constituée de cinq faciès de tablier de pente (*slope apron*). Quatre de ces faciès sont observés dans la Formation de Loïs: 1) un mudstone homogène (dépôt pélagique), 2) une alternance de grès et mudstone (turbidite distale), 3) un grès grossier et massif (turbidite proximale), 4) un conglomérat à support de matrice (*matrix-supported*) ou à support de cailloux (*clast-supported*) (coulées de débris). Le dernier faciès qui

consiste en des dépôts chaotiques (zones de glissement par gravité et slumps) n'a pas été reconnu dans les carottes de la Formation de Loïs, mais la possibilité de sa présence n'est pas exclue.

Les sédiments du bassin de Larsen, en Antarctique, représentent une sédimentation en milieu arrière-arc au Crétacé (Ineson 1989). Deux types de sédimentation sont observés dans ce bassin: des cônes sous-marins (*submarine fan*) contrôlés par l'activité volcanique de l'arc, et des tabliers de pente (*slope apron*) contrôlés par l'activité tectonique des failles normales. Ce dernier type de sédiments est assez semblable à la Formation de Loïs: alternance de grès et mudstone (turbidites), conglomérats chaotiques et structures de glissement témoignant de coulées de débris.

L'environnement de bassin arrière-arc est donc un milieu à considérer pour la mise en place de la Formation de Loïs. La source des grès et conglomérats provient probablement des unités du Groupe de Hunter Mine qui sont d'affinité calco-alcaline (Verpaelst et Hocq 1991) et représentent un milieu d'arc non-émergé. Les basaltes du Groupe de Kinojévis pourraient très bien, dans ce cas, représenter des tholéiites en milieu arrière-arc.

2.1.3 Volcanites du Groupe de Kinojévis

Les roches du Groupe de Kinojévis affleurent dans la partie sud de la zone cartographiée et y forment des collines souvent très escarpées. Cette série de collines se poursuit jusque dans le parc d'Aiguebelle où elles représentent les plus

hauts sommets de la région de l'Abitibi. Le Groupe de Kinojévis est essentiellement représenté par des basaltes tholéïtiques (Dimroth et al. 1982, MERQ-OGS 1984). La séquence de faciès la plus communément retrouvée sur le terrain est une alternance entre les coulées massives et coussinées. Les quelques niveaux bréchiques rencontrés se retrouvent au sommet des coulées massives. La polarité, déduite de la forme des coussins, est vers le sud. Les coulées massives et coussinées forment de grandes bandes, pouvant latéralement atteindre près d'un kilomètre, qui s'orientent généralement à N065° et dont l'épaisseur maximale est d'environ 350 mètres. Ces lithologies sont parfois recoupées par des dykes ou des filons-couches aphanitiques de composition gabbroïque.

Le basalte massif est généralement finement à moyennement grenu, de couleur vert foncé. Quelques niveaux aphanitiques sont aussi observés. Dans ce cas, la roche est d'un vert grisâtre. Le basalte coussiné est généralement aphanitique et de couleur vert pâle. Il est généralement non vésiculaire sauf à quelques endroits où la vésicularité peut atteindre jusqu'à 20%. Le faciès coussiné a un aspect légèrement plus siliceux que le faciès massif. La dimension moyenne du grand axe des coussins est de 70 à 80 centimètres. Les bordures sont communément altérées et schisteuses.

Le faciès bréchique est peu commun, mais ceci peut être dû au fait qu'il est difficile de distinguer les brèches en surface altérée. La couverture de mousse empêche de bien voir les textures bréchiques et même en cassure fraîche, les hyaloclastites sont difficilement visibles. Seul un échantillon scié permet de mettre en évidence les textures bréchiques. De ce fait, on peut prétendre que les niveaux

bréchifiés ont été sous-évalués lors de la cartographie. Deux types de brèches ont été reconnus: les brèches de coulée et les brèches de coussins. La brèche de coulée se retrouve au sommet d'une coulée massive. Elle a été observée sur un seul affleurement. Les fragments y sont sub-anguleux et de dimensions variant du millimètre au centimètre. Ces fragments semblent provenir de la fracturation du verre volcanique. La brèche de coussin est composée de fragments de granulométries différentes provenant de l'autobréchification des coussins. Les plus gros fragments peuvent atteindre 3 centimètres et sont le produit de la fracturation de la bordure de coussin, tandis que les plus petits font de 1 à 7 millimètres et consistent en morceaux de verre anguleux.

Les intrusions associées au Groupe de Kinojévis sont généralement de composition gabbroïque et peuvent parfois montrer des textures diabasiques. Quelques intrusions dioritiques sont aussi notées. Ces intrusions se manifestent sous forme de dykes ou de filons-couches à l'intérieur de la séquence basaltique du Groupe de Kinojévis. Les dykes ont une direction générale nord-sud et forment environ 75% des intrusions synvolcaniques au Groupe de Kinojévis. Ils sont de composition gabbroïque ou dioritique et varient de 10 à 50 mètres d'épaisseur. Ces dykes sont moyennement grenus à texture équigranulaire. Dans les intrusions les plus importantes, la roche est grenue au centre tandis que les bordures sont plutôt aphanitiques. Cependant, dans la majorité des cas, les contacts sont très nets avec la roche encaissante. Les filons-couches se retrouvent aussi bien dans le faciès coussiné que dans le faciès massif. Ils ont généralement une dimension inférieure à 1 mètre. Ils sont microgrenus et de couleur noire et montrent un contact net avec l'encaissant. L'un de ces filons-couches fait 20 mètres

d'épaisseur par près d'un kilomètre de long. Il est moyennement grenu et à texture équigranulaire.

2.1.4 Roches intrusives

Les unités volcaniques du secteur sont recoupées par trois types d'intrusions tardives: le pluton de Pouariès, les dykes de gabbro et les dykes de porphyre. La plupart de ces intrusions affleurent dans la partie centrale nord du secteur. Les recoulements entre ces intrusions sont assez évidents et il est assez facile de déterminer l'ordre chronologique de mise en place.

Les plus vieilles intrusions, ainsi que les plus importantes en superficie, consistent en des tonalites et granodiorites associées au pluton de Pouariès (Verpaelst et Hocq 1991). Ces roches recoupent les volcanites du Groupe de Hunter Mine sans toutefois causer d'auréole de métamorphisme. Plusieurs enclaves de rhyolites, observées localement dans les granitoïdes, témoignent de la nature intrusive du contact. De même, quelques dykes de tonalite ou de granodiorite, probablement comagmatiques au pluton de Pouariès, recoupent les unités volcaniques. La tonalite est assez massive, non schisteuse mais souvent fracturée. Elle contient en moyenne 50% de plagioclase avec 30% de quartz et 20% de minéraux ferromagnésiens (clinopyroxène ou amphibole). Les grains de plagioclase sont généralement plus grossiers (jusqu'à 5 millimètres) que les autres (1 à 2 millimètres). On remarque, par endroits, la présence de feldspath potassique en quantité assez importante (10 à 15%) pour qualifier la roche de granodiorite.

Les roches du pluton de Pouariès sont parfois recoupées par des intrusions de gabbro, assez nombreuses au nord-est de l'ancienne mine Lyndhurst. Deux de ces dykes ont des épaisseurs de près de 200 mètres. Le gabbro est assez leucocrate; il est composé en moyenne de 60% de plagioclase et de 40% de minéraux ferromagnésiens. Aucun quartz n'y a été remarqué. Sa granulométrie varie de 1 à 4 millimètres selon les endroits, et le gabbro finement grenu montre des textures sub-ophitiques. L'un de ces dykes montre une zone périclinal qui est probablement due à une différenciation magmatique lors du refroidissement. Cette péridotite affleure à la limite nord de la propriété, elle est composée d'olivine serpentiniisée. Elle contient beaucoup de magnétite. Dans le grand dyke contenant les niveaux périclinaux, on peut noter de grosses enclaves de tonalite.

Les dernières intrusions à se manifester sont une série de dykes de porphyre généralement feldspathique, mais contenant parfois quelques phénocristaux de quartz, qui recoupent les dykes de gabbro. Le porphyre est très massif et pas du tout déformé. Le contenu en phénocristaux de feldspath peut parfois atteindre de 50% à 60% tandis que celui en phénocristaux de quartz est inférieur à 15%-20%. La mésostase est de couleur gris pâle et semble felsique, cependant, quelques échantillons peuvent contenir des traces de pyroxènes.

2.2 Considérations lithogéochimiques

Deux études lithogéochimiques ont été effectuées à l'intérieur de cette thèse. Les roches volcaniques de la zone cartographiée en détail ont été

échantillonnées, pour fins de géochimie, dans le but de caractériser des zones d'altération. Ces résultats seront discutés plus en détail dans le chapitre suivant sur la discontinuité de Lyndhurst.

Des analyses lithogéochimiques totales ont aussi été effectuées sur les roches mafiques et ultramafiques situées de part et d'autre de la discontinuité de Lyndhurst, afin de les comparer sur une base chimique. Le but visé est de voir la possibilité de corrélérer les groupes de Roquemaure-Stoughton et de Kinojévis. La possibilité de corrélérer les dykes gabbroïques, situés au nord de la discontinuité de Lyndhurst, avec les laves du Groupe de Kinojévis, tel que suggéré par Verpaelst et Hocq (1991), a aussi été vérifiée. Les analyses chimiques n'ont pas été effectuées dans le but d'établir un modèle pétrogénétique rigoureux mais plutôt comme outil à l'analyse structurale de la discontinuité de Lyndhurst. Les caractères pétrologiques présentés ici pourraient être réévaluées par une étude plus exhaustive d'un plus grand nombre d'échantillons. Il faut aussi noter l'absence d'échantillons de basalte associées au Groupe de Roquemaure-Stoughton dans notre étude; cette unité a été mise en relief tout récemment (Goutier en préparation), donc après notre étude géochimique qui ne se concentre que sur les laves komatiitiques. Il a toutefois été possible de vérifier nos résultats à l'aide des données géochimiques non publiées de Goutier; les résultats obtenus semblent bien concorder.

Les échantillons proviennent de deux secteurs: le secteur ouest dans la région de Lac Abitibi-Duparquet et le secteur est, à l'est de la route 101 (Figure 15). Ces échantillons sont distribués selon 5 ensembles lithologiques: 1) le Groupe de

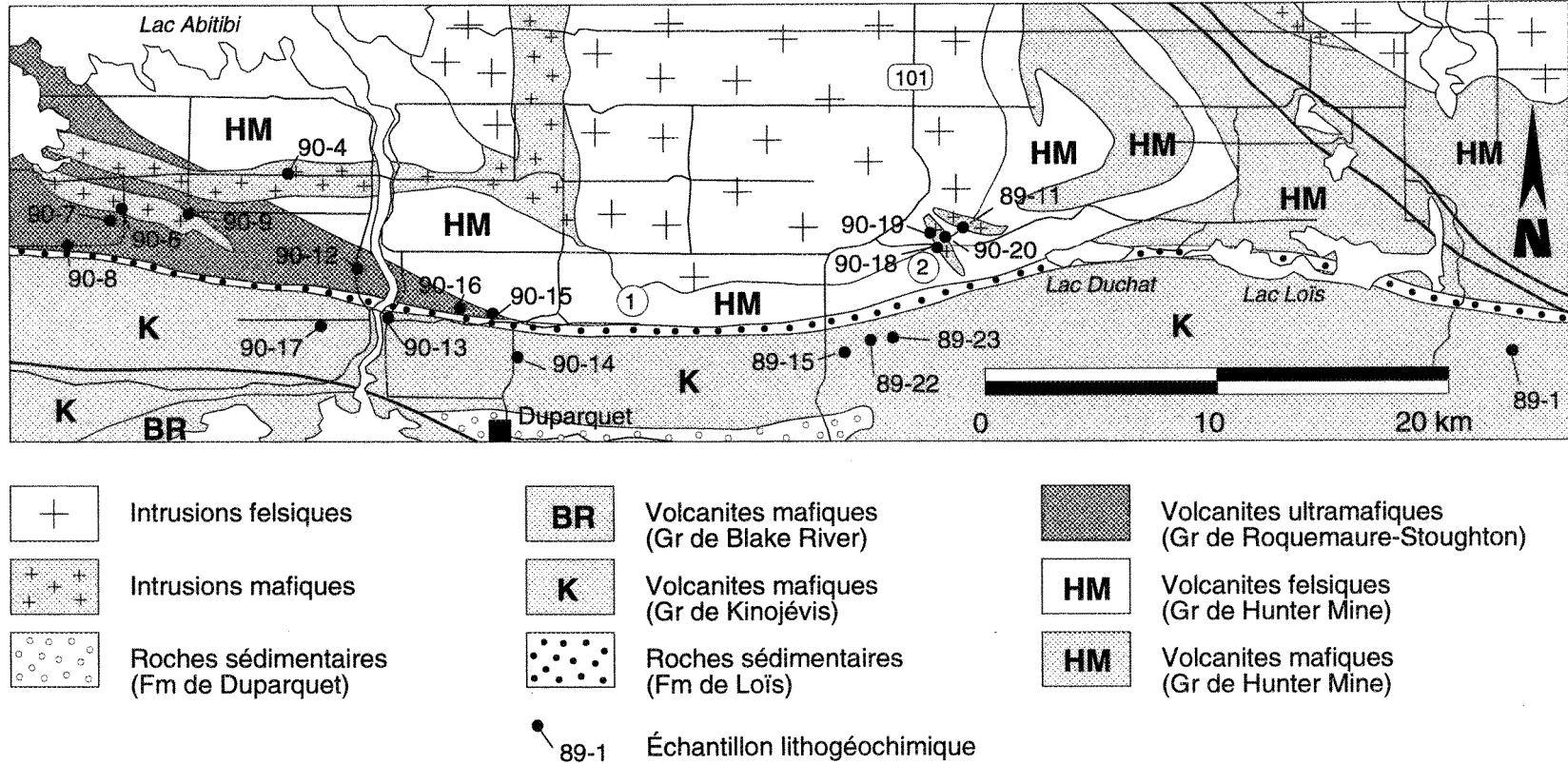


Figure 15 - Carte de localisation des échantillons lithogéochimiques. 1 - mine Hunter, 2 - mine Lyndhurst.

Roquemaure-Stoughton (secteur ouest), 2) le secteur ouest du Groupe de Kinojévis, 3) le secteur est du Groupe de Kinojévis, 4) les gabbros du secteur ouest et 5) les gabbros du secteur est. Les échantillons du Groupe de Kinojévis, tout comme ceux de gabbro, sont séparés en deux groupes, selon une base purement géographique, pour plus de clarté dans les diagrammes multi-éléments. Les échantillons du Groupe de Kinojévis ont été recueillis au sud de la discontinuité tandis que les trois autres unités sont situées au nord. Les dykes de gabbros du secteur ouest recoupent les rhyolites du Groupe de Hunter Mine et les laves ultramafiques du Groupe de Roquemaure-Stoughton; ils ont une attitude variant de est-ouest à nord-ouest - sud-est (Eakins 1972). Les dykes de gabbro du secteur est recoupent les rhyolites du Groupe de Hunter Mine ainsi que la bordure sud-est du pluton de Pouariès (Verpaelst et Hocq 1991) et sont de direction nord-ouest - sud-est. Les tableaux 1 et 2 présentent les résultats d'analyse obtenus.

L'étude géochimique met en évidence la différence de composition entre les laves du Groupe de Roquemaure-Stoughton et celles du Groupe de Kinojévis. Les roches du Groupe de Roquemaure-Stoughton sont beaucoup plus magnésiennes (Figure 16). Elles se projettent dans le champ des komatiites basaltiques, alors que les laves du Groupe de Kinojévis se partagent entre les champs des tholéïites enrichies en Mg et celles enrichies en Fe. Ces dernières semblent suivre, avec les unités gabbroïques, la tendance de différenciation tholéïitique.

De même, sur les diagrammes multi-éléments (Figure 17), les roches du Groupe de Roquemaure-Stoughton montrent des teneurs beaucoup plus élevées en

Tableau 1: Analyses lithogéochimiques des roches volcaniques

éch gr.	90-07 1	90-08 1	90-12 1	90-16 1	90-13 2	90-14 2	90-17 2	89-15 3	89-22 3	89-23 3	89-01 3
SiO ₂	47.57	44.00	48.65	43.67	47.85	50.44	49.92	48.83	49.86	50.61	48.93
TiO ₂	.68	.85	.7	.53	.78	.8	.85	.87	.80	.72	.73
Al ₂ O ₃	7.56	8.89	11.92	10.35	15.02	14.38	13.49	15.56	14.06	13.38	14.86
Fe ₂ O ₃	12.2	13.80	11.52	12.14	12.02	11.71	12.11	12.98	12.13	12.01	12.18
MnO	.2	.2	.18	.18	.19	.18	.29	.21	.22	.18	.19
MgO	17.37	18.6	13.07	19.18	8.95	8.14	5.39	6.28	6.33	8.02	8.11
CaO	10.61	8.06	8.56	9.22	9.91	9.98	9.42	9.58	8.2	10.97	9.91
Na ₂ O	1.21	.65	2.78	.78	2.97	2.15	2.01	2.71	2.17	.87	1.72
K ₂ O	.03	.05	.03	.03	.17	.09	.05	.11	.09	-	.02
P ₂ O ₅	.04	.06	.05	.04	.06	.05	.07	.08	.06	.06	.07
LOI	3.35	5.25	2.92	4.63	3.14	2.73	6.87	2.9	5.86	4.09	3.24
total	101.13	100.79	100.65	101.2	101.17	100.71	100.54	100.18	99.86	101.00	100.4
V	173	183	188	180	236	214	230	234	214	191	200
Ni	649	766	568	910	115	101	47	53	45	104	107
Ba	18	-	-	-	59	54	38	-	-	-	-
Nb	5	5	4	4	5	4	4	7	8	6	5
Zr	37	47	42	27	45	43	48	88	79	79	78
Y	11	14	14	12	16	17	18	21	18	17	17
Sr	18	22	29	18	67	119	137	64	118	45	296
Rb	-	-	-	-	6	-	-	-	-	-	-
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
U	-	-	-	5	-	-	-	6	5	-	-
La	2.02	2.26	2.56	1.27	2.53	2.16	3.14	2.73	2.82	2.20	2.57
Ce	7.08	9.31	9.26	5.28	7.70	6.80	8.18	5.49	4.68	3.20	5.24
Nd	3.05	5.17	3.80	2.89	3.73	4.11	5.32	5.58	4.31	4.29	2.87
Sm	1.55	1.95	1.61	1.17	1.76	1.74	1.98	2.03	1.84	1.53	1.74
Eu	0.46	0.69	0.55	0.50	0.65	0.65	0.89	0.72	0.80	0.69	0.92
Tb	0.31	0.43	0.46	0.32	0.54	0.58	0.42	0.52	0.42	0.37	0.54
Yb	1.10	1.27	1.57	1.18	1.59	1.77	1.85	2.00	1.72	1.44	1.87
Lu	0.17	0.24	0.28	0.24	0.31	0.36	0.32	0.34	0.31	0.28	0.29
Co	73	85	73	84	48	46	36	45	43	47	50
Cr	1535	1917	1281	2259	345	157	101	239	200	365	409
Sc	27	33	36	33	40	44	42	46	39	39	42
Mg'	0.74	0.73	0.69	0.76	0.6	0.58	0.47	0.49	0.51	0.57	0.57
La/Yb	1.83	1.78	1.63	1.08	1.59	1.22	1.70	1.37	1.64	1.53	1.37

- valeurs sous la limite de détection

- 1- Komatiites du Groupe de Roquemaure-Stoughton
- 2- Basaltes du Groupe de Kinojévis - secteur ouest
- 3- Basaltes du Groupe de Kinojévis - secteur est

Tableau 2: Analyses lithogéochimiques des roches intrusives

éch. groupe	90-04 4	90-06 4	90-09 4	90-19 5	90-20 5	89-11 5	90-18 5
SiO ₂	47.99	51.09	49.13	47.71	49.34	48.03	50.2
TiO ₂	2.22	1.31	1.26	.79	1.7	1.08	1.65
Al ₂ O ₃	12.21	13.42	13.75	15.76	12.93	17.16	13.1
Fe ₂ O ₃	20.27	15.7	14.51	10.42	17.58	13.74	16.61
MnO	.27	.26	.22	.18	.24	.18	.24
MgO	3.72	5.66	6.54	8.68	4.14	5.25	4.46
CaO	9.21	7.08	9.99	12.5	9.79	10.89	10.06
Na ₂ O	2.44	4.49	2.26	1.62	2.26	2.06	2.13
K ₂ O	.46	.03	.13	.04	.14	.01	.06
P ₂ O ₅	.06	.09	.08	.06	.1	.08	.11
LOI	1.41	1.23	2.94	2.8	1.88	2.29	1.9
total	100.31	100.42	100.88	100.64	100.14	100.82	100.56
V	432	312	283	199	386	247	347
Ni	-	35	94	154	43	68	31
Ba	64	99	11	-	64	-	38
Nb	4	5	5	6	4	7	4
Zr	63	72	67	48	74	90	87
Y	23	26	28	18	32	24	35
Sr	85	244	133	168	89	119	123
Rb	14	-	7	-	5	-	5
Pb	-	-	-	-	-	-	-
Th	7	-	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	5	-	-
La	3.67	3.80	3.82	3.10	4.12	3.22	4.58
Ce	11.70	11.14	11.45	10.13	11.88	5.17	13.54
Nd	6.84	8.47	5.48	5.51	7.15	5.25	8.45
Sm	2.42	2.82	2.90	2.09	3.15	2.43	3.54
Eu	1.12	1.11	1.05	0.73	1.18	0.90	1.38
Tb	0.60	0.80	0.81	0.56	0.83	0.67	0.99
Yb	2.34	2.57	2.82	1.77	3.42	2.29	3.61
Lu	0.44	0.48	0.51	0.33	0.65	0.43	0.71
Co	61	48	49	43	52	45	47
Cr	1	22	141	418	11	226	13
Sc	58	45	45	40	47	41	47
Mg'	0.27	0.42	0.47	0.62	0.32	0.43	0.35
La/Yb	1.57	1.48	1.36	1.75	1.21	1.41	1.27

- valeurs sous la limite de détection

4- Gabbros du secteur ouest

5- Gabbros du secteur est

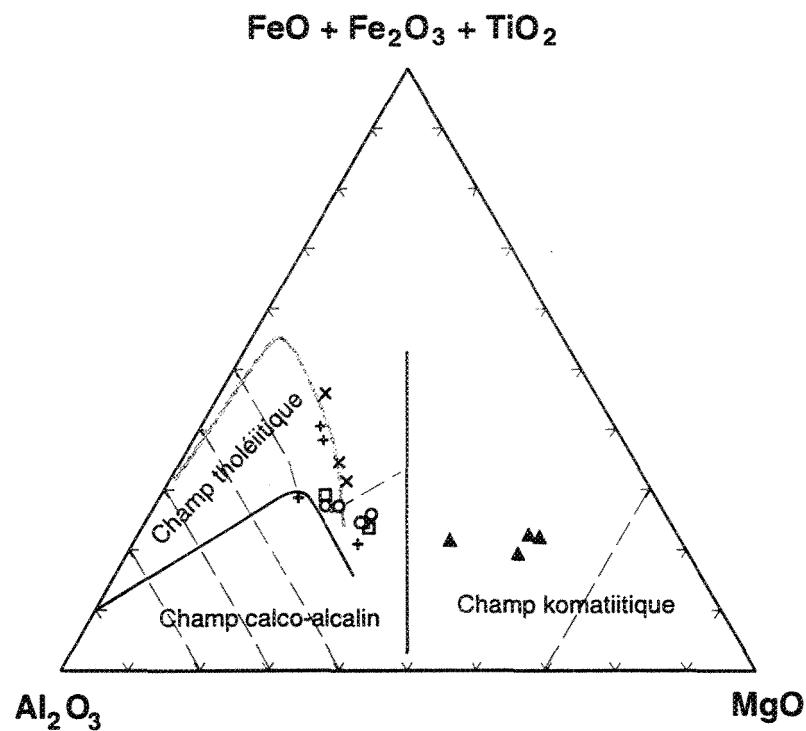


Figure 16 - Projections sur le diagramme cationique de Jensen (1976) pour: ▲ - Groupe de Roquemaure-Stoughton, □ - Groupe de Kinojévis ouest, ○ - Groupe de Kinojévis est, × - gabbros ouest et + - gabbros est. La ligne en gris représente la tendance d'évolution tholéïtique.

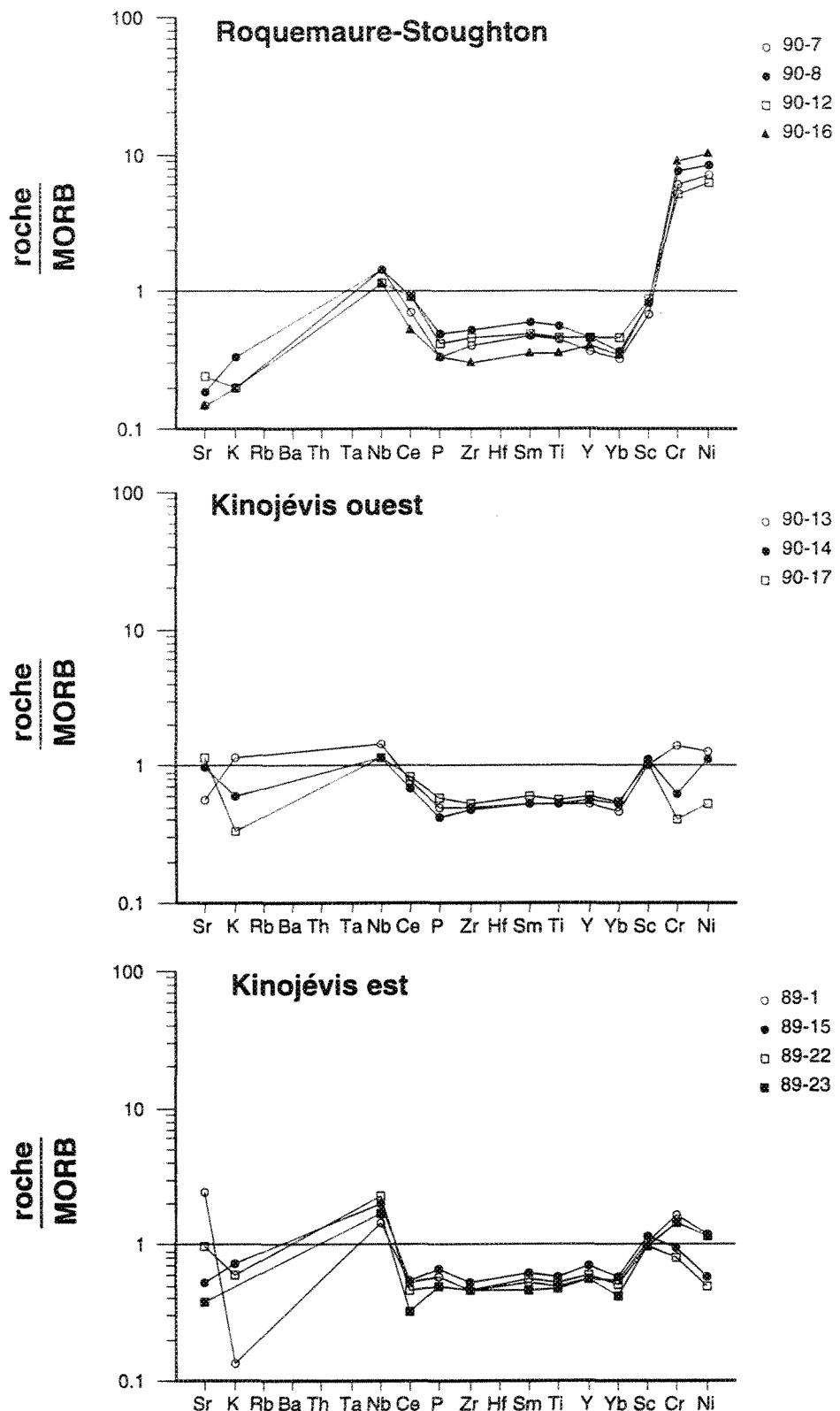


Figure 17 - Diagrammes multi-éléments normalisés aux MORB pour les roches volcaniques. Les facteurs de normalisation sont tirés de Pearce (1982).

Cr et Ni, ce qui illustre bien leur caractère plus primitif par rapport à celles du Groupe de Kinojévis. Les valeurs de Mg' ($Mg' = Mg^{2+}/(Mg^{2+} + Fe^{2+})$) calculées pour les roches du Groupe de Roquemaure-Stoughton varient entre 0.69 et 0.76 (tableau 1). Un magma en équilibre avec les olivines du manteau possède un Mg' qui varie de 0.68 à 0.75 (Wilson 1989). Les valeurs de Mg' ne sont pas fonction du degré de fusion partielle du manteau; cependant, des processus comme la cristallisation fractionnée de l'olivine ou la contamination par un matériel ayant un Mg' différent, affectent sensiblement ces valeurs. Les valeurs de Mg' pour les laves du Groupe de Roquemaure-Stoughton indiquent donc que le magma était en équilibre avec les olivines du manteau et qu'il n'a peu ou pas subi de contamination ou de fractionnement lors de son ascension dans la croûte.

Sauf pour les éléments Cr et Ni, les roches du Groupe de Roquemaure-Stoughton montrent des patrons géochimiques très semblables à ceux des basaltes du Groupe de Kinojévis (Figure 17). Les éléments Sr et K étant mobiles lors des processus de métamorphisme et d'altération, il n'est pas surprenant d'y noter des variations marquées. Cependant, pour la portion Nb à Sc des diagrammes de ces deux groupes, les patrons observés sont identiques.

Les diagrammes de terres rares normalisés aux chondrites démontrent aussi des similitudes entre les roches du Groupe de Roquemaure-Stoughton, celles du Groupe de Kinojévis et les gabbros (Figure 18). Dans tous les cas, les patrons sont à peu près plats avec des valeurs d'environ 7 à 10 fois les chondrites pour les roches volcaniques et de 10 à 20 fois les chondrites pour les gabbros. Les rapports La/Yb (non normalisés) sont sensiblement identiques d'une unité à l'autre; ils ne

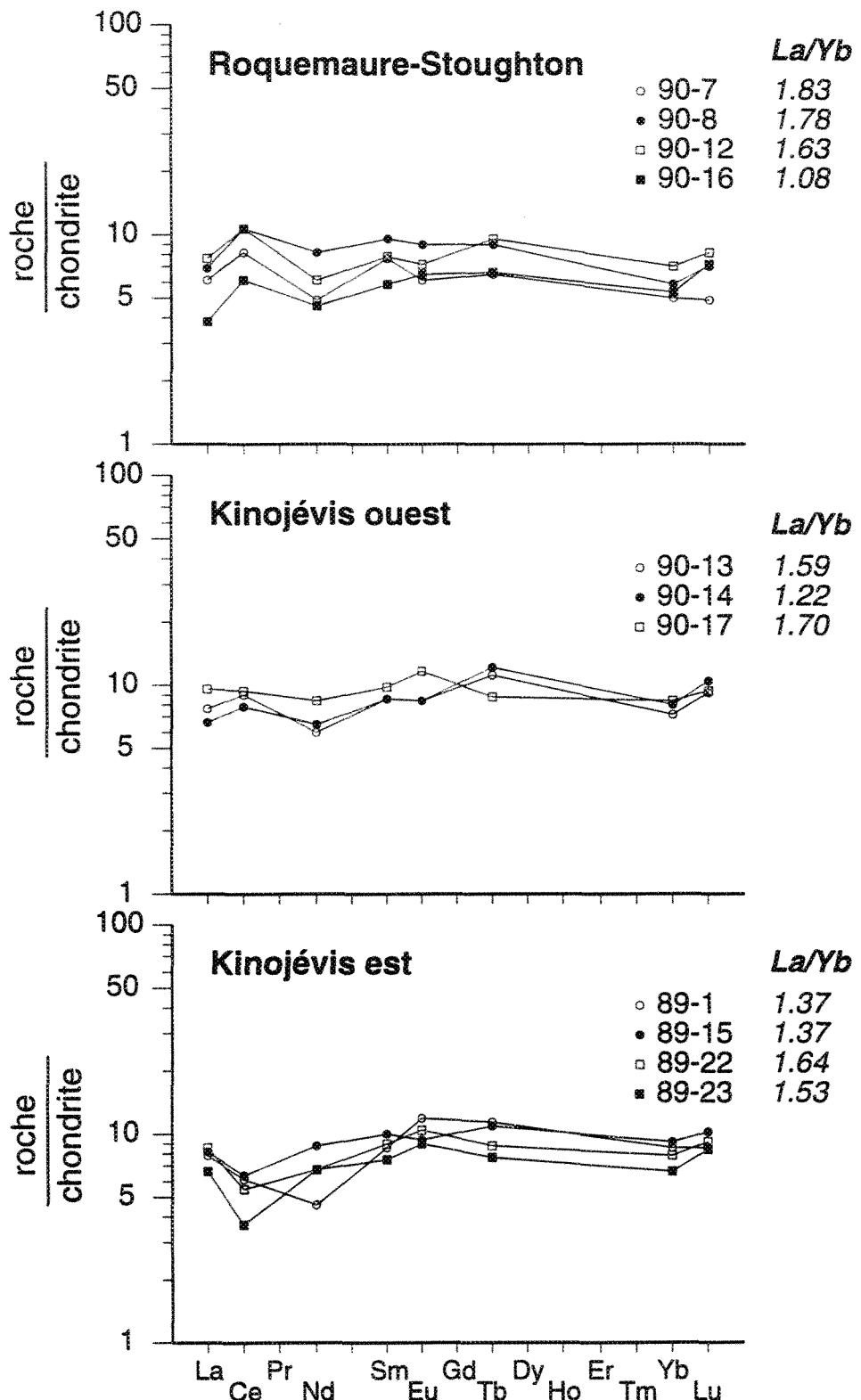


Figure 18 - Diagrammes de distribution des éléments du groupe des terres rares normalisés aux chondrites. Les facteurs de normalisation sont tirés de Nakamura (1974). Les rapports La/Yb ne sont pas normalisés.

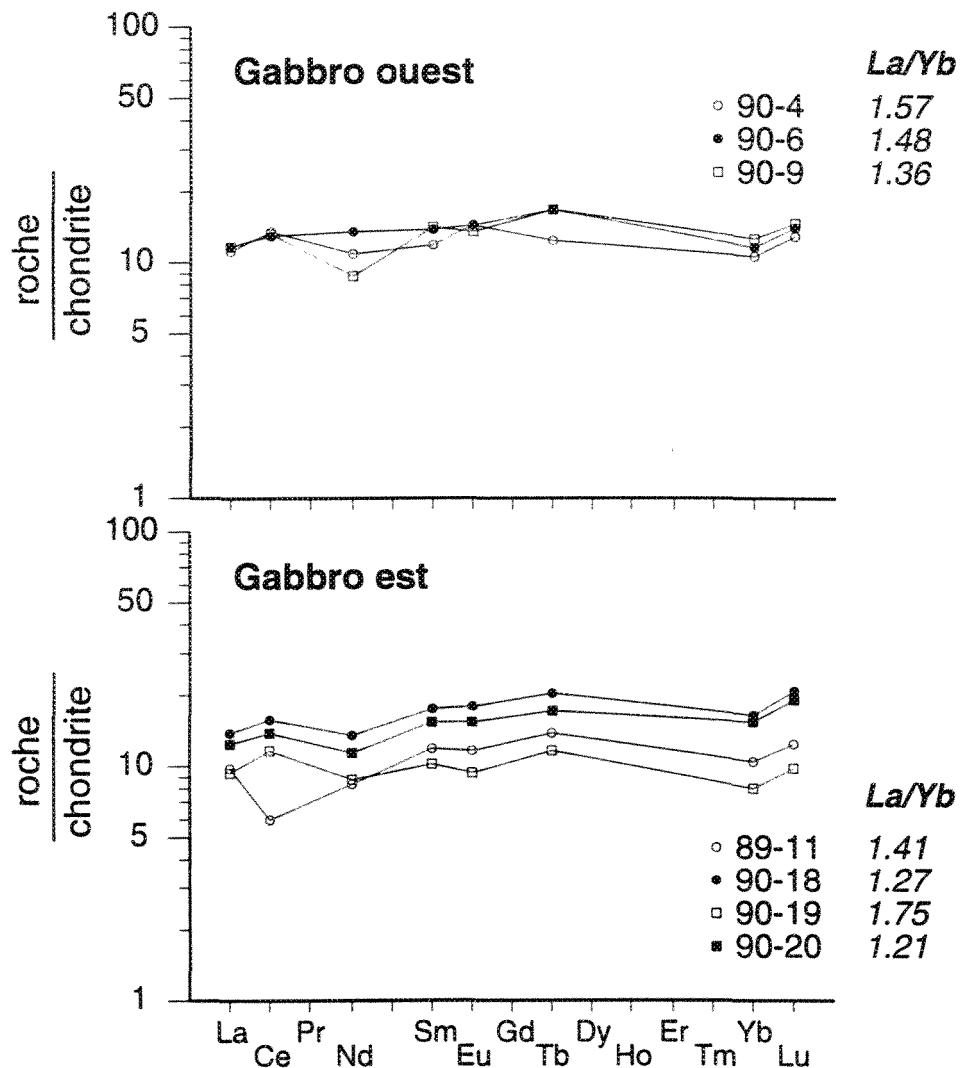


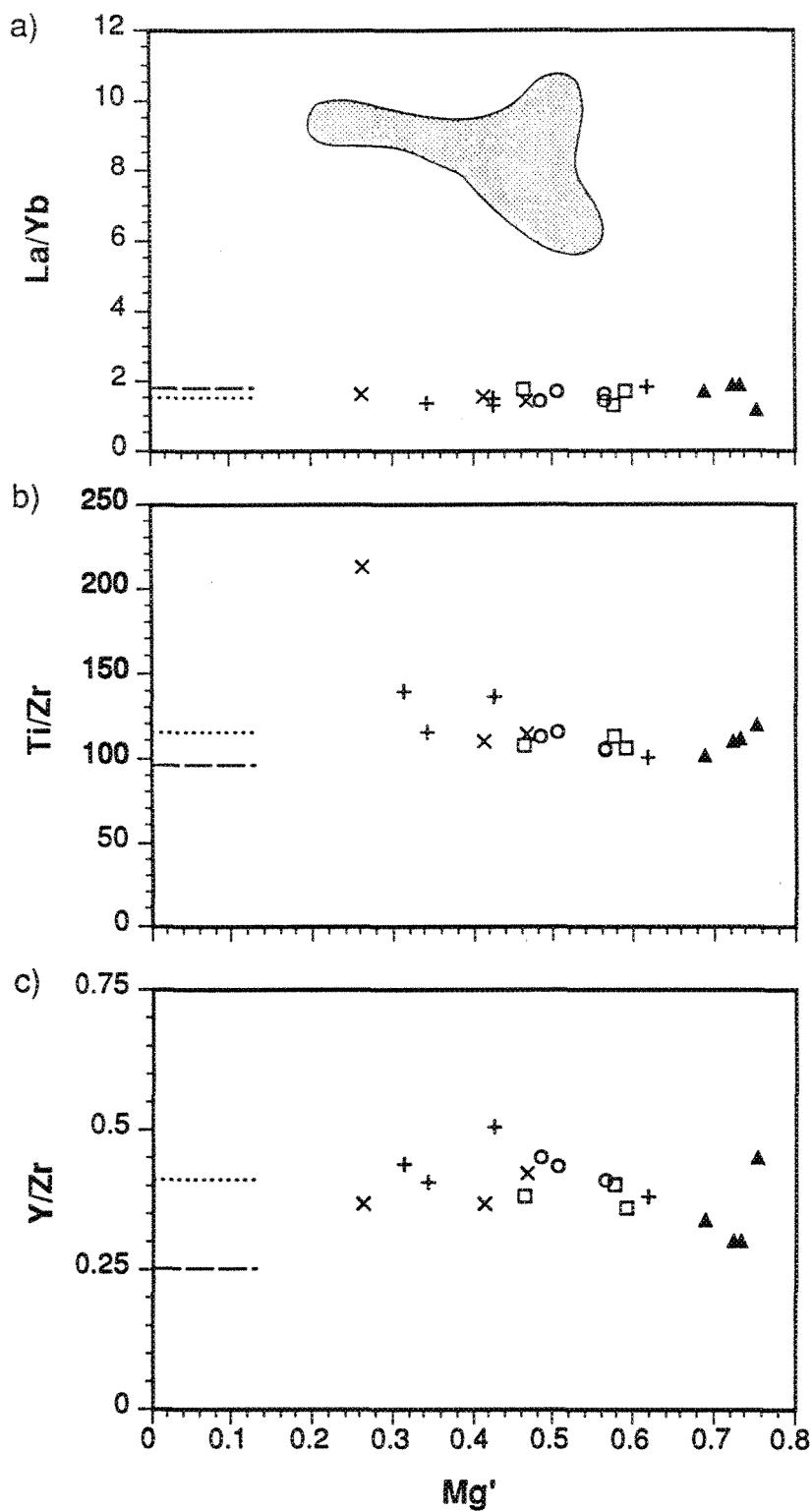
Figure 18 - suite

varient que de 1.08 à 1.83 (Figure 18, Tableaux 1 et 2). On peut donc croire que les laves du Groupe de Roquemaure-Stoughton et celles du Groupe de Kinojévis proviennent d'une même suite magmatique dont le liquide primitif est de composition semblable aux komatiites du Groupe de Roquemaure-Stoughton. Les dykes de gabbros sont des conduits nourriciers potentiels pour des laves semblables à celles du Groupe de Kinojévis.

Les rapports La/Yb varient très peu dans les échantillons étudiés et correspondent à la valeur de La/Yb dans le manteau primitif (Figure 19a). Cette valeur varie selon la source bibliographique utilisée. Selon Taylor et McLennan (1985), le rapport La/Yb dans le manteau primitif (manteau actuel+croûte) est de 1.48, tandis que selon Anderson (dans Taylor et McLennan 1985, page 264), il est de 1.78. Les figures 19a, 19b et 19c représentent les rapports d'éléments incompatibles La/Yb, Ti/Zr et Y/Zr respectivement, en fonction de Mg' qui est utilisé comme indice de différenciation. Sur ces trois diagrammes sont aussi indiquées les valeurs des rapports d'éléments incompatibles dans le manteau primitif selon Anderson (dans Taylor et McLennan 1985) et selon Taylor et McLennan (1985). On remarque peu de variations pour les rapports La/Yb, Ti/Zr et Y/Zr dans les échantillons étudiés. De plus, ces rapports sont très voisins des valeurs connues pour le manteau primitif. Les variations chimiques observées dans les échantillons étudiés ne sont probablement pas causées par des processus de contamination crustale ou de mélange de magma, à moins que le matériel contaminant présente les mêmes rapports d'éléments incompatibles. Ces variations ne sont probablement pas causées par la fusion partielle seulement car la valeur de Mg' des laves du Groupe de Kinojévis ne représente plus un état

Figure 19 - Diagrammes binaires de Mg' en fonction des rapports La/Yb, Ti/Zr, Y/Zr.

▲ - Groupe de Roquemaure-Stoughton, □ - Groupe de Kinojévis ouest, ○ - Groupe de Kinojévis est, × - gabbros ouest et + - gabbros est. La surface ombragée en a) représente les valeurs de La/Yb vs Mg' pour six échantillons d'andésite du Groupe de Hunter Mine. Noter (en a, b et c) les similitudes dans les rapports d'éléments incompatibles entre les échantillons étudiés et ceux du manteau primitif, (---) selon Anderson (dans Taylor et McLennan, 1985, page 264) et (···) selon Taylor et McLennan (1985).



d'équilibre avec le manteau. Le passage d'un magma komatiitique à un magma basaltique a pu s'effectuer par cristallisation fractionnée.

Cette étude lithogéochimique illustre donc la possibilité que les laves du Groupe de Kinojévis proviennent du fractionnement d'un magma de même type que celui du Groupe de Roquemaure-Stoughton. Le lien géochimique est aussi possible avec les gabbros qui ont pu servir de conduits nourriciers à des laves équivalentes à celles du Groupe de Kinojévis. Les résultats obtenus ici ne permettent pas d'affirmer que les laves du Groupe de Kinojévis sont incontestablement liées à celles du Groupe de Roquemaure-Stoughton; des techniques géochimiques plus poussées, comme l'analyse des rapports isotopiques du système Sm-Nd par exemple, pourraient toutefois venir valider cette hypothèse. Il sera toutefois important de considérer la possibilité de ce lien géochimique lors de l'interprétation de la discontinuité de Lyndhurst.

Cette possibilité a aussi été vérifiée à l'aide des données non publiées de Jean Goutier sur les laves du secteur de Roquemaure-Hébécourt. Comme ces données sont, à ce jour, incomplètes (pas d'analyses de terres rares), et comme les résultats proviennent de laboratoires différents, il est difficile d'inclure ces données dans nos diagrammes. Par contre, le principal intérêt de ces données est la présence de quelques analyses de basaltes associées au Groupe de Roquemaure-Stoughon. Ces basaltes semblent très semblables, aussi bien au niveau pétrographique que géochimique, aux basaltes du Groupe de Kinojévis. La figure 20 présente la distribution, dans un diagramme de Zr et fonction de Y, des laves komatiitiques et basaltiques du Groupe de Roquemaure-Stoughton et des laves

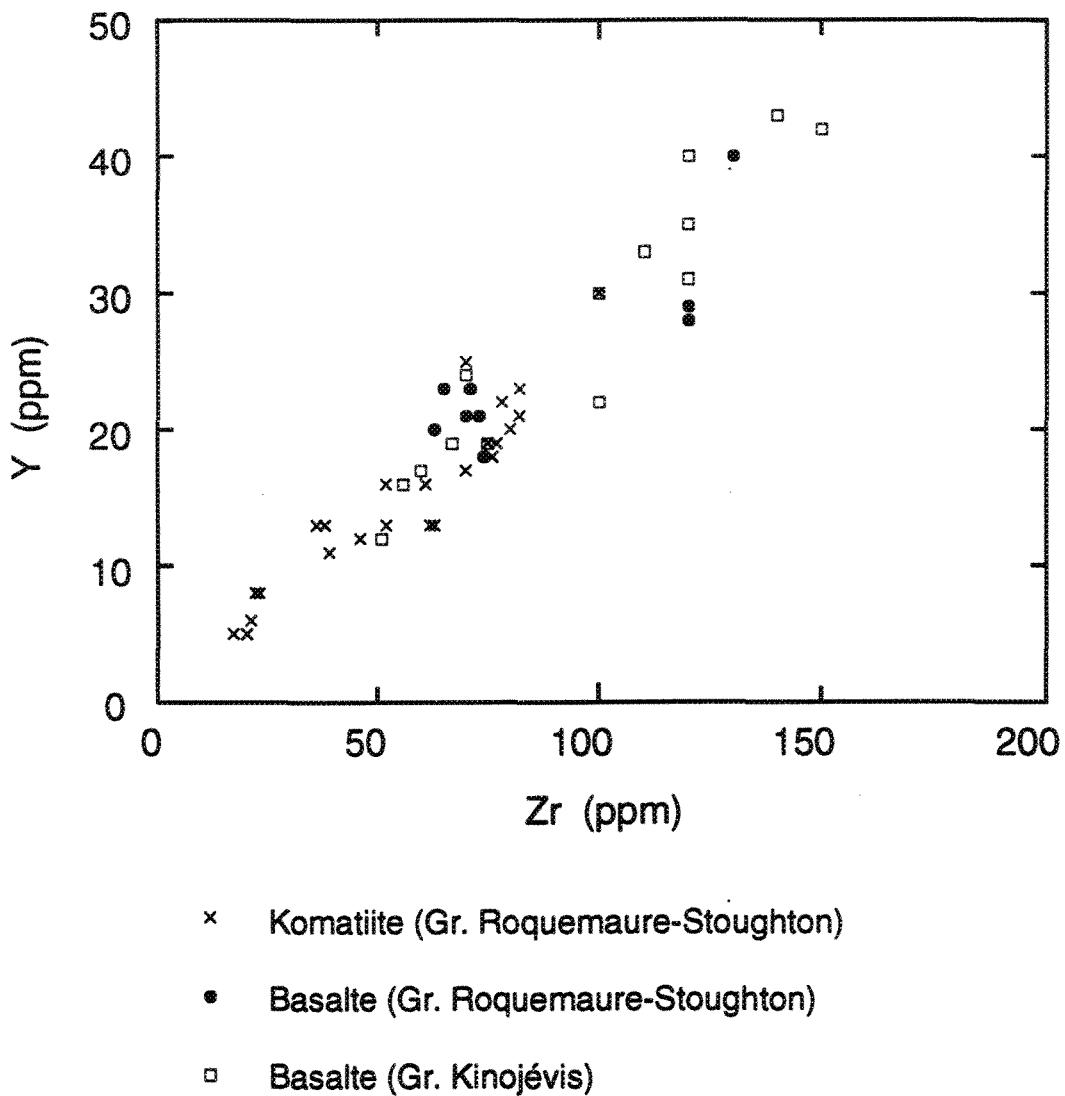


Figure 20 - Diagramme binaire de Zr en fonction de Y pour les roches volcaniques des groupes de Roquemaure-Stoughton et de Kinojévis. La distribution des points le long d'une droite appuie la possibilité d'un lien magmatique entre les roches de ces deux groupes.

basaltiques du Groupe de Kinojévis cartographiées par Goutier à l'été 1993. Tous les points se distribuent selon une droite passant par l'origine et vraisemblablement représentative du fractionnement d'une même suite volcanique (MacLean et Barrett 1993). Ces résultats démontrent aussi la possibilité d'un lien étroit de parenté entre les laves du Roquemaure-Stoughton et celles du Kinojévis.

CHAPITRE III

DISCONTINUITÉ DE LYNDHURST

3.1 Introduction

Ce chapitre présentera l'analyse structurale de la discontinuité de Lyndhurst, basée principalement sur la cartographie de détail du secteur de la mine Lyndhurst. Nous discuterons d'abord de la situation de la discontinuité de Lyndhurst et de son historique. Il sera ensuite question des variations de l'intensité de la déformation dans la zone de déformation de Lyndhurst, puis de l'analyse structurale proprement dite. Finalement, nous ferons un bref rappel sur les relations stratigraphiques en bordure de la discontinuité de Lyndhurst, pour ensuite conclure ce chapitre.

3.2 Situation et historique

La discontinuité de Lyndhurst représente un contact majeur à l'échelle régionale, entre les unités volcaniques du Groupe de Hunter Mine, au nord, et les basaltes tholéïitiques du Groupe de Kinojévis, au sud. Ce contact est de direction est-ouest. Dans la partie occidentale de la région, près de la frontière ontarienne,

la discontinuité de Lyndhurst sépare le Groupe de Kinojévis des volcanites komatiitiques du Groupe de Roquemaure-Stoughton.

Lee (1950, 1957) fut le premier à noter la présence d'une importante zone de cisaillement affectant les unités rhyolitiques associées aujourd'hui au Groupe de Hunter Mine. Ce cisaillement n'est toutefois pas observé par Eakins (1974) lors de sa cartographie de la partie orientale du Groupe de Hunter Mine. À peu près en même temps, Boivin (1974) qui travaille dans le secteur de Duparquet, note une faille importante aux alentours de la mine Hunter. Il associe cette faille aux cisaillements observés par Lee et il la désigne "accident Nord-Duparquet".

Plus récemment, Verpaelst et Hocq (1987; 1991) ont cartographié la portion orientale du Groupe de Hunter Mine. Ils mentionnent la présence de zones de cisaillement à l'intérieur des unités felsiques du Groupe de Hunter Mine dont la zone de cisaillement de Lyndhurst de direction est-ouest. Toutefois, ce cisaillement ne semble pas représenter le contact du Groupe de Hunter Mine avec les basaltes du Groupe de Kinojévis au sud. Selon eux, ce contact peut être une faille ou une discordance majeure, mais n'est jamais observé sur le terrain.

La discontinuité de Lyndhurst a aussi été notée par Hubert et Marquis (1989) qui l'ont désigné par "zone du Lac Loïs" (*Lac Loïs Zone*), par Hocq (1990) qui l'appelle "faille de Roquemaure-Lac Loïs" et par Daigneault et Archambault (1990). Il est proposé, ici, d'utiliser le terme "discontinuité de Lyndhurst", car l'utilisation des termes Roquemaure et Lac Loïs peuvent porter à confusion avec le Groupe de Roquemaure-Stoughton et la Formation de Loïs. La discontinuité de Lyndhurst

telle que nous la désignons ici, représente le contact entre le Groupe de Hunter Mine et le Groupe de Kinojévis, dans l'est de la région d'étude, et le contact entre le Groupe de Roquemaure-Stoughton et le Groupe de Kinojévis dans l'ouest.

3.3 Variations de l'intensité de la déformation

La discontinuité de Lyndhurst n'est pas soulignée sur toute sa longueur par une zone de déformation importante (Figure 21), une caractéristique qui la distingue de la plupart des autres discontinuités structurales de l'Abitibi. Les basaltes du Groupe de Kinojévis situés directement au sud de la discontinuité ne montrent aucune trace de déformation (Figure 22), sauf peut-être une faible schistosité, localement présente dans la bordure hyaloclastique de certains coussins. Toutefois, les niveaux argileux de la Formation de Loïs montrent généralement une schistosité bien développée mais affleurent très peu. De même, de fortes schistosités sont observées dans certaines rhyolites en bordure de la discontinuité de Lyndhurst. Ce ne sont cependant pas toutes les rhyolites qui sont ainsi déformées. Par exemple, les rhyolites du Groupe de Hunter Mine situées à l'est du pluton de Poulearès (Verpaelst et Hocq 1987; 1991), ainsi que celles situées à l'ouest du pluton (Eakins 1972; Gagnon 1981a; 1981b) ne montrent pas de schistosité notable. Les rhyolites déformées ne se retrouvent qu'à proximité de la discontinuité de Lyndhurst, entre celle-ci et le pluton de Poulearès. La déformation n'est présente que dans une mince bande parallèle à la discontinuité de Lyndhurst, et confinée à l'intérieur des unités du Groupe de Hunter Mine et de certaines lithologies de la Formation de Loïs (argilites et conglomérats à matrice argileuse). De plus, la distribution de la déformation est hétérogène dans ces

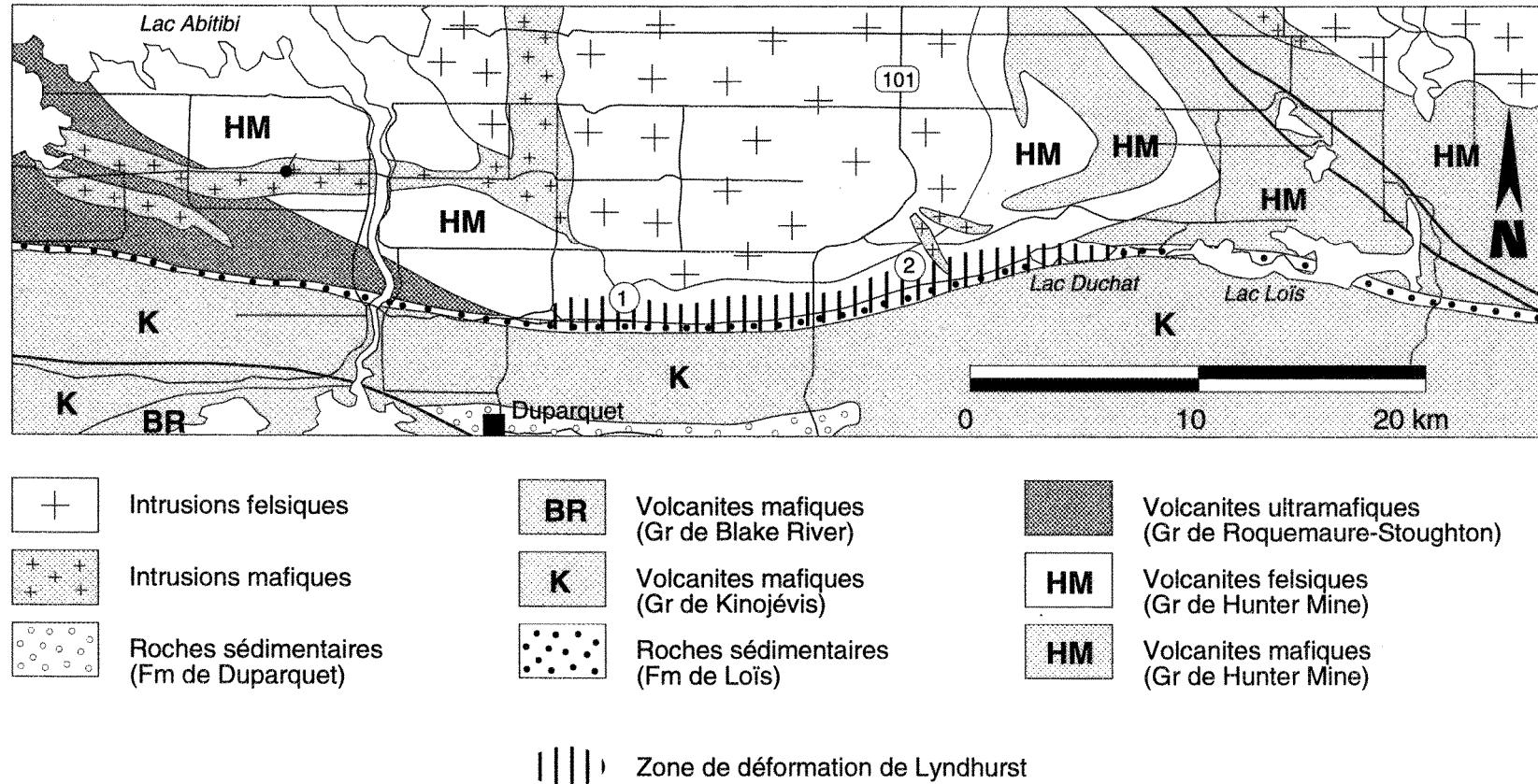


Figure 21 - Carte de localisation de l'enveloppe de la zone de déformation associée à la discontinuité de Lyndhurst.

1 - mine Hunter, 2 - mine Lyndhurst.

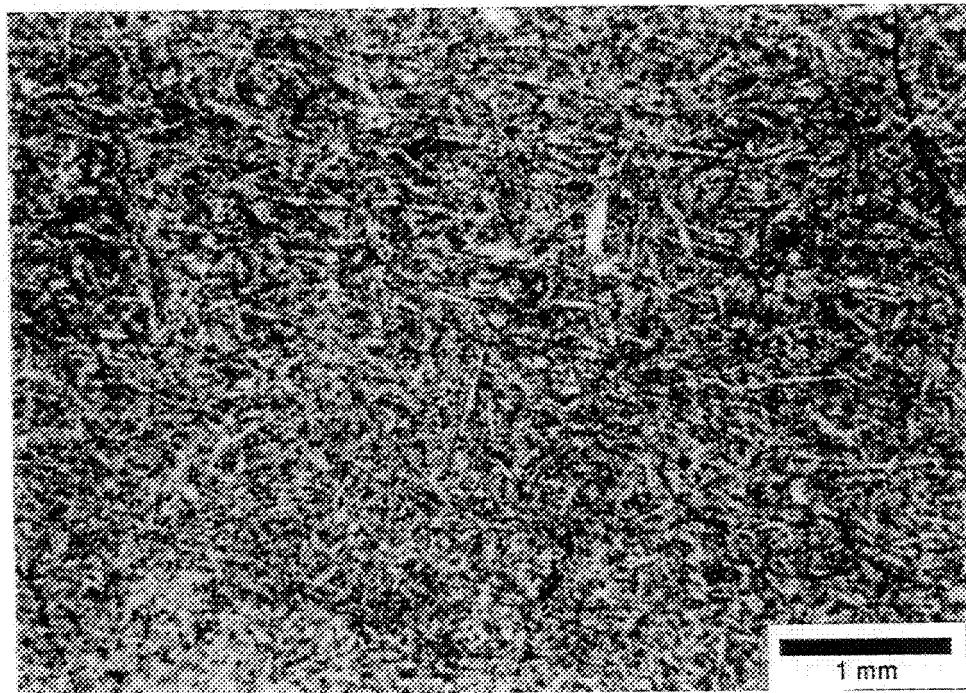


Figure 22 -Photomicrographie d'un basalte du Groupe de Kinojévis recueilli à proximité du contact avec les sédiments de Loïs. Cette roche a un aspect massif et ne contient aucune fabrique pouvant être associée à la déformation des unités du Groupe de Hunter Mine. Lumière naturelle.

rhyolites; des niveaux de rhyolites fortement déformées peuvent se retrouver dans des secteurs où les rhyolites sont peu ou pas déformées, et vice versa. Cette portion de roches déformées est longue d'une vingtaine de kilomètres et englobe les anciennes mines de cuivre de Lyndhurst et de Hunter (Figure 21); elle sera désignée comme étant la zone de déformation de Lyndhurst. Il est important de noter ici que la zone de déformation de Lyndhurst représente l'enveloppe de la déformation en marge de la discontinuité; certaines roches à l'intérieur de cette zone ne sont pratiquement pas déformées.

3.3.1 Variations sur un échantillonnage représentatif

Près d'une centaine de lames minces de rhyolites déformées ont été observées pour l'analyse structurale de la discontinuité de Lyndhurst. Cependant, afin de mieux illustrer quels facteurs influencent l'intensité de la déformation, nous avons sélectionné 15 rhyolites, représentatives de l'ensemble du secteur, que nous avons distribuées en quatre groupes: les roches non déformées (A), peu déformées (B), moyennement déformées (C) et très déformées (D). Ce classement est basé sur l'aspect mésoscopique des rhyolites qui a été évalué lors de la cartographie. Cet échantillonnage couvre le secteur compris entre la route 101, à l'ouest, et la mine Lyndhurst approximativement, à l'est. Ces échantillons sont localisés sur la figure 23, ainsi que sur les cartes géologiques en pochette, et sont énumérés dans le tableau 3. Le tableau 4 présente la proportion phénocristaux/matrice, la composition des phénocristaux et le contenu en séricite et chlorite des échantillons ayant été étudiés en lame minces. La rhyolite non déformée est une roche isotrope massive sur laquelle on ne peut prendre aucune

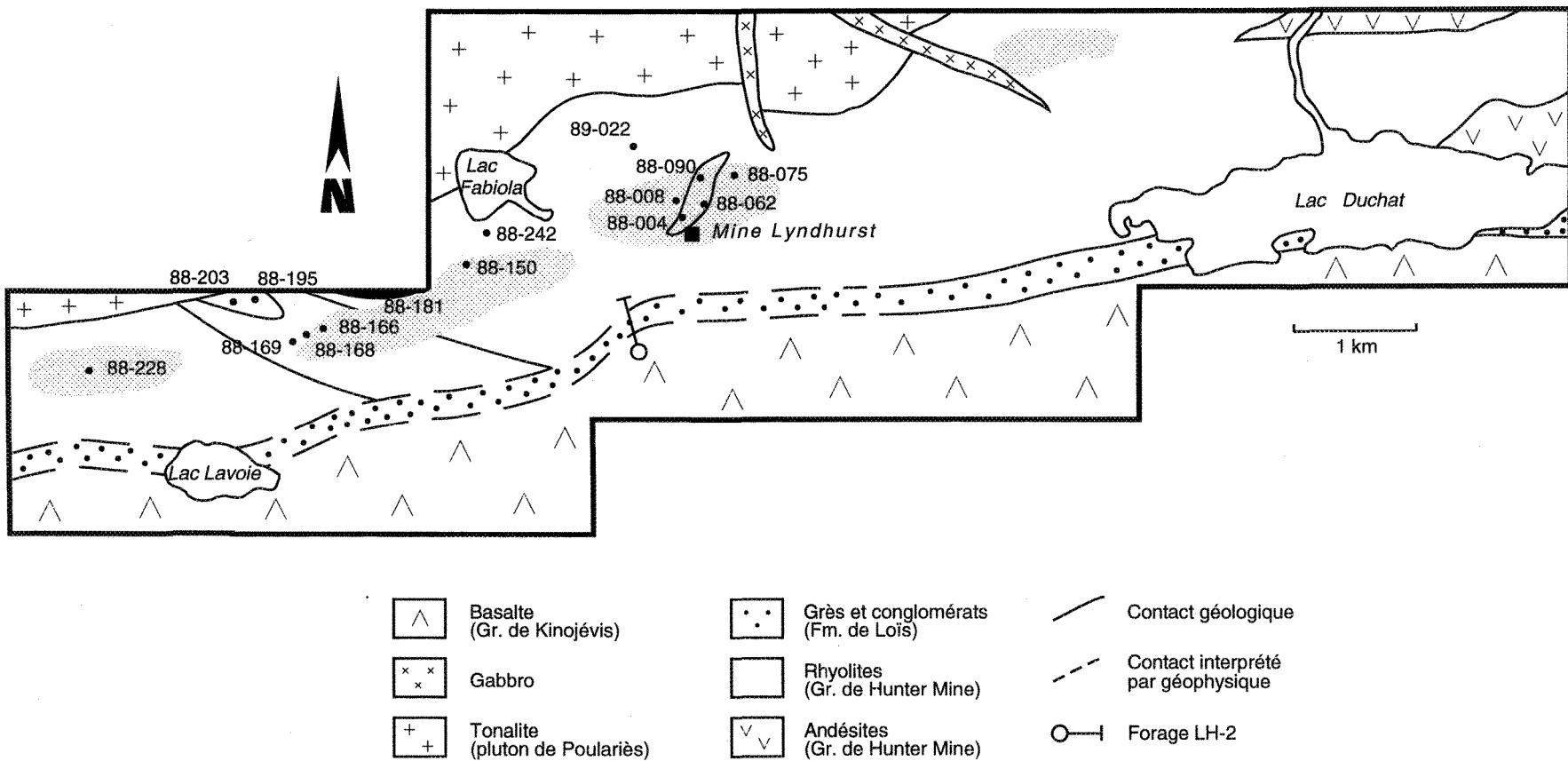


Figure 23 - Localisation des échantillons représentatifs de l'évolution de la déformation. Les zones en gris représentent les secteurs où les rhyolites montrent le plus de déformation.
Pour les détails lithologiques, voir la figure 13.

Tableau 3: Liste des échantillons utilisés dans l'évaluation des facteurs d'influence de la déformation

Groupe A - Rhyolites non déformées

88-242	lave aphanitique	carte A	sud du lac Fabiola
88-181	lave PQF	carte A	nord-ouest de la gravière
88-195	lave PQF	carte A	nord du lac Lavoie
89-022	lave PF	carte B	nord-ouest de la mine
88-090	dyke PQF	carte B	nord de la mine

Groupe B - Rhyolites peu déformées

88-203	lave PF	carte A	nord du lac Lavoie
88-168	lave PQ	carte A	ouest de la gravière
88-169	lave PQ	carte A	ouest de la gravière

Groupe C - Rhyolites moyennement déformées

88-150	lave PQF	carte A	sud du lac Fabiola
88-075	lave aphanitique	carte B	nord-est de la mine
88-062	lave aphanitique	carte B	nord-est de la mine

Groupe D - Rhyolites très déformées

88-228	lave PQ	carte A	est du dépotoir
88-004	lave PQ	carte B	nord de la mine
88-008	lave aphanitique	carte B	nord de la mine
88-166	lave PQ	carte A	ouest de la gravière

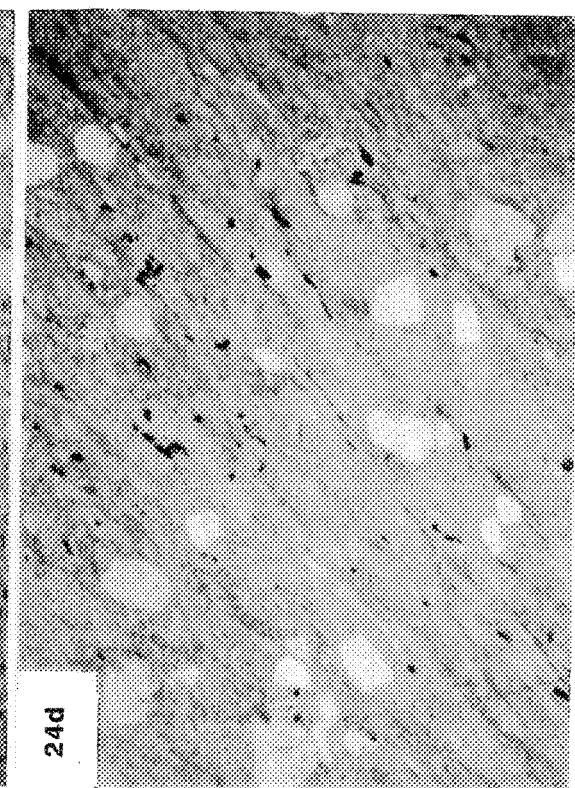
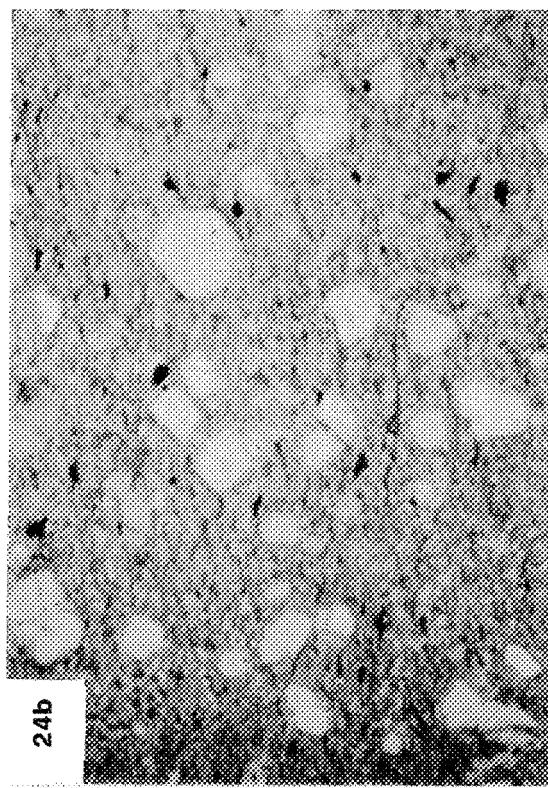
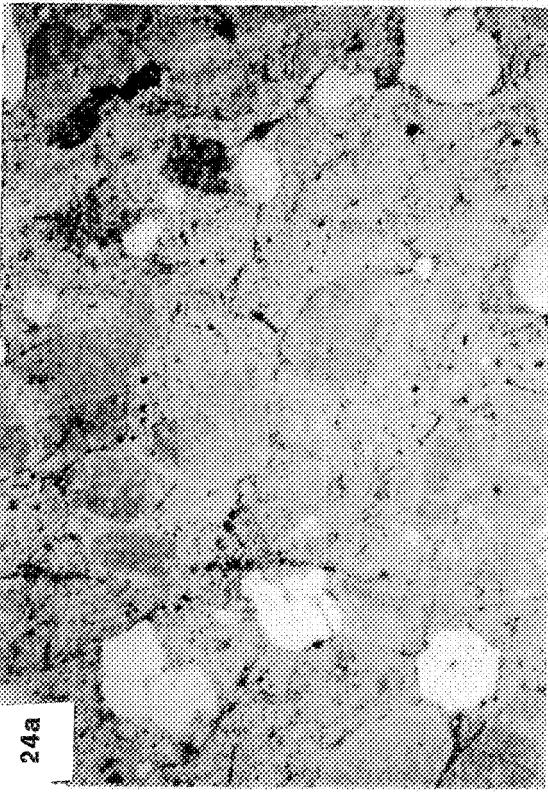
Tableau 4: Composition minéralogique (proportion matrice vs phénocristaux; composition des phénocristaux; contenu en phyllosilicates) des échantillons utilisés dans l'évaluation des facteurs d'influence de la déformation. Données en % modal par rapport à l'ensemble de l'échantillon.

	matrice	phénocx	quartz	feldspath	séricite	chlorite
Groupe A						
88-242	aucune donnée					
88-181	aucune donnée					
88-195	aucune donnée					
89-022	aucune donnée					
88-090	60	40	15	25	7	3
Groupe B						
88-203	90	10	tr	10	5-10	-
88-168	85	15	15	-	15	10
88-169	85	15	15	tr	20	-
Groupe C						
88-150	75	25	15	10	20	-
88-075	99	1	1	-	-	30
88-062	100	-	-	-	35-40	5
Groupe D						
88-228	70	30	30	-	15	25
88-004	95	5	5	-	-	30
88-008	100	-	-	-	15	35
88-166	75	25	25	-	30	8

mesure structurale autre que des joints de tension. Les rhyolites peu déformées montrent généralement un clivage espacé plutôt irrégulier. Ce clivage est mieux défini chez les rhyolites moyennement déformées et peut parfois prendre l'aspect d'une schistosité peu pénétrative. Finalement, les rhyolites très déformées présentent une forte anisotropie planaire. Des exemples représentatifs de chacun de ces groupes, en lames minces, sont illustrées à la figure 24.

Le groupe des rhyolites non déformées (A) est représenté par cinq échantillons dont quatre (88-242, 88-181, 88-195 et 89-022) sont des différents types de laves (A-PF-PQF), et l'autre (88-090), un dyke porphyrique synvolcanique à quartz et feldspath provenant du secteur nord de la mine Lyndhurst. Au moment de la cartographie, presqu'aucun échantillon de rhyolite non déformée n'a été prélevé. Le seul échantillon ayant permis de faire une lame mince est celui du dyke synvolcanique situé au nord de la mine Lyndhurst. Comme plusieurs dykes de ce type montrent aussi de la déformation, l'utilisation de cet échantillon pour représenter les roches non déformées nous paraît valable. Il n'est pas impossible même que certains échantillons de rhyolite porphyrique à quartz représentant le groupe de roches très déformées, proviennent en réalité de dykes synvolcaniques non reconnus sur le terrain; des roches semblables, dans le secteur de la mine Lyndhurst, montrent des relations intrusives avec les lithologies avoisinantes. Un seul échantillon, celui du dyke porphyrique synvolcanique, a été étudié en lame mince. À l'échelle microscopique, ce dyke est constitué de 15% de phénocristaux de quartz et de 25% de phénocristaux de feldspath baignant dans une matrice aphanitique (Figure 24a). On y note la présence d'un peu de séricite (7-8%) et de chlorite (2-3%), probablement issues du métamorphisme régional.

Figure 24 - Photomicrographies représentatives de chacun des quatre groupes de rhyolites définis selon l'intensité de la déformation. a) rhyolite (intrusion synvolcanique) porphyrique à phénocristaux de quartz et feldspath non déformée (groupe A), b) rhyolite porphyrique à phénocristaux de quartz peu déformée (groupe B), c) rhyolite aphanitique moyennement déformée (groupe C) et d) rhyolite porphyrique à phénocristaux de quartz très déformée (groupe D). Lumière naturelle dans tous les cas. Le champ des photographies représente 14 millimètres.



Le groupe des rhyolites peu déformées (B) est constitué de trois échantillons: l'échantillon 88-203 est une lave porphyrique contenant environ 10% de feldspath et quelques traces de quartz. Il montre un contenu en séricite d'environ 5 à 10%. Les deux autres échantillons de ce groupe sont des laves porphyriques à phénocristaux de quartz. L'échantillon 88-168 est constitué de 10 à 15% de cristaux de quartz dans une matrice fine contenant environ 15% de séricite et 10% de chlorite. En lame mince, cette roche paraît un peu plus déformée que les autres de ce groupe. L'échantillon 88-169 contient de 10 à 15% de phénocristaux de quartz et quelques rares feldspaths (Figure 24b). La matrice aphanitique contient près de 20% de séricite.

Les rhyolites moyennement déformées (C) sont représentées par une lave porphyrique à quartz et feldspath et deux laves aphanitiques. L'échantillon 88-150 contient 15% de phénocristaux de quartz et 10% environ de phénocristaux de feldspath. Les feldspaths et la matrice sont séricitisés; le contenu total en séricite de la roche est évalué à 20%. Cette roche montre un clivage espacé bien défini mais moins pénétratif que pour les autres échantillons de ce groupe. L'échantillon 88-075 est constitué de rhyolite aphanitique dans laquelle baigne moins de 1% de cristaux de quartz (Figure 24c). La pâte aphanitique est remplacée par environ 30% de chlorite. La déformation est représentée surtout par un clivage espacé. L'échantillon 88-062 est constitué à 100% d'une pâte finement grenue contenant de 35 à 40% de séricite et 5% de chlorite. Cette roche paraît plus déformée que les deux autres de ce groupe.

Le groupe des rhyolites fortement déformées (D) est représenté par quatre échantillons: trois rhyolites porphyriques à quartz et une rhyolite aphanitique. L'échantillon 88-228 est une rhyolite porphyrique provenant de la partie ouest du secteur. Il contient 30% de phénocristaux de quartz dans une matrice aphanitique remplacée par de la séricite (15% de la roche) et de la chlorite (25% de la roche). Cette roche démontre une forte schistosité sans toutefois que les cristaux de quartz soient déformés (Figure 24d). L'échantillon 88-004 provient du secteur de la mine Lyndhurst et montre environ 5% de phénocristaux de quartz dans une matrice aphanitique chloritisée. Des aggrégats de chlorite aplatis et de dimensions équivalentes aux grains de quartz sont observés dans cette roche. Il s'agit fort probablement de cristaux de feldspath complètement chloritisés. Ces aggrégats se confondent à la mésostase aphanitique sur l'échantillon mésoscopique et la roche cartographiée comme une rhyolite porphyrique à phénocristaux de quartz est en réalité une rhyolite à quartz et feldspath. Le contenu total en chlorite de cette roche est de 30%. L'échantillon 88-008 provient aussi du secteur de la mine Lyndhurst et consiste en une rhyolite aphanitique. La pâte aphanitique est remplacée par 15% de séricite et 35% de chlorite, et la roche montre une forte schistosité. Finalement, l'échantillon 88-166 est une lave porphyrique à quartz de la partie centrale-ouest du secteur échantillonné. Cette roche contient de 20 à 25% de phénocristaux de quartz dans une matrice aphanitique sérichtisée et chloritisée. Le contenu total de la roche en séricite et chlorite est de 30% et 8% respectivement.

Ces observations permettent de constater un important facteur d'influence sur l'intensité de la déformation dans la zone de Lyndhurst: le contenu en phyllosilicates. Les roches les plus déformées contiennent des quantités plus

importantes de séricite et de chlorite. Certaines rhyolites déformées contiennent jusqu'à 35% de chlorite (88-008). Ce contenu en chlorite n'est probablement pas l'effet du métamorphisme régional seulement car une rhyolite "normale" ne contient pas assez de fer et de magnésium pour développer autant de chlorite. Il doit donc y avoir un apport important en fer et magnésium, par un fluide externe, pour produire autant de chlorite à partir d'une rhyolite. L'hypothèse d'une contribution d'un fluide externe est un facteur qu'il est important de vérifier. Un tel fluide a pu causer un enrichissement en certains éléments (Fe, Mg), mais aussi un appauvrissement en d'autres éléments. Les variations chimiques des échantillons étudiés seront donc utilisées pour vérifier l'hypothèse d'une contribution externe dans la minéralogie des rhyolites.

Lors de notre cartographie de la propriété Lyndhurst pour le compte de Minnova inc., nous avons recueilli plus de 1100 échantillons pour fins d'analyse totale incluant les éléments FeO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, MnO, perte au feu, Cu, Zn, Ni, Ag et Au. Ces analyses ont été effectuées aux laboratoires de METRICLAB (1980) inc. par absorption atomique. Nous connaissons donc les compositions chimiques des échantillons de l'étude microscopique et nous pouvons les utiliser pour en déterminer les variations géochimiques. Ces variations peuvent être causées par des facteurs autres que l'apport ou la perte des divers éléments chimiques. Les variations de masse et de volume subies par les échantillons analysés doivent aussi être considérées.

Grant (1986) propose une méthode simple, basée sur les équations de Gresens (1967), pour évaluer les variations chimiques réelles associées aux

processus d'altération, en tenant compte des changements de volume. Lorsque l'on projette, sur un diagramme binaire, la concentration des différents éléments constituant un échantillon altéré en fonction de la concentration de ces mêmes éléments pour un échantillon frais, les points représentant les éléments immobiles à l'altération se projettent sur une droite (isocon) passant par l'origine du diagramme. Le degré de mobilité des autres éléments est mesurable de façon graphique en utilisant la distance entre le point et l'isocon, ou selon une équation mathématique faisant intervenir la pente de l'isocon. La précision des résultats obtenus dépend principalement de deux paramètres: le choix de l'échantillon "frais" utilisé, et le positionnement de l'isocon sur le diagramme. Il est aussi possible, pour tracer l'isocon, de choisir un élément chimique considéré comme immobile et de passer la ligne par ce point et par l'origine du diagramme.

Les variations chimiques des 15 échantillons de rhyolite ont donc été vérifiées à l'aide de cette méthode. L'échantillon 88-181, une lave porphyrique à phénocristaux de quartz et de feldspath, a été choisi comme échantillon "frais" car c'est celui qui semble le plus représentatif de l'ensemble des lithologies. Il est possible, et même probable, que cet échantillon "frais" ne soit pas tout à fait semblable à chacun des autres échantillons avant l'altération. Cependant, les variations induites par cette différence du protolith sont minimes en comparaison des variations attribuables à l'altération. Les tracés d'isocon pour chacun des échantillons en fonction de 88-181 ont été faits en utilisant Al_2O_3 , l'aluminium étant considéré comme l'élément le plus immobile à l'altération (Grant 1986; MacLean et Kranidiotis 1987; MacLean 1990). Le TiO_2 est aussi considéré comme relativement immobile mais qui peut parfois varier légèrement (MacLean et

Kranidiotis 1987); il ne sera pas utilisé dans le positionnement des isocons. Quatorze diagrammes ont été construits de cette façon et sont présentés sur la figure 25. Les analyses chimiques de ces roches sont rapportées sur le tableau 5.

Pour le groupe A, les rhyolites non déformées, on remarque que les points se projettent assez régulièrement sur les isocons (Figure 25a), sauf pour l'échantillon 88-242 qui se distingue légèrement. Dans le cas du groupe B, on remarque quelques variations plus importantes: gains en MgO, K₂O et SiO₂ et pertes en CaO et Na₂O. Le scénario est assez semblable pour le groupe C sauf pour des gains en FeO significatifs pour 88-075 et 88-062. Les roches fortement déformées, groupe D, montrent systématiquement des gains en MgO et K₂O, ainsi que des pertes en CaO et Na₂O. Le FeO est très élevé dans 88-004 et 88-008 mais près de l'isocon dans les deux autres cas.

Afin de mieux visualiser les variations pour chaque élément, d'un groupe de rhyolite à l'autre, nous avons calculé le pourcentage de gain ou de perte à Al₂O₃ égal. Ces données sont rapportées sur un diagramme pour chacun des éléments analysés (Figure 26). Ces diagrammes démontrent clairement l'évolution géochimique des rhyolites non déformées vers les rhyolites très déformées. Les roches déformées montrent des gains appréciables en MgO +/- FeO ou en K₂O qui traduisent bien la présence de chlorite et/ou de séricite dans ces échantillons. On peut donc en conclure qu'il y a eu apport d'un fluide externe pour le développement de ces phyllosilicates. Les diagrammes de la figure 26 démontrent aussi de façon claire les pertes encourues en CaO et Na₂O dans les roches déformées. Les variations chimiques observées pour les autres éléments ne

Figure 25 - Diagrammes binaires de la composition (en % poids) des rhyolites des quatre groupes A à D en fonction de la composition d'une rhyolite considérée fraîche (échantillon 88-181). Les isocons (Grant 1986) sont positionnés en considérant Al_2O_3 comme parfaitement immobile. Les concentrations de chacun des oxydes (sauf Al_2O_3) sont multipliées par un facteur afin d'étaler les points entre 0 et 30% pour que le diagramme soit plus clair. Les éléments se projetant sur les isocons n'ont pas subi de remobilisation.

Gruppe A - Rhyolites non déformées

109

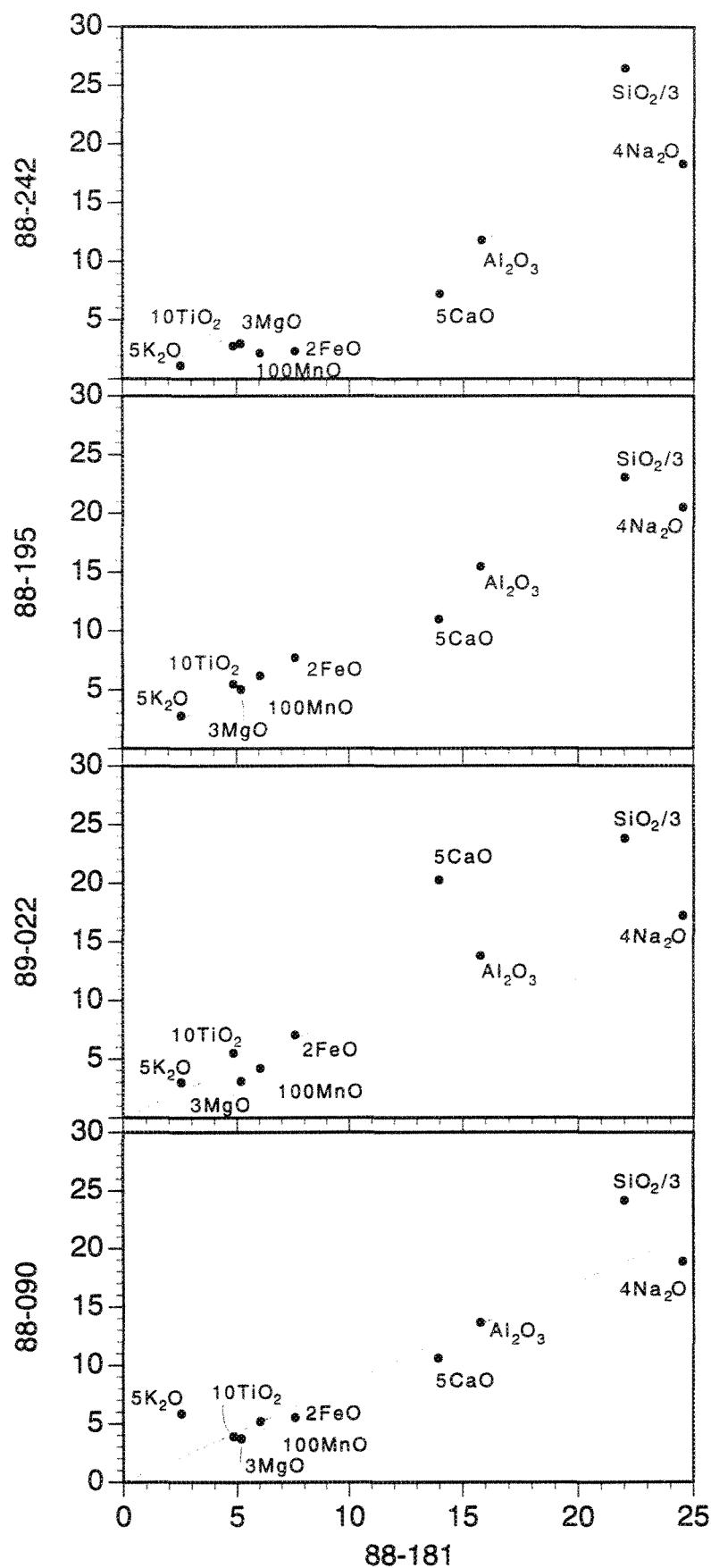


Figure 25 (suite)

Groupe B - Rhyolites peu déformées

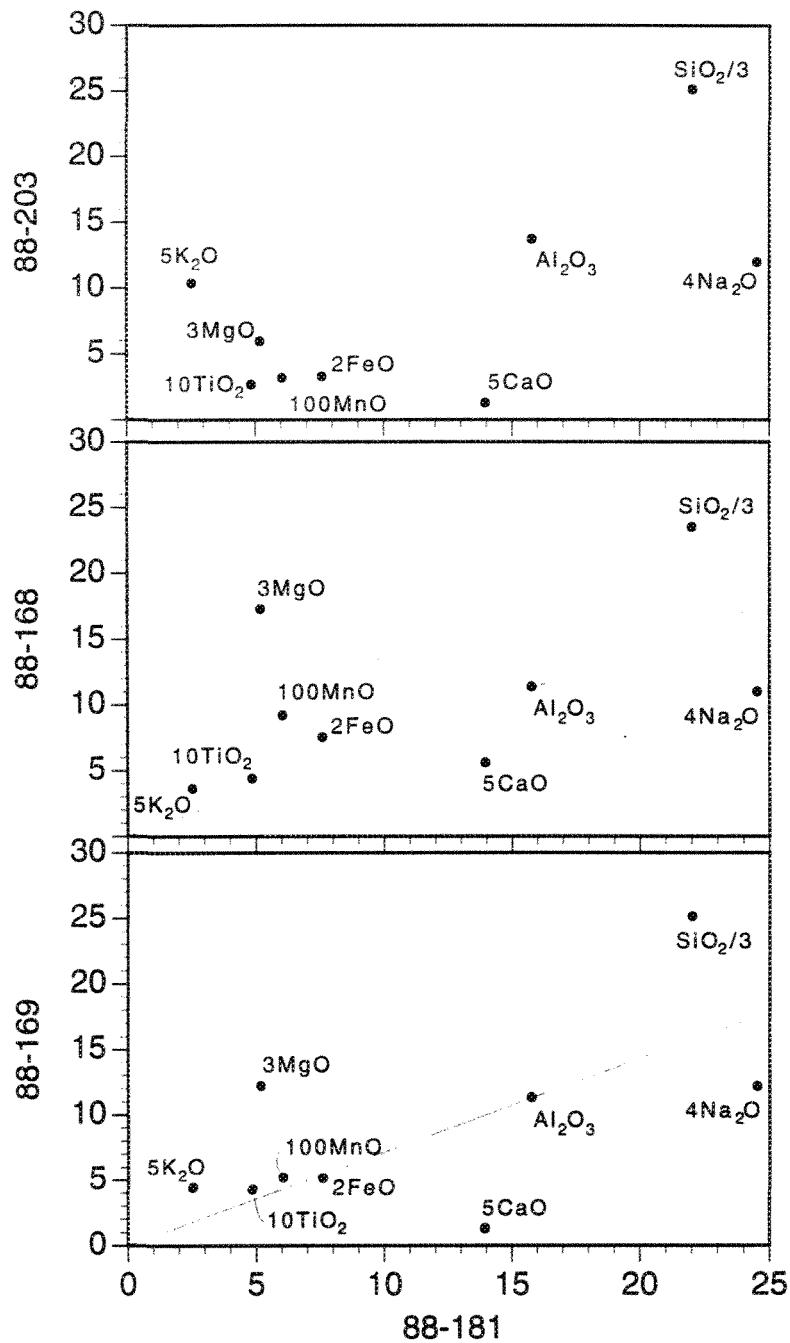


Figure 25 (suite)

Groupe C - Rhyolites moyennement déformées

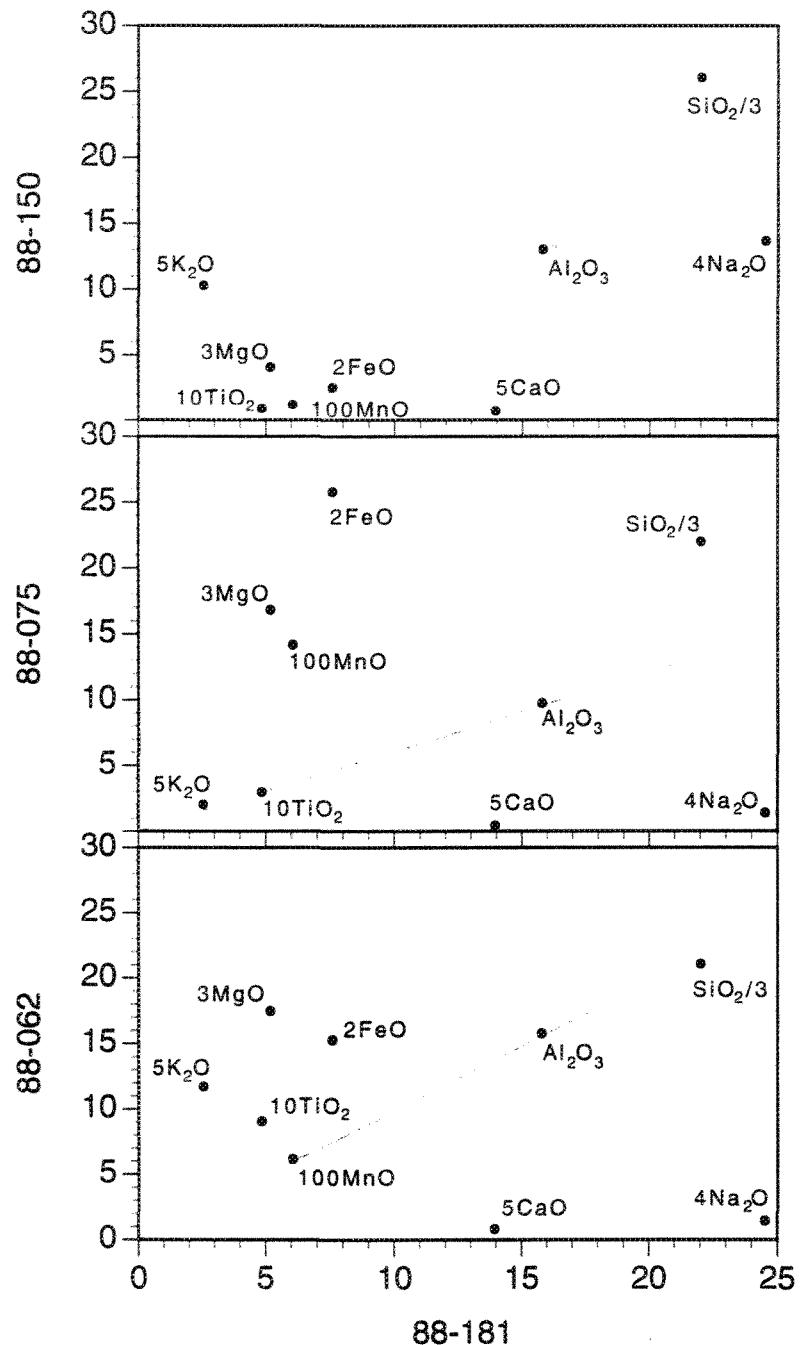


Figure 25 (suite)

Groupe D - Rhyolites très déformées

112

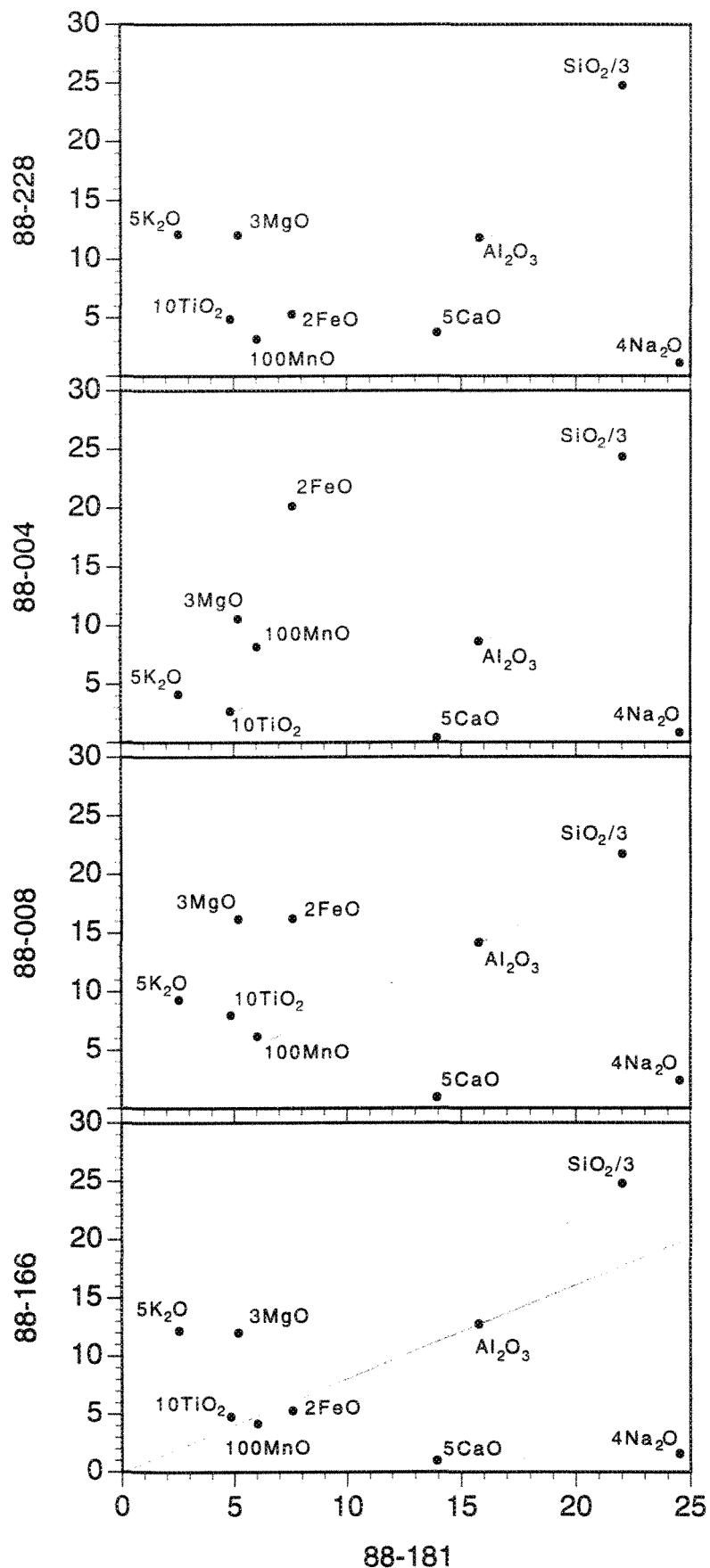
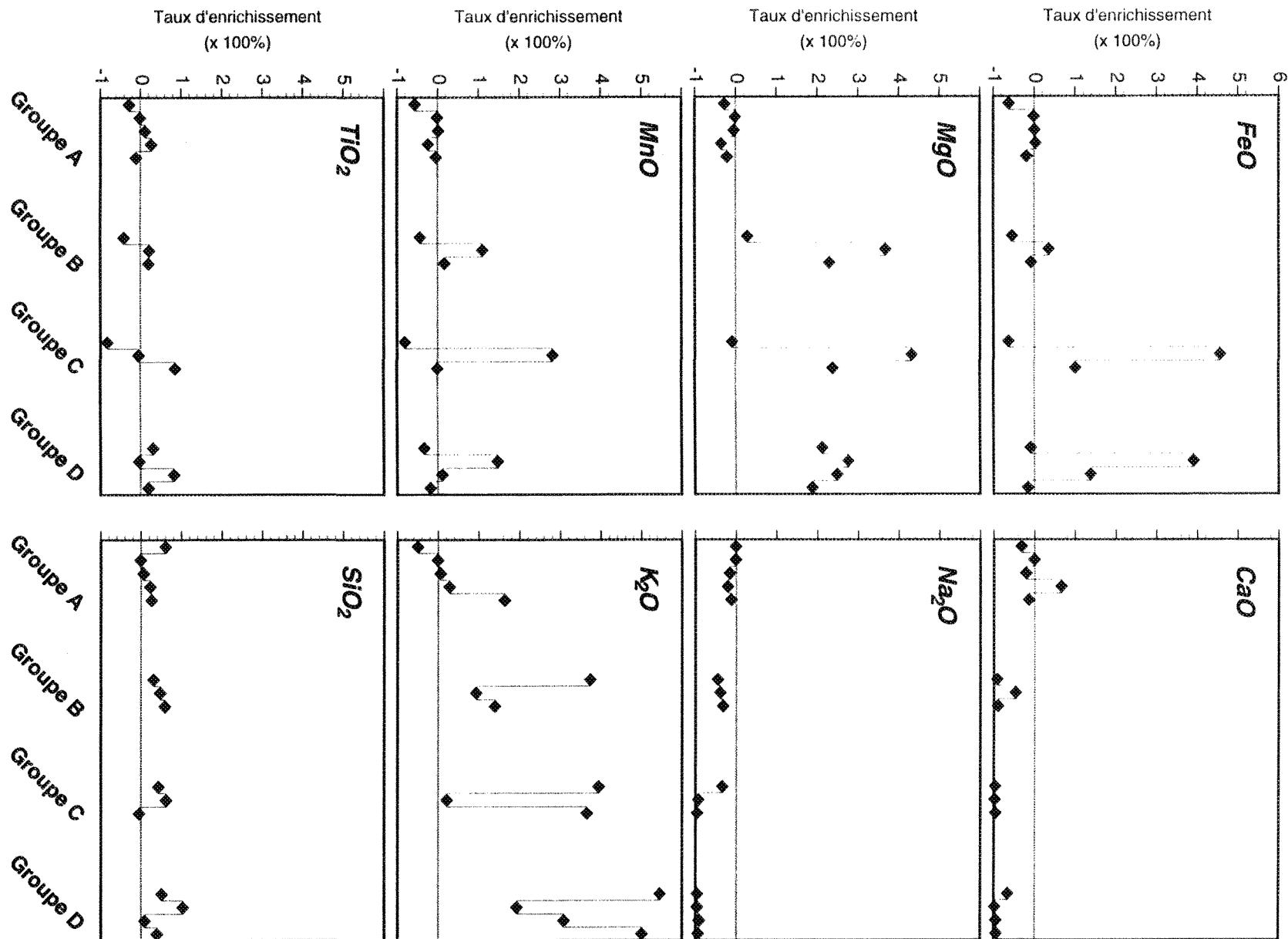


Figure 25 (suite)

Tableau 5: Analyses chimiques des échantillons de rhyolite subdivisés en 4 groupes.

	Groupe A					Groupe B		
éch.	88-181	88-242	88-195	89-022	88-090	88-203	88-168	88-169
FeO	3.77	1.08	3.76	3.43	2.67	1.54	3.68	2.49
MgO	1.71	0.94	1.61	0.97	1.18	1.92	5.7	4.01
CaO	2.78	1.41	2.16	4.01	2.08	0.22	1.08	0.22
Na ₂ O	6.12	4.53	5.08	4.26	4.67	2.95	2.7	3
K ₂ O	0.5	0.19	0.52	0.56	1.13	2.04	0.69	0.85
SiO ₂	65.9	78.9	68.7	70.8	71.9	74.9	69.9	74.9
TiO ₂	0.48	0.26	0.53	0.53	0.37	0.25	0.42	0.41
Al ₂ O ₃	15.73	11.64	15.31	13.61	13.47	13.55	11.18	11.15
MnO	0.06	0.02	0.06	0.04	0.05	0.03	0.09	0.05
	Groupe C					Groupe D		
éch.	88-150	88-075	88-062	88-228	88-004	88-008	88-166	
FeO	1.16	12.8	7.55	2.56	9.99	8.02	2.56	
MgO	1.29	5.55	5.77	3.96	3.47	5.33	3.94	
CaO	0.1	0.05	0.13	0.71	0.04	0.15	0.16	
Na ₂ O	3.37	0.3	0.32	0.24	0.16	0.55	0.35	
K ₂ O	2.02	0.37	2.31	2.39	0.79	1.82	2.4	
SiO ₂	77.6	65.4	62.7	73.9	72.5	64.6	73.9	
TiO ₂	0.07	0.28	0.89	0.47	0.25	0.78	0.46	
Al ₂ O ₃	12.85	9.58	15.6	11.64	8.47	13.99	12.56	
MnO	0.01	0.14	0.06	0.03	0.08	0.06	0.04	

Figure 26 - Représentation graphique des gains et pertes pour les oxydes FeO, MgO, MnO, TiO₂, CaO, Na₂O, K₂O et SiO₂, calculés à Al₂O₃ constant, par groupe de rhyolites de différente intensité de déformation. Les rhyolites les plus déformées (groupe D) montrent nettement des gains appréciables en FeO et/ou MgO, et en K₂O, ainsi que des pertes presques totales en CaO et Na₂O.



semblent pas montrer de tendances claires et paraissent plutôt aléatoires; elles sont probablement dues en partie à des différences, au niveau du protolithes, avec la rhyolite considérée comme "fraîche" au départ.

L'étude de 15 échantillons représentatifs des rhyolites du Groupe de Hunter Mine dans le secteur de Lyndhurst nous démontre que:

- L'intensité de la déformation dans ces roches est intimement liée à la présence de séricite et de chlorite.
- La séricite et la chlorite observées dans ces roches sont issues d'un processus d'altération entraînant des gains en FeO, MgO et/ou K₂O, ainsi que des pertes importantes en CaO et Na₂O.

On peut donc en conclure que l'intensité de la déformation dans ces rhyolites est fonction de l'intensité de l'altération ayant causé la séricitisation et la chloritisation. Les roches qui n'ont pas subi cette altération ne sont que peu ou pas déformées. On doit donc en déduire que la présence de phyllosilicates dans ces roches en fait diminuer significativement la compétence et que la déformation se localise préférentiellement dans les roches altérées et peu compétentes.

3.3.2 Altération et variations géochimiques à l'échelle du secteur cartographié

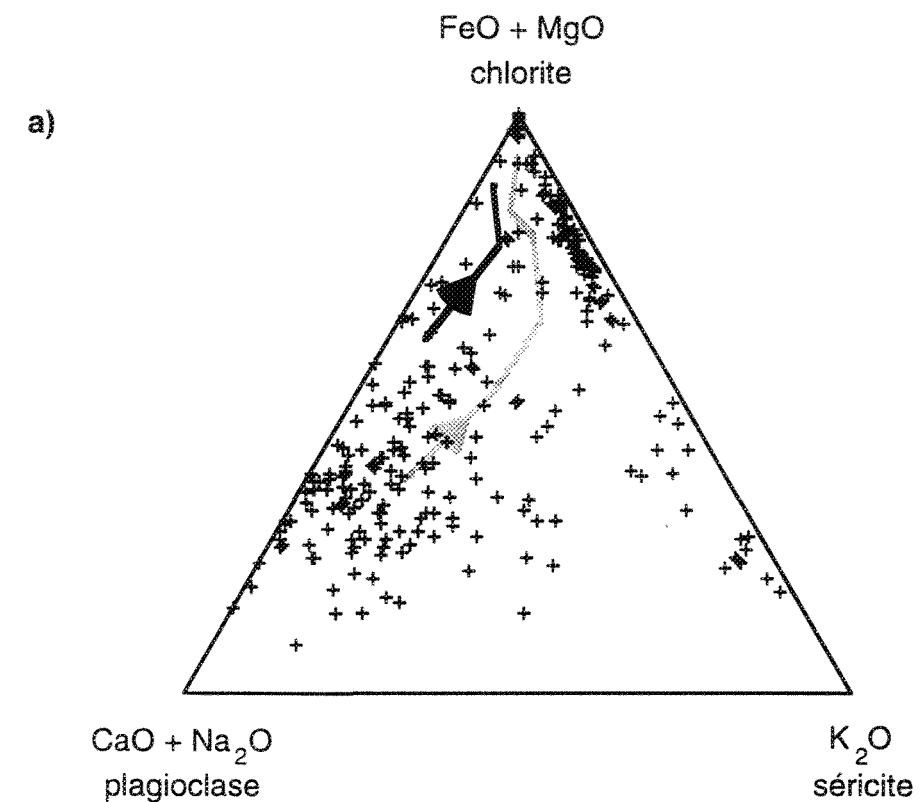
L'altération des rhyolites déformées du Groupe de Hunter Mine se traduit par des gains en FeO, MgO et/ou K₂O, ainsi que des pertes en Na₂O et CaO. Ces

variations sont semblables à celles causées par l'altération hydrothermale associée à la mise en place de sulfures massifs volcanogènes. Cette altération entraîne la séricitisation et la chloritisation du feldspath, ce qui se traduit par des gains significatifs en FeO et MgO, ainsi qu'en K₂O dans la zone à séricite, et des pertes en CaO et Na₂O (Riverin et Hodgson 1980; Knuckey *et al.* 1982). Les fluides contenus dans certaines zones de cisaillement, peuvent aussi causer l'altération de la roche en séricite et chlorite. Ces fluides sont généralement associés aux gisements d'or de type filonien et contribuent aussi à une forte carbonatation (ankérite et calcite) de la roche encaissante (Roberts 1987; Colvine *et al.* 1988). Cependant, dans le cas des rhyolites altérées du Groupe de Hunter Mine, le contenu en carbonates est minime ou même inexistant, ce qui est souligné par des contenus en CaO presque nuls dans les roches plus altérées.

On peut donc proposer l'hypothèse que l'assemblage minéralogique remarqué dans les rhyolites déformées du Groupe de Hunter Mine puisse être représentatif des zones d'altération associées aux dépôts de sulfures massifs volcanogènes de type Noranda (Morton et Franklin 1987; Franklin 1990). Il est donc important, à ce stade-ci, de tenter de vérifier cette hypothèse.

Les fluides volcanogènes causant l'altération des rhyolites utilisent généralement des fractures synvolcaniques comme conduits, l'altération est localisée en bordure de ces conduits et non pas pénétrative à l'ensemble de l'empilement volcanique. La distribution hétérogène de l'altération en séricite et en chlorite dans les rhyolites du Groupe de Hunter Mine pourrait s'expliquer par la présence de tels conduits.

L'hypothèse présentée peut se vérifier à l'aide de la chimie des nombreux échantillons de rhyolites analysés. Il s'agit de voir si les variations géochimiques de l'ensemble des roches montrent un comportement semblable à ce qui est observé dans le cas des roches ayant subi une altération hydrothermale volcanogène. Les échantillons sont distribués selon les huit groupes lithologiques énumérés au deuxième chapitre: les rhyolites aphanitiques (A), les rhyolites porphyriques à cristaux de quartz (PQ), les rhyolites porphyriques à cristaux de feldspath (PF), les rhyolites porphyriques à cristaux de quartz et feldspath (PQF) et les andésites du Groupe de Hunter Mine, ainsi que les basaltes massifs, les basaltes coussinés et les basaltes bréchiques du Groupe de Kinojévis. Pour chaque groupe d'échantillons, les résultats d'analyse sont projetés sur le diagramme triangulaire CaO+Na₂O - FeO+MgO - K₂O (Figure 27). Ce type de diagramme a été utilisé pour caractériser chimiquement l'évolution de l'altération à travers la cheminée d'altération du gisement de Millenbach (Riverin et Hodgson 1980; Knuckey *et al.* 1982). Il est valable aussi bien pour les unités mafiques que pour les rhyolites. Les éléments utilisés sur ce diagramme étant représentatifs des principales phases minérales impliquées lors de l'altération hydrothermale, les projections renseignent donc sur l'état d'altération des roches. Les roches les plus altérées se projettent près du joint FeO+MgO (chlorite) - K₂O (séricite), tandis que les roches moins altérées montrent des contenus plus importants en CaO et Na₂O (plagioclase). Ces diagrammes démontrent bien l'absence d'altération dans les rhyolites porphyriques à phénocristaux de feldspath et les rhyolites porphyriques à phénocristaux de quartz et feldspath, ainsi que dans les andésites du Groupe de Hunter Mine et les trois unités basaltiques du Groupe de Kinojévis. L'altération n'est présente que dans les



Rhyolites aphanitiques - Groupe de Hunter Mine

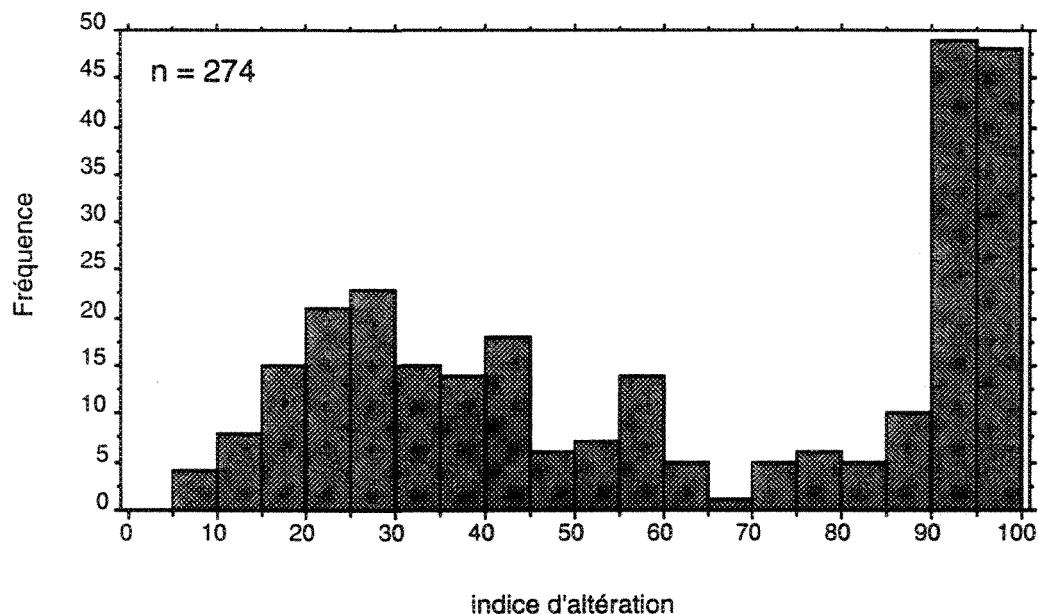
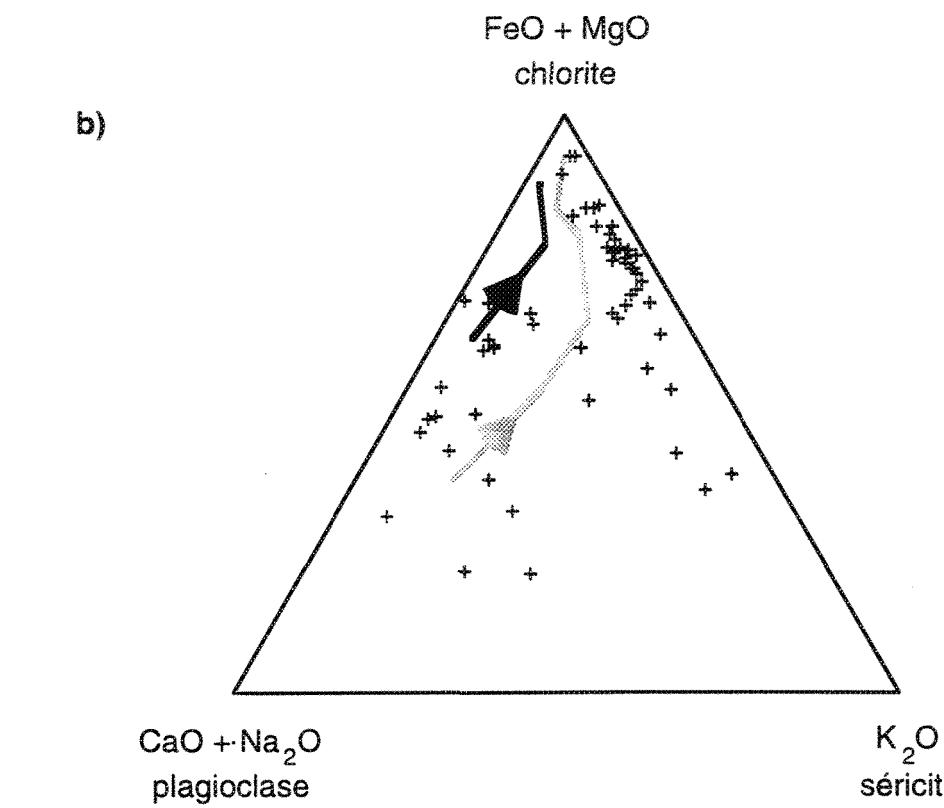


Figure 27 - Diagrammes triangulaires de FeO+MgO - CaO+Na₂O - K₂O et histogrammes de fréquence de l'indice d'altération pour les roches volcaniques de la propriété Lyndhurst. Noter l'altération en chlorite et séricite de certaines rhyolites aphanitiques (a) et rhyolites porphyriques à phénocristaux de quartz (b). Les lignes cassées représentent l'évolution chimique, à travers la cheminée d'altération du gisement Millenbach, du QFP de Millenbach (en gris) et de l'andésite de Millenbach (en noir) selon Riverin et Hodgson (1980).



Rhyolites porphyriques à quartz - Groupe de Hunter Mine

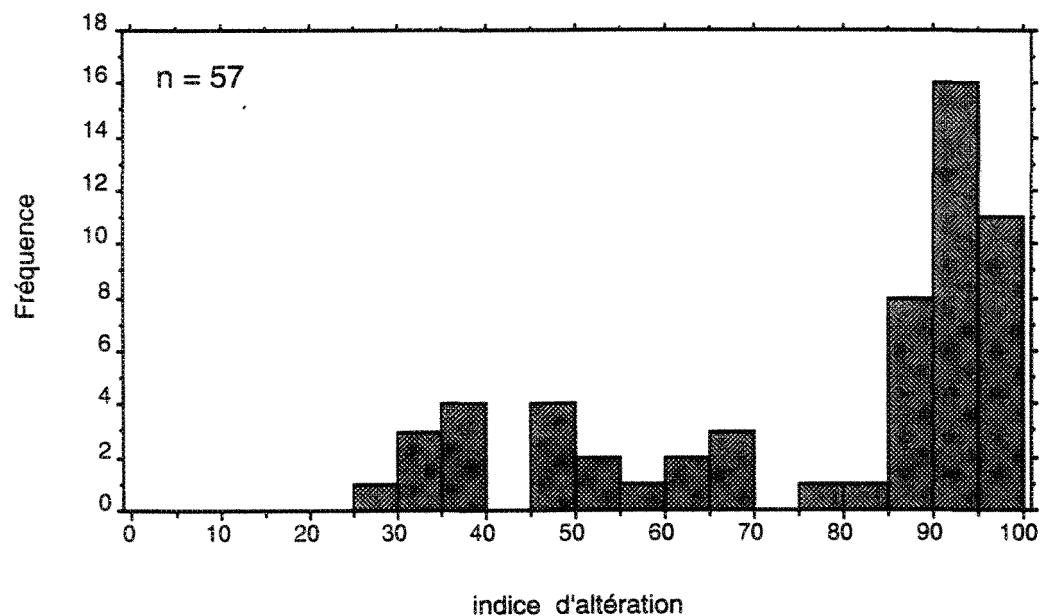
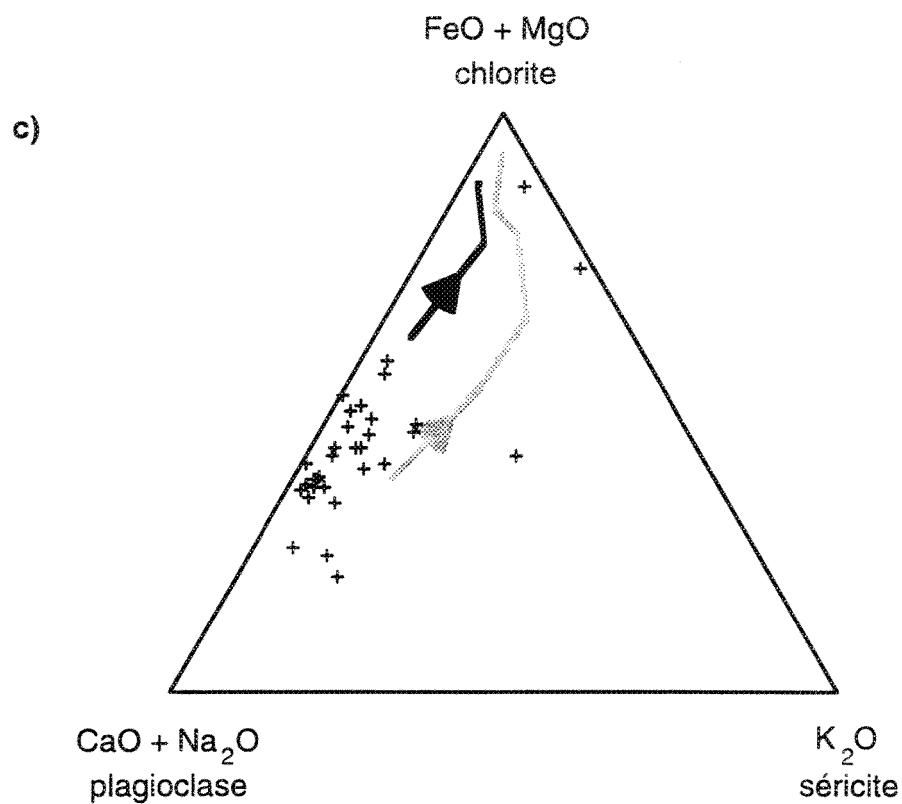


Figure 27 - suite



Rhyolites porphyriques à quartz et feldspath - Groupe de Hunter Mine

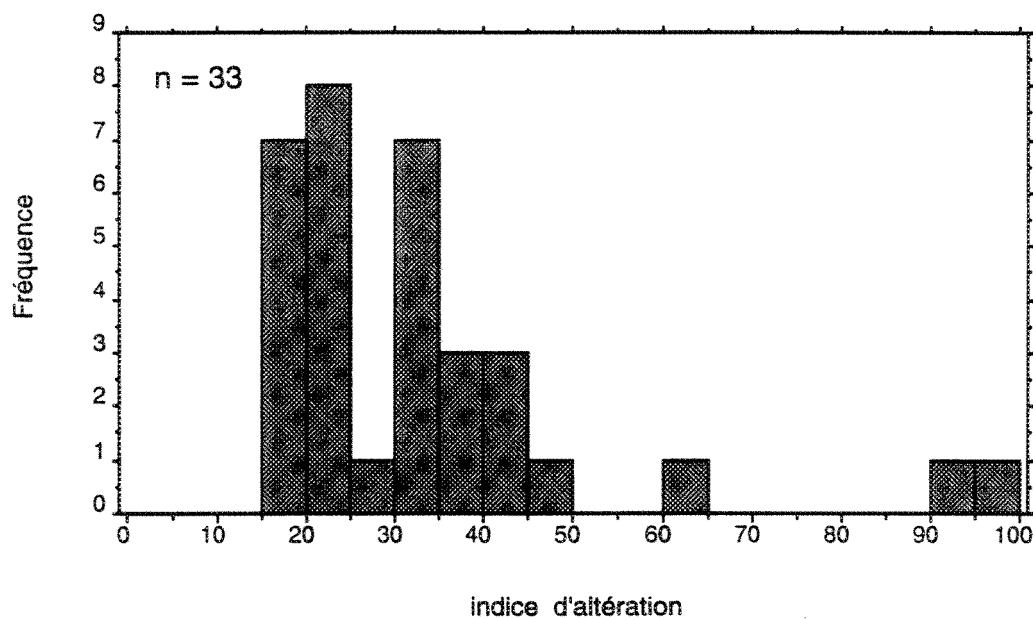


Figure 27 - suite

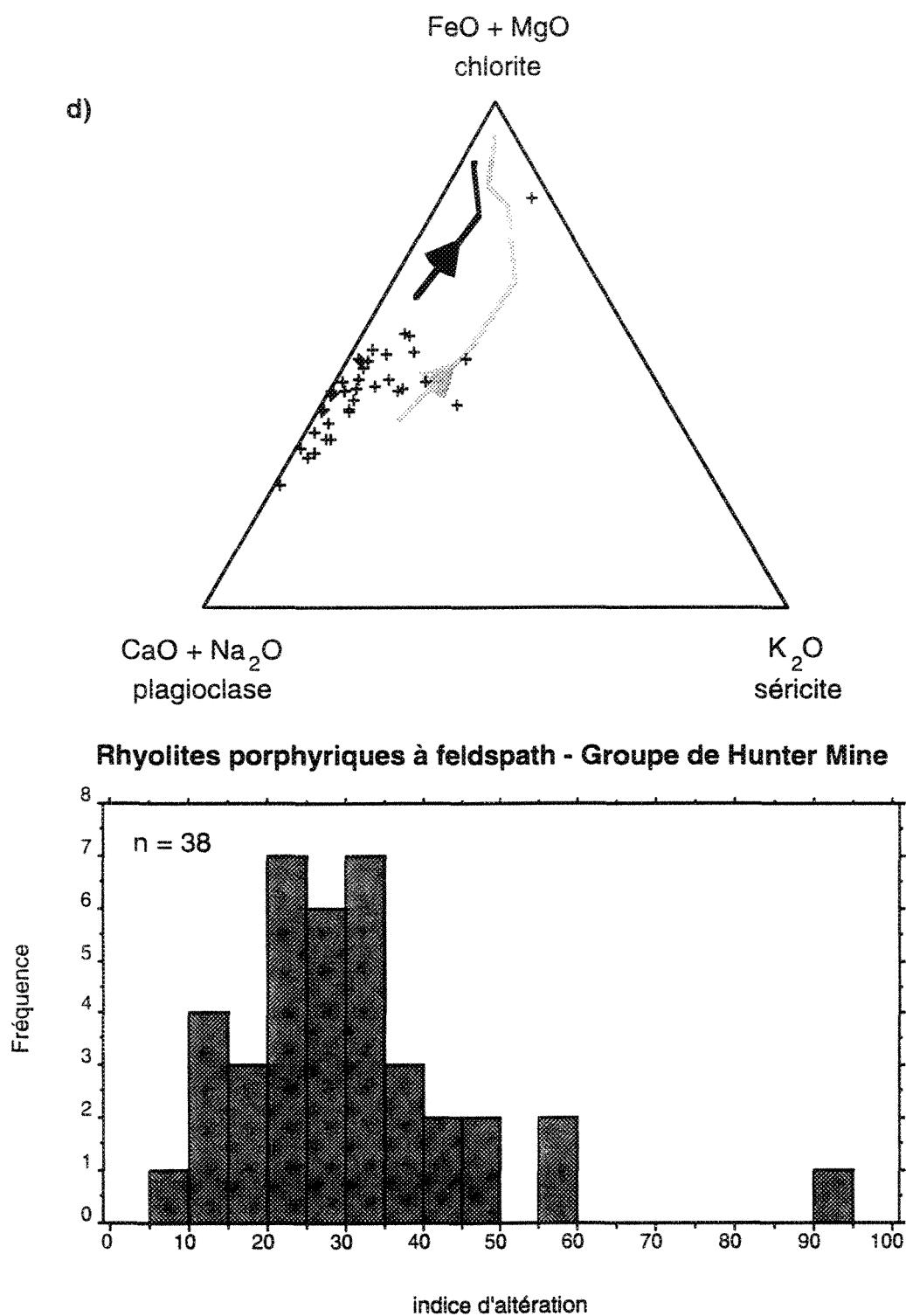


Figure 27 - suite

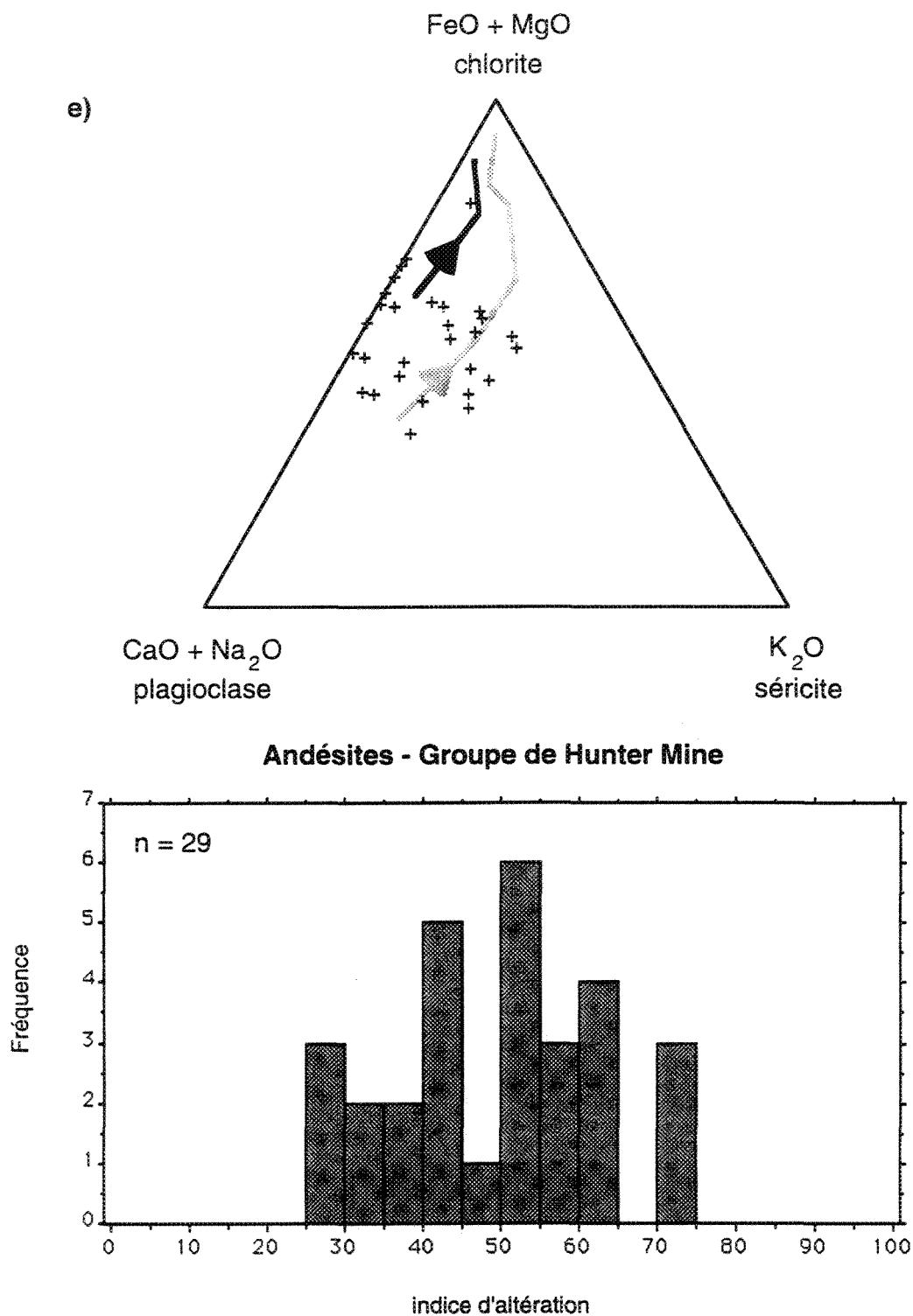


Figure 27 - suite

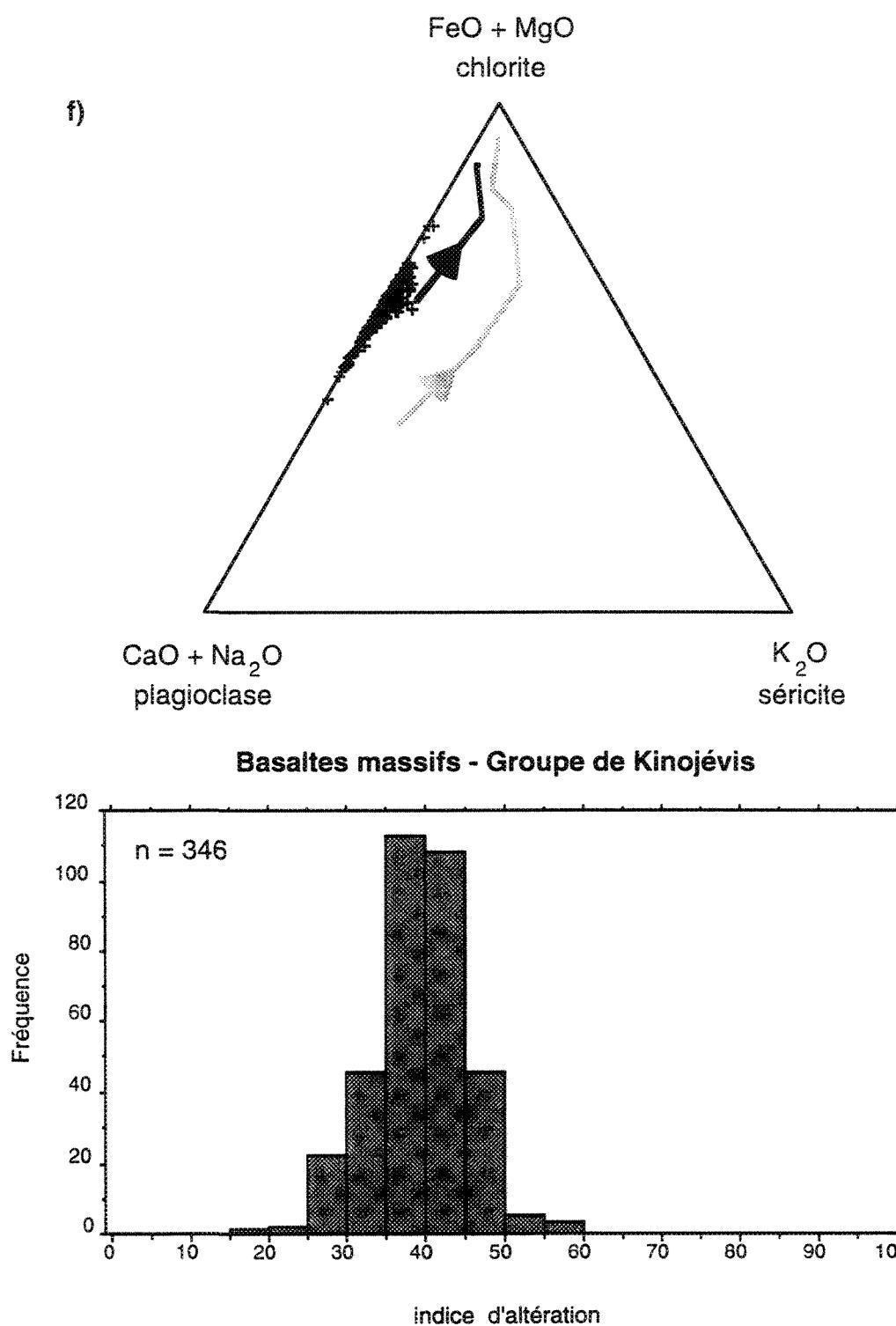


Figure 27 - suite

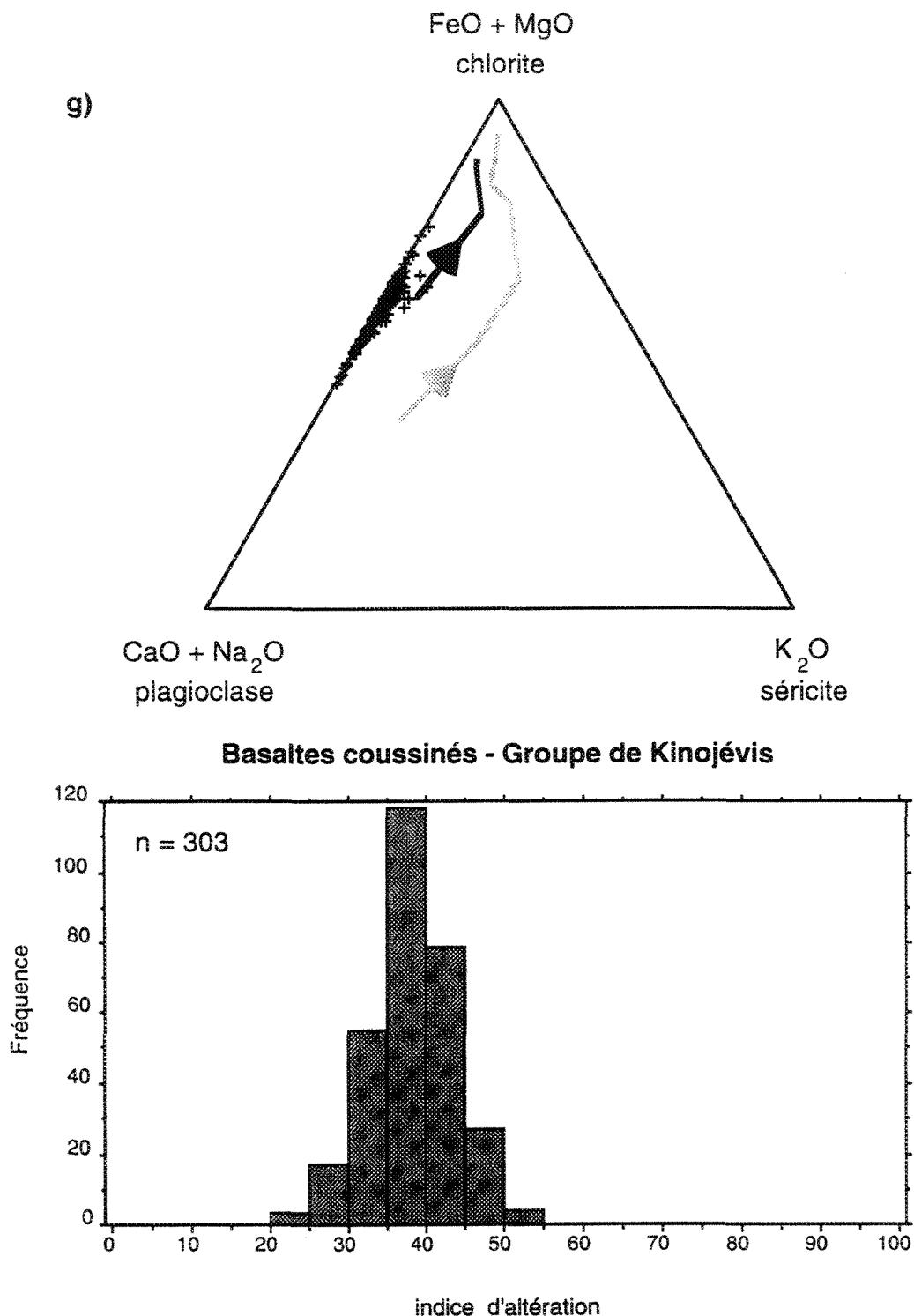


Figure 27 - suite

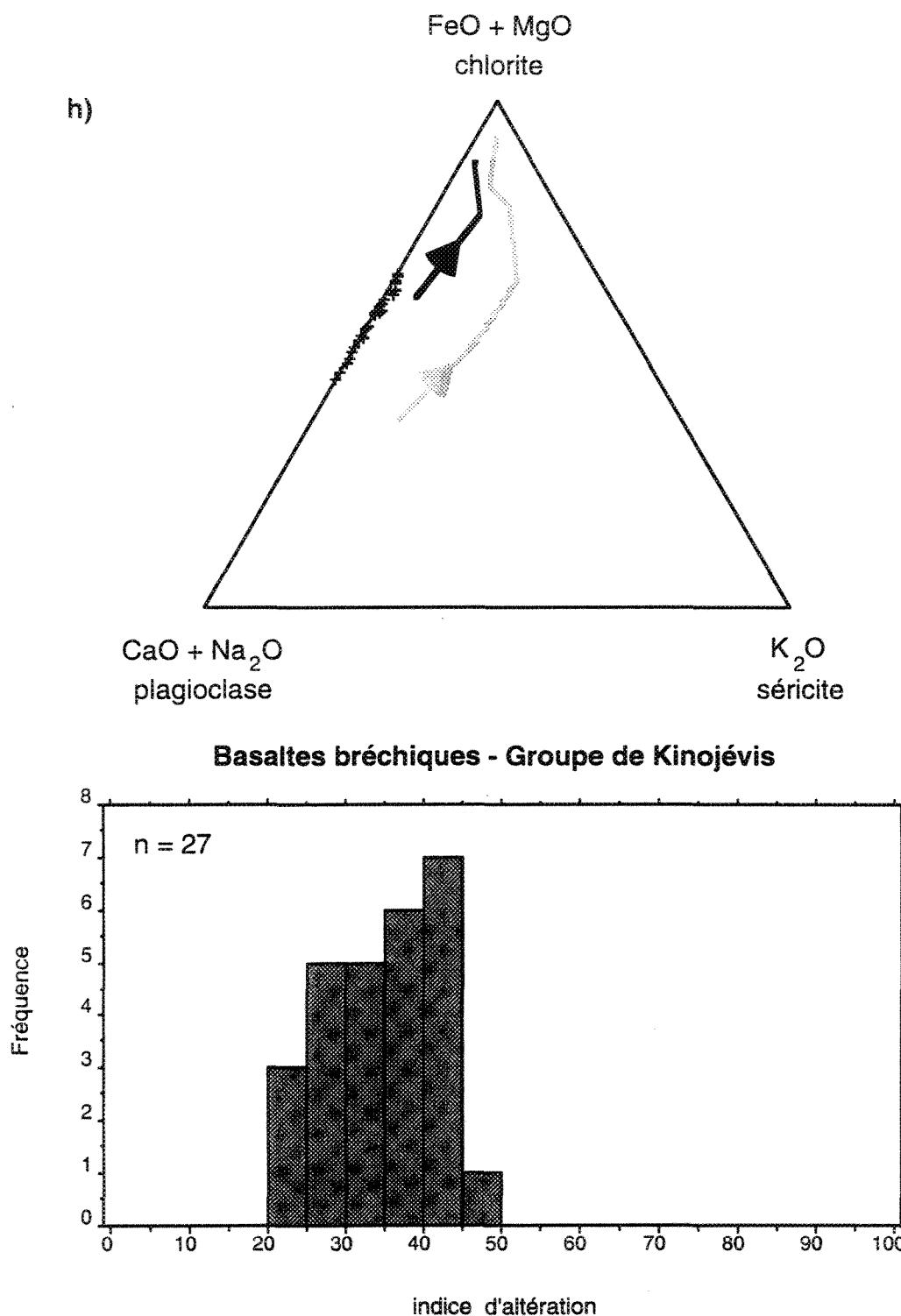


Figure 27 - suite

roches cartographiées comme des rhyolites aphanitiques ou des rhyolites porphyriques à phénocristaux de quartz.

Un second paramètre est utilisé pour déterminer l'altération sur une base lithogéochimique. Il s'agit de l'indice d'altération d'Ishikawa (Ishikawa *et al.* 1976; Vance et Condie 1987) qui fait référence aux mêmes éléments (sauf FeO) et qui est égal à

$$[\text{MgO} + \text{K}_2\text{O} / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO})] \times 100$$

La chlorite est représentée ici par MgO, la séricite par K₂O et le feldspath par CaO et Na₂O. Des valeurs se rapprochant de 100 témoignent d'une forte proportion de MgO et K₂O par rapport à CaO et Na₂O, et donc d'une altération plus importante. Cet indice d'altération ne fait pas, toutefois, la discrimination entre l'altération en chlorite et l'altération en séricite. La figure 27 présente les valeurs obtenues pour l'indice d'altération d'Ishikawa, sous forme d'histogrammes de fréquence, pour chacun des groupes lithologiques. L'altération de certaines rhyolites aphanitiques et rhyolites porphyriques à quartz est bien claire et correspond à ce qui a été déterminé sur les diagrammes triangulaires.

La localisation de tous les échantillons, ainsi que leur indice d'Ishikawa sont illustrés sur trois cartes, en pochette, qui correspondent aux cartes géologiques. La figure 28 présente, de façon approximative, les principales zones d'altération du secteur cartographié. Les roches altérées sont restreintes au Groupe de Hunter Mine et se distribuent de façon hétérogène sur toute la superficie du secteur cartographié. On remarque cependant quelques zones où

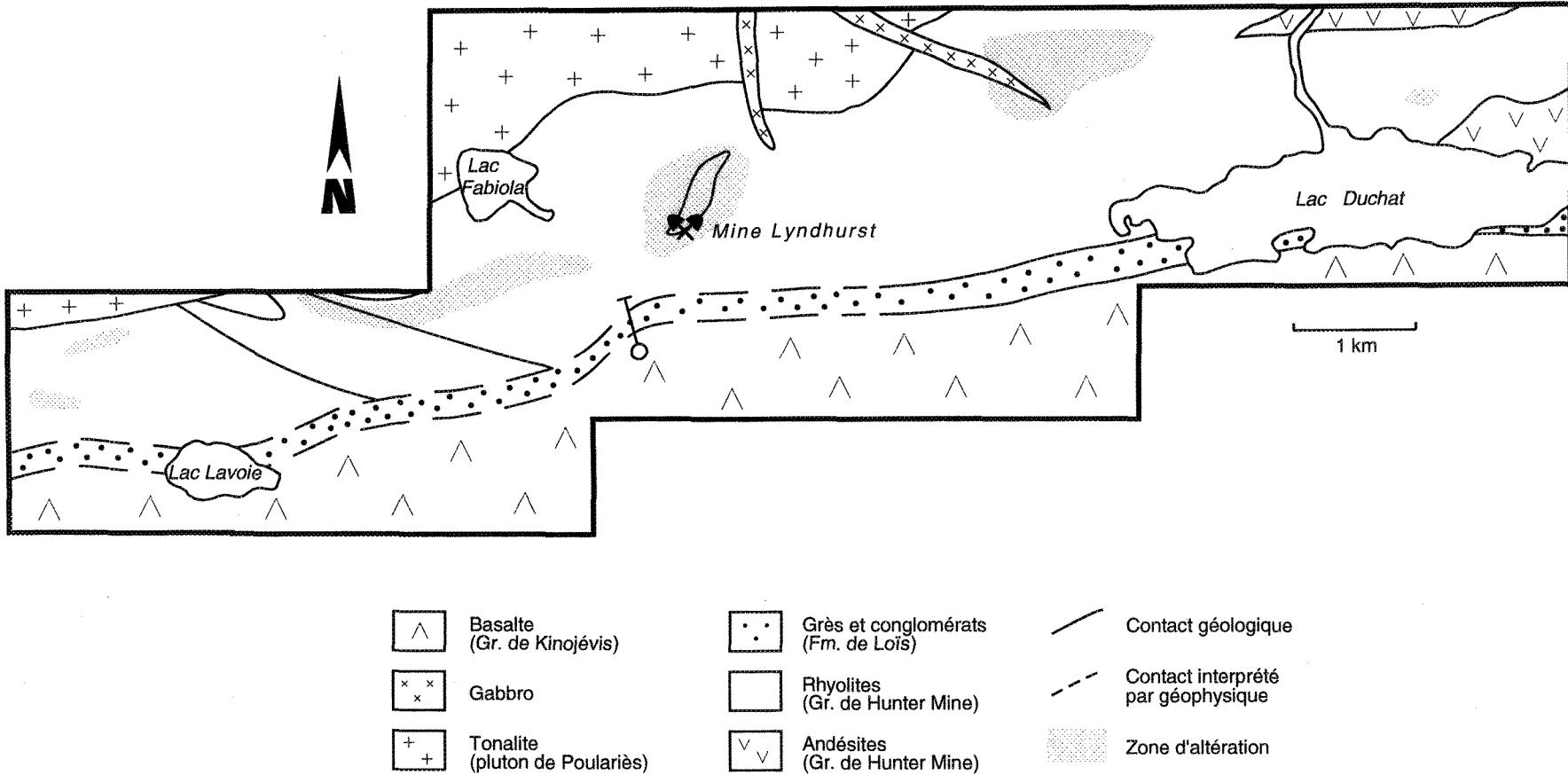


Figure 28 - Localisation des principales zones d'altération observées sur la propriété Lyndhurst.

l'altération est plus importante, par exemple dans le secteur de la mine Lyndhurst. Ces zones d'altération correspondent généralement bien aux secteurs montrant le plus de déformation (Figure 23).

En résumé, les zones d'altération observées dans la région d'étude, et qui sont peut-être associées aux gisements de Lyndhurst et de Hunter, ont joué un rôle très important dans l'évolution structurale de cette zone. La déformation est localisée préférentiellement dans les rhyolites altérées où la présence significative de séricite et de chlorite atténue la compétence de la roche. Ceci explique donc la présence de rhyolites très déformées juxtaposées à des basaltes non déformés qui n'ont pas subi cette altération hydrothermale.

3.4 Analyse structurale

Une analyse structurale des tectonites présentes dans la propriété Lyndhurst a été effectuée afin de caractériser le style de déformation et de vérifier l'existence de mouvements le long de la discontinuité de Lyndhurst. Comme les roches du Groupe de Kinojévis ne sont pas déformées et que les sédiments de la Formation de Loïs qui longent la discontinuité n'affleurent qu'en quelques endroits, l'analyse structurale se base donc sur la zone de déformation au sein des rhyolites du Groupe de Hunter Mine.

Deux fabriques sont observées dans les rhyolites déformées: une schistosité régionale et un clivage de crénulation. Ces fabriques sont plus ou moins bien développées dépendamment de la compétence de la roche; dans les

rhyolites chloriteuses, par exemple, la schistosité et le clivage de crénulation seront très fort tandis que dans les rhyolites renfermant moins de phyllosilicates, la schistosité régionale devient très discrète (clivage espacé) et la crénulation est absente. On note aussi que le clivage de crénulation est restreint à la demie ouest du secteur. Il n'est pas observé à l'est du lac Fabiola. L'association particulière de ces deux fabriques structurales permet de subdiviser la zone d'étude en trois secteurs (Figure 29) qui ne sont cependant pas considérés comme des domaines structuraux au sens défini par Turner et Weiss (1963).

3.4.1 Arrangements structuraux

Le secteur A, situé à l'extrême ouest de la zone d'étude, montre des roches qui sont affectées par une schistosité très pénétrative (fabrique principale S_p), subverticale et de direction sud-est (Figures 29 et 30). Aucun pli associé à S_p n'est observé. Cette schistosité est reprise par un fort clivage de crénulation (S_c) formant des microlithons d'environ 1 cm, subverticaux et de direction nord-est (Figure 31). À quelques endroits, la schistosité S_p est plissée. Ces plis sont généralement symétriques, ouverts et décimétriques. La trace axiale des plis correspond au clivage de crénulation et la plongée, à la linéation d'intersection entre S_p et S_c .

Le secteur B situé dans la partie centrale-ouest de la zone d'étude, présente deux arrangements structuraux distincts, selon le type de lithologie (Figures 29 et 32). Dans les rhyolites massives et les dykes, la fabrique S_p est moins pénétrative que dans le secteur A, mais elle montre toujours une attitude sud-est avec un

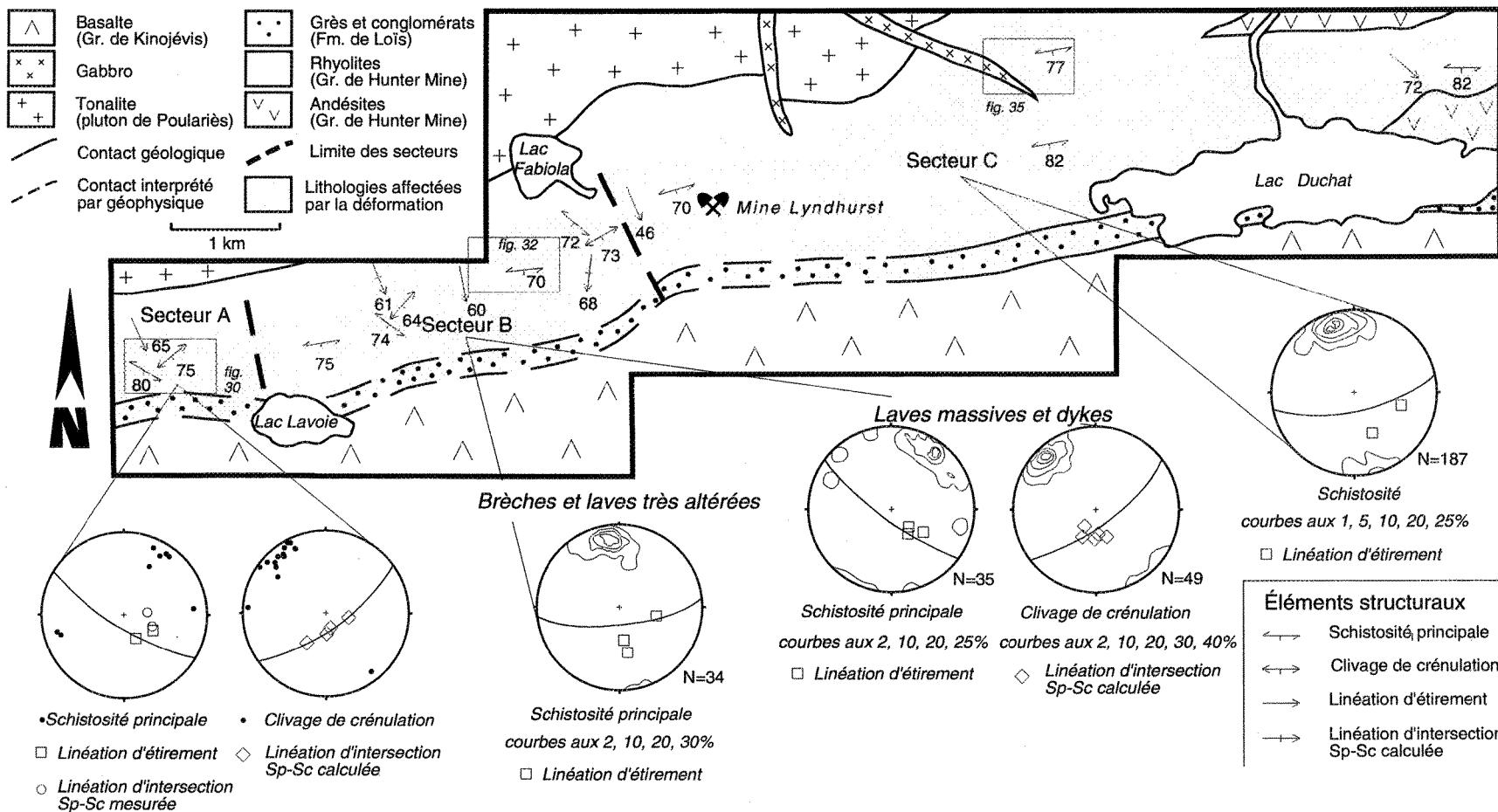


Figure 29 - Géologie de la propriété Lyndhurst et localisation des trois secteurs. Les pôles des différentes fabriques planaires et les linéations sont projetés sur l'hémisphère inférieur d'un canevas équi-aire.

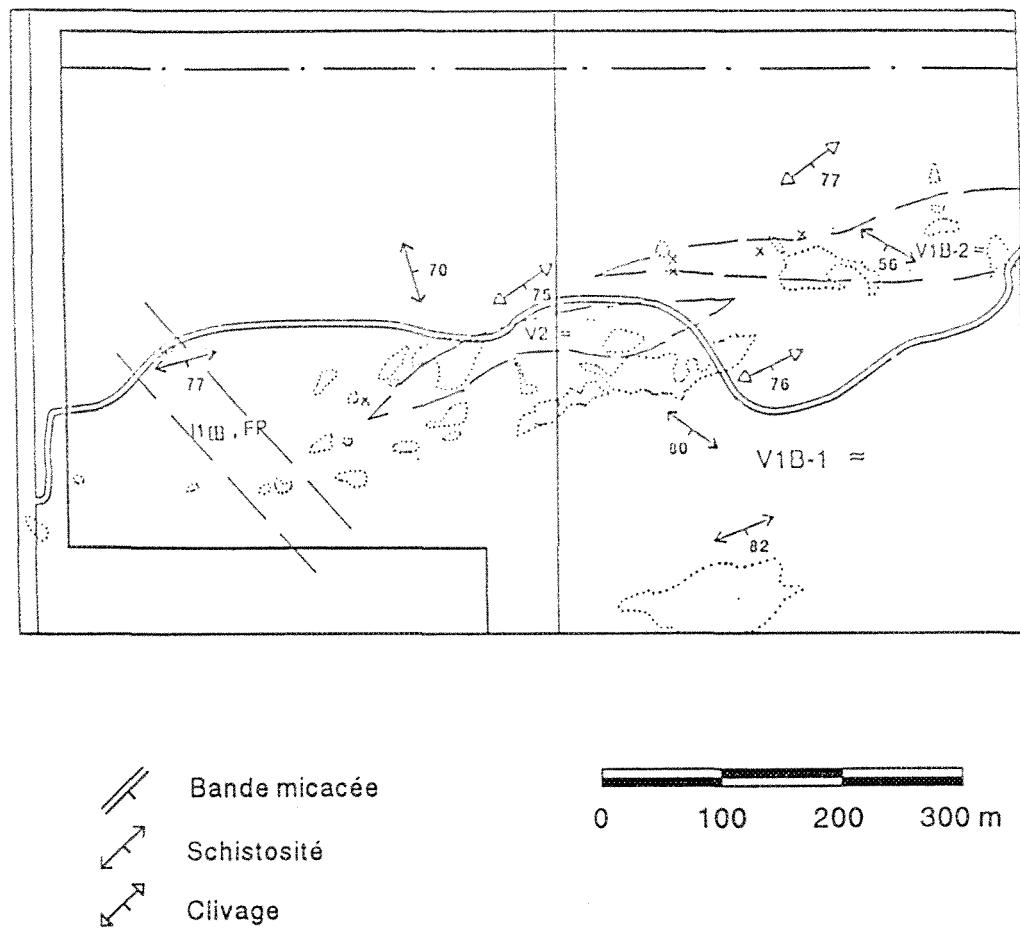


Figure 30 - Carte de détail des fabriques typiques du secteur A.
Voir texte et cartes en pochette pochette pour la légende lithologique.

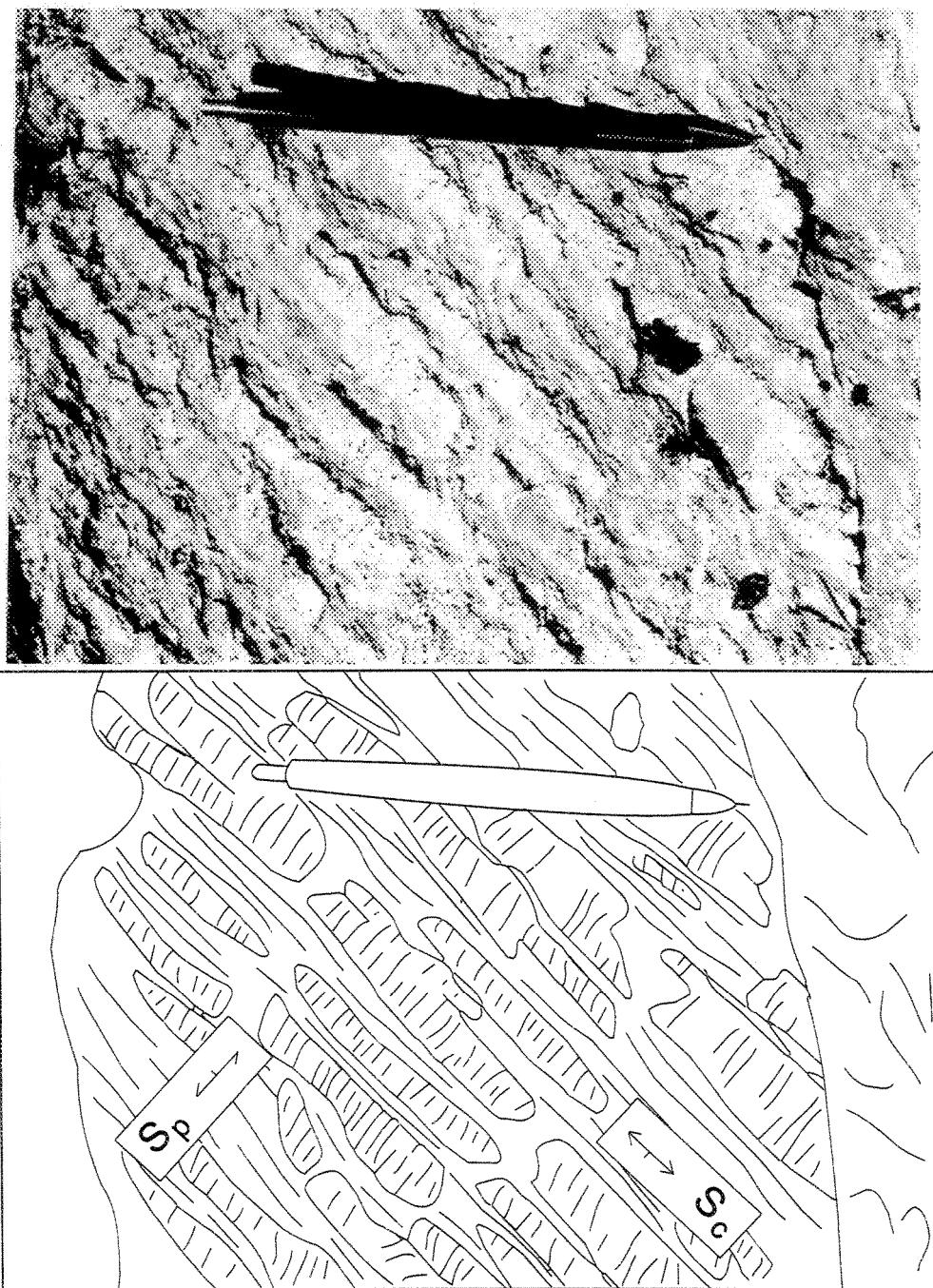


Figure 31 - Développement du clivage de crénulation S_c dans une brèche rhyolitique du secteur A. Le crayon pointe vers le nord.

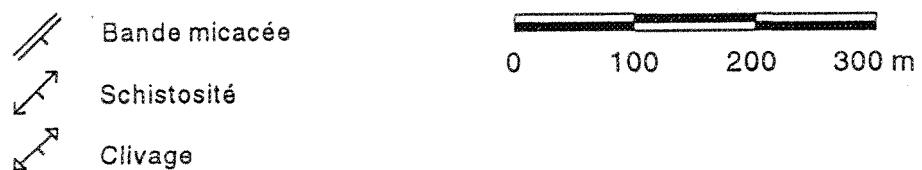
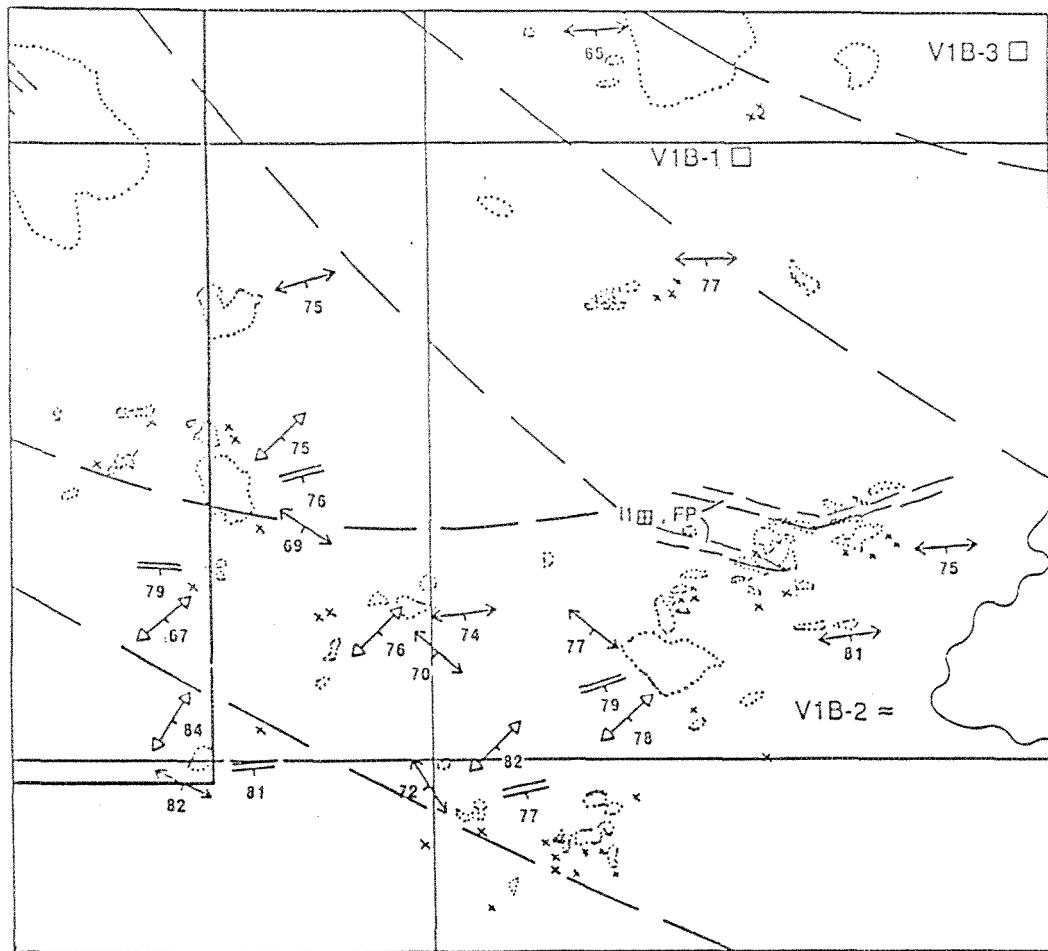


Figure 32 - Carte de détail des fabriques typiques du secteur B.
Voir texte et cartes en pochette pochette pour la légende lithologique.

pendage subvertical. La fabrique S_c y est aussi présente mais elle ne se manifeste qu'à l'intérieur de bandes micacées (Figure 33a) où elle est assez pénétrative et transpose partiellement la fabrique principale S_p (Figure 34). Ces bandes micacées sont subverticales et de direction est-ouest (Figure 34); elles ont généralement moins d'un centimètre d'épaisseur et sont espacées de 3 à 10 cm. Ces bandes ne sont pas des fabriques associées à la déformation, mais plutôt des structures primaires restreintes à certains dykes et aux coulées épaisses. Des bandes sériciteuses très semblables sont observées dans les unités rhyolitiques non altérées et non déformées du Groupe de Hunter Mine situées au sud du lac Abitibi (Figure 33b). Il s'agit de joints de refroidissement le long desquels il y a eu altération minéralogique de la rhyolite en séricite pour former des bandes moins compétentes que la rhyolite. Dans le secteur B de la zone de Lyndhurst, les fabriques S_p et S_c se superposent sur ces bandes micacées, sans toutefois en modifier vraiment l'orientation générale; la foliation S_p , à l'extérieur des bandes micacées, dans la roche compétente, est peu intense et ne cause pas de plissement.

Les lithologies moins compétentes du secteur B, des brèches rhyolitiques surtout, sont caractérisées par une schistosité (S_p) de direction N080°, à pendage abrupt vers le sud (Figures 29 et 32). Cette schistosité peut être faiblement ou très fortement pénétrative. Les rhyolites du secteur C (Figure 29 et 35) montrent ce même arrangement structural. Le clivage de crénulation n'y est que très rarement observé.

En résumé, les rhyolites déformées sont affectées par une schistosité principale S_p plus ou moins développée selon la lithologie. Les laves massives et

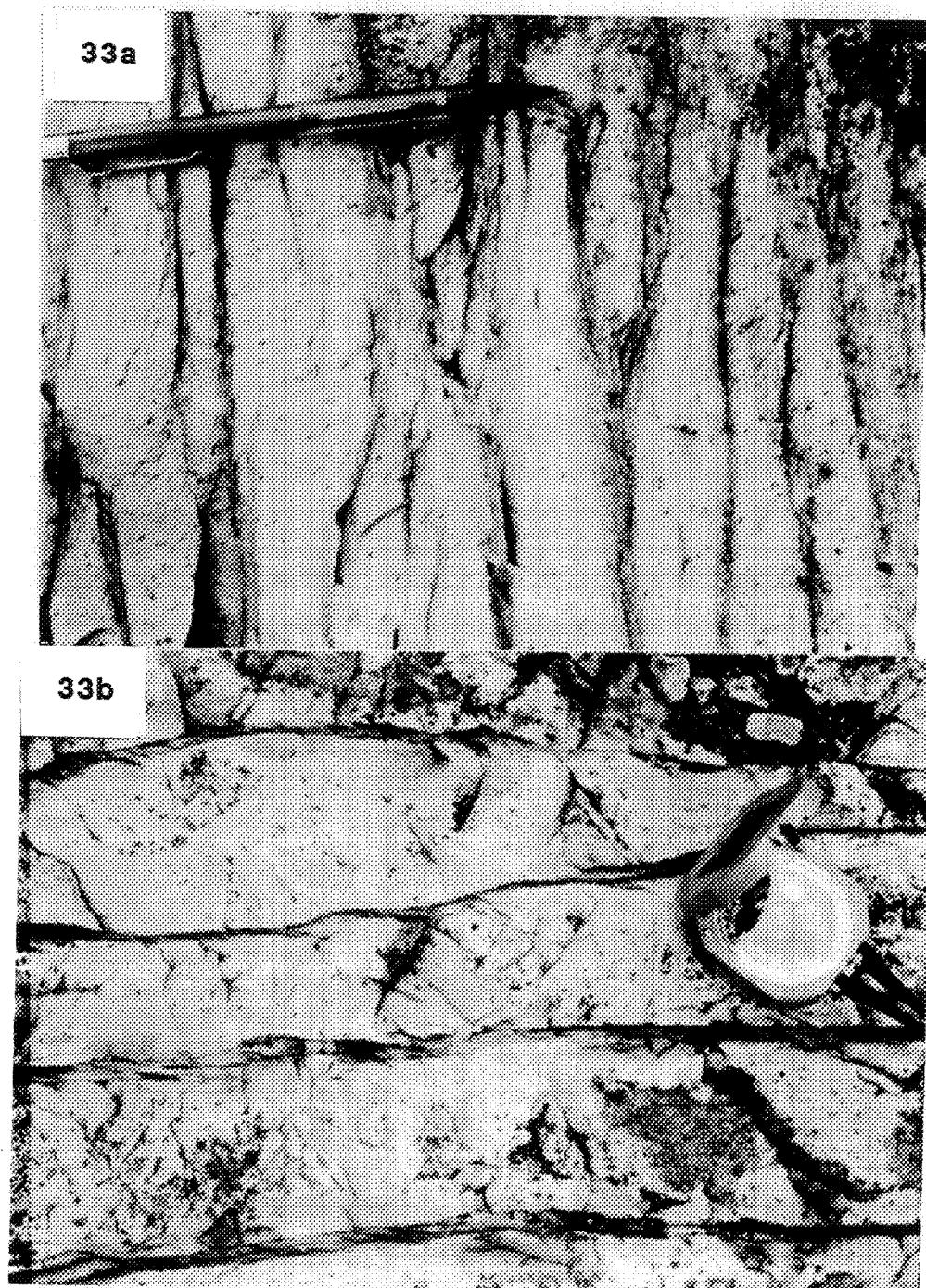


Figure 33 - a) Bandes micacées dans une rhyolite aphanitique du secteur B. Ces bandes montrent une direction générale est-ouest (le crayon pointe vers le nord). b) Joints de refroidissement séricités dans des rhyolites non altérées et non déformées du secteur du lac Abitibi.

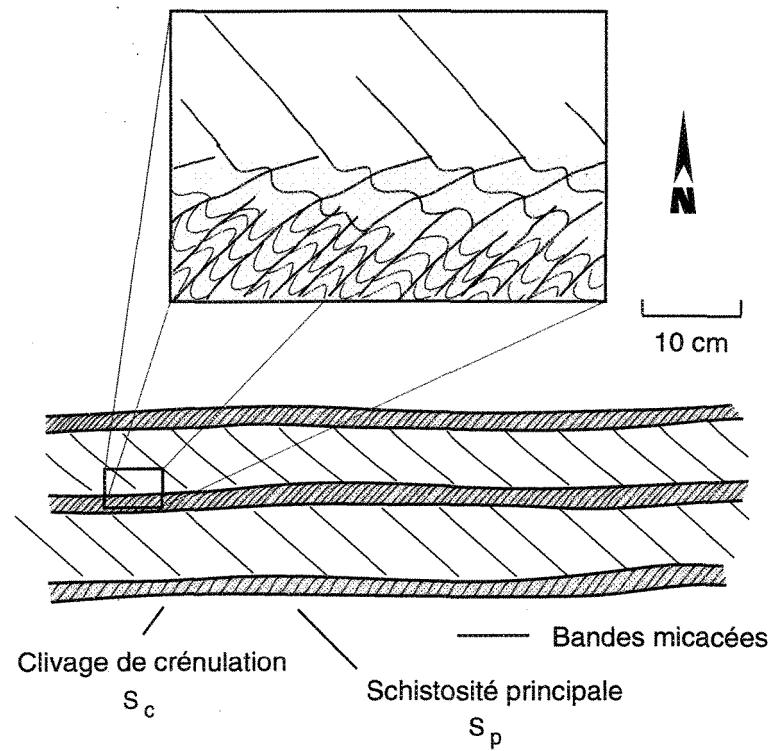


Figure 34 - Représentation schématique des fabriques observées dans les laves massives et les dykes du secteur B. Les bandes blanches représentent une rhyolite assez dure où il y a développement d'un clivage plus ou moins espacé (S_p). Les bandes grises représentent les fractures de refroidissement séricitisées (bandes micacées) où il y a crénulation de S_p par S_c . La fabrique S_p est plus pénétrative en marge des bandes micacées que dans la rhyolite non altérée et est crénulée à l'intérieur de ces bandes où elle tend à se paralléliser à S_c .

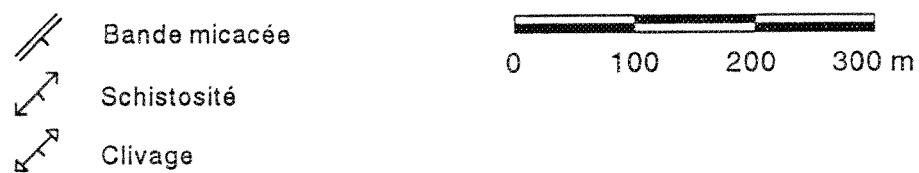
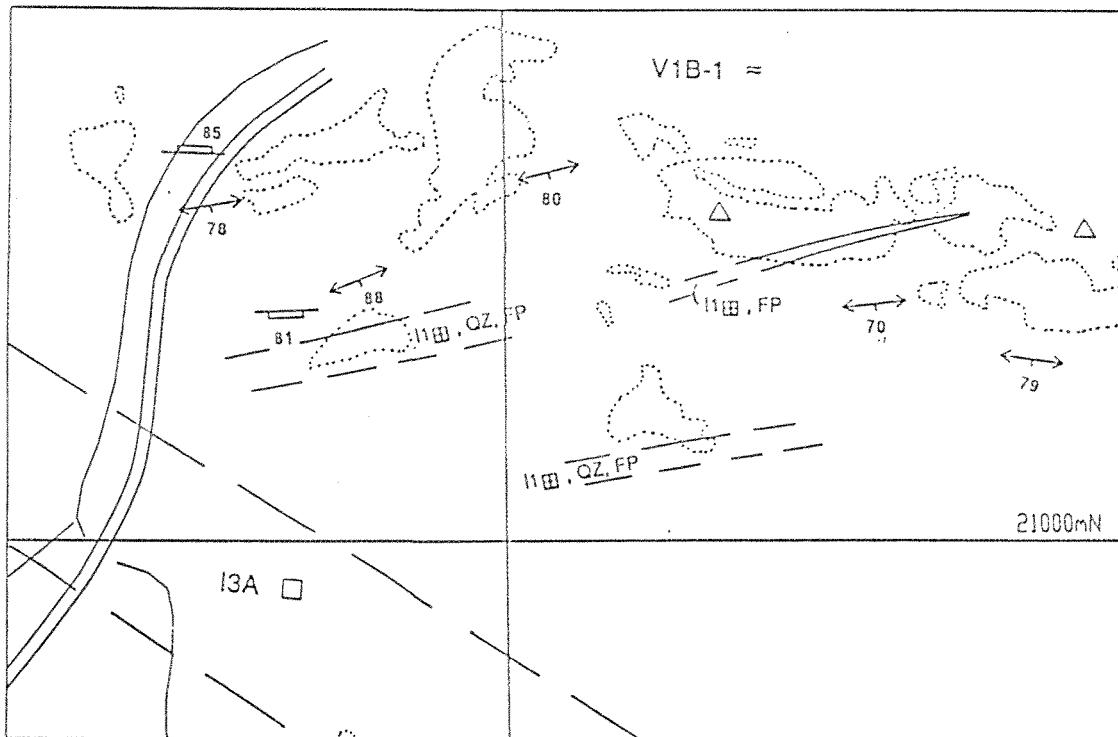


Figure 35 - Carte de détail des fabriques typiques du secteur C.
Voir texte et cartes en pochette pochette pour la
légende lithologique.

les dykes sont plus compétents que les brèches, S_p s'y développe donc moins bien. Cette schistosité est localement recoupée par un clivage de crénulation de direction nord-est. Lorsque ce clivage est présent, la schistosité accuse une direction sud-est. Lorsqu'il y a absence du clivage de crénulation, la fabrique principale est surtout est-ouest. La variation de directions de la fabrique S_p est donc interprétée comme le résultat de l'activité du clivage de crénulation nord-est. Les relations observées entre les deux fabriques ne permettent pas de déterminer si elles se sont développées dans un même épisode de déformation progressive ou lors de deux événements distincts. La présence du clivage S_c peut être causée par une réorientation locale des contraintes, en bordure du platon de Pouariès, lors des stades finaux du même événement orogénique. Cependant de telles structures (nord-est) sont communément observées dans les autres zones de déformation de l'Abitibi (R. Daigneault, communication personnelle).

3.4.2 Linéation d'étirement

En dépit du fait que les roches de la région peuvent montrer localement une anisotropie planaire fortement développée, peu de linéations d'étirement ont été observées. Pourtant, des lithologies comme les brèches rhyolitiques ou les rhyolites porphyriques contiennent des éléments géologiques (fragments, phénocristaux) qui sont généralement de bons marqueurs de la déformation. La déformation dans ces roches a été absorbée principalement par la matrice. Celle-ci est généralement très abondante et très schisteuse. Les fragments ou phénocristaux baignent dans cette matrice et ne sont pas déformés. Il en est de même dans les rhyolites porphyriques à phénocristaux de quartz schisteuses où les

grains de quartz ne sont pas étirés, ce qui est visible sur des duos de lames minces orientés perpendiculairement. Cependant, la schistosité plus intense dans le plan vertical témoigne d'une extension subverticale préférentiellement absorbée par la matrice.

Quelques linéations d'étirement ont toutefois été déduites de l'allongement de fragments dans les brèches ou de cailloux dans les conglomérats de la Formation de Loïs. Ces linéations montrent systématiquement une attitude abrupte dans le plan de la schistosité S_p , c'est-à-dire en composante pendage (Figure 29).

3.4.3 Symétrie structurale

L'un des objectifs de l'étude de la déformation aux échelles mésoscopique et microscopique est d'établir la signature de la déformation et plus particulièrement de déterminer le sens de mouvement dans un éventuel régime de déformation non coaxiale. Pour ce faire, une série de lames minces orientées ont été préparées selon un plan perpendiculaire à la schistosité et parallèle à la linéation d'étirement (section XZ de l'ellipsoïde de déformation finie).

L'étude microscopique est basée principalement sur les rhyolites porphyriques à phénocristaux de quartz (PQ) pour deux raisons: ces roches sont généralement bien déformées et les cristaux de quartz créent des hétérogénéités qui enregistrent plus facilement l'asymétrie de la déformation lors d'une déformation non coaxiale. Les échantillons observés proviennent de tous les

secteurs où l'on a observé ce type de roches lors de la cartographie. Très peu de déformation est observée dans les phénocristaux de quartz des rhyolites étudiées. Leur extinction est toujours uniforme. La plupart des phénocristaux montrent une forme subautomorphe bipyramidaire. Trois formes de phénocristaux sont généralement observées (Figure 36), à l'intérieur d'une même lame mince. Le type I (Figure 37a) est un cristal à section carrée ou rectangulaire dont les arêtes sont parallèles ou perpendiculaires à la foliation. Le type II est un cristal généralement résorbé, à section arrondie ou légèrement hexagonale (Figure 37b), tandis que le type III (Figure 38) est un cristal semblable à celui de type I, mais dont les arêtes font un angle d'environ 45° avec la foliation. Quoique plus rares, les phénocristaux de type III sont néanmoins observés en quantité significative (environ 5% des cas). En général, les phénocristaux présentent des formes intermédiaires entre ces trois types, dépendamment du degré de résorption.

L'étude microscopique de ces rhyolites porphyriques permet de constater deux caractéristiques importantes de la déformation. Dans tous les cas, on note une nette symétrie externe de la foliation en bordure des phénocristaux. Cette symétrie appuie fortement l'idée d'un régime de déformation coaxiale (Choukroune *et al.* 1987). De plus, aucun moulage de la foliation sur les phénocristaux n'est observé, sauf dans le cas des cristaux de type III où un léger moulage peut être présent. Certains phénocristaux peuvent montrer un peu de pression-dissolution par endroits, mais leurs bordures originales sont, dans la plupart des cas, bien préservées. La schistosité est généralement rectiligne et l'on ne remarque aucune inflexion vers des zones abritées (Figure 37). L'absence de

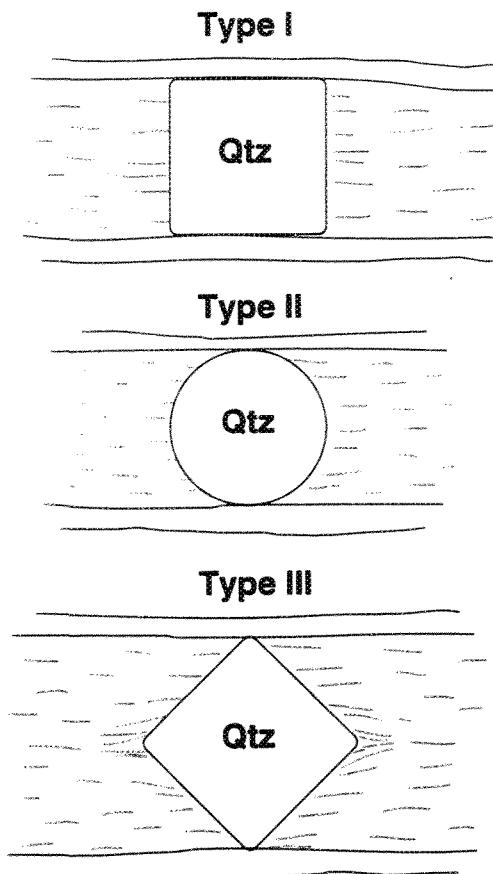
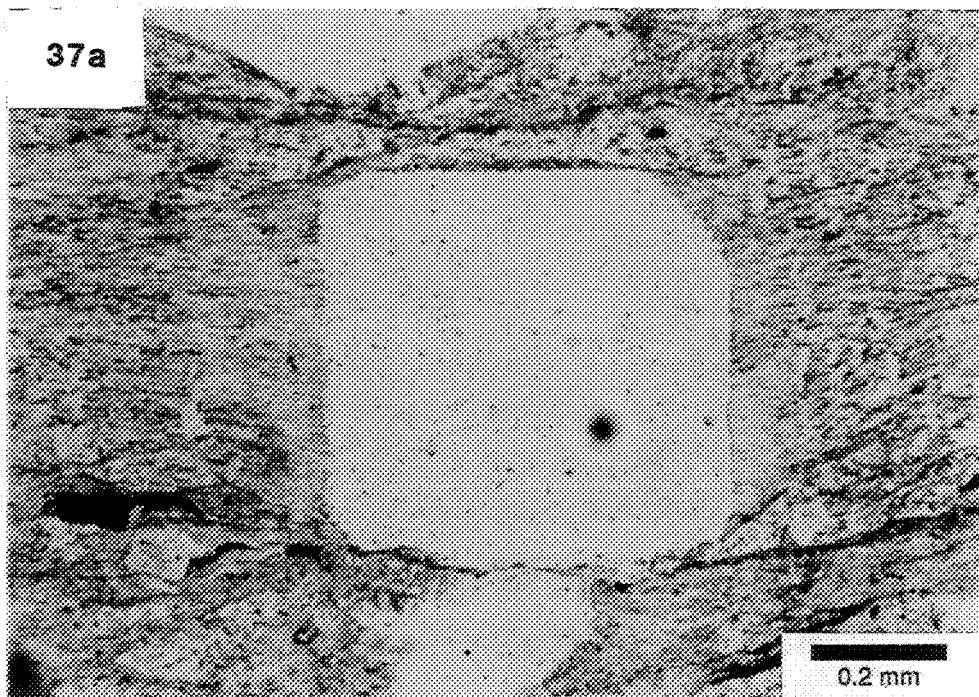


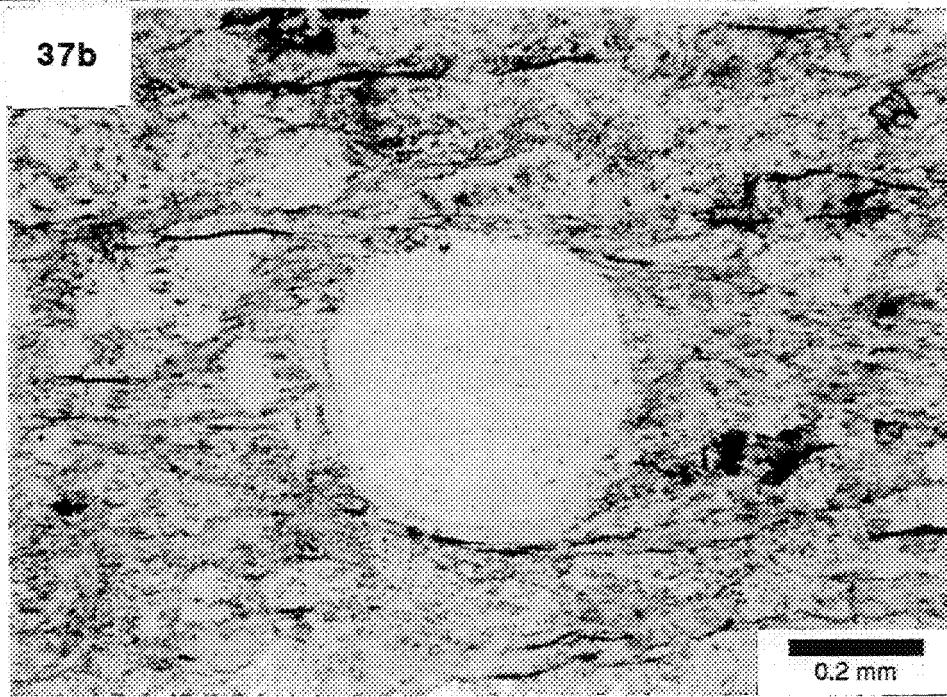
Figure 36 - Représentation schématique des trois types de phénocristaux observés dans les rhyolites porphyriques déformées du Groupe de Hunter Mine. Dans le cas des phénocristaux de type III, on remarque de légères concentrations en chlorite ou séricite dans la partie centrale des zones abritées, sur les pointes des cristaux (Figure 38). En aucun cas, les phénocristaux ne montrent d'évidence de rotation.

Figure 37 - a) Photomicrographie d'un cristal de quartz de type I montrant une symétrie externe. On remarque une orientation régulière des grains de chlorite dans les zones abritées qui est parallèle à la foliation générale de la roche. Lumière naturelle. b) Photomicrographie d'un cristal de quartz de type II montrant la même symétrie externe.

37a



37b



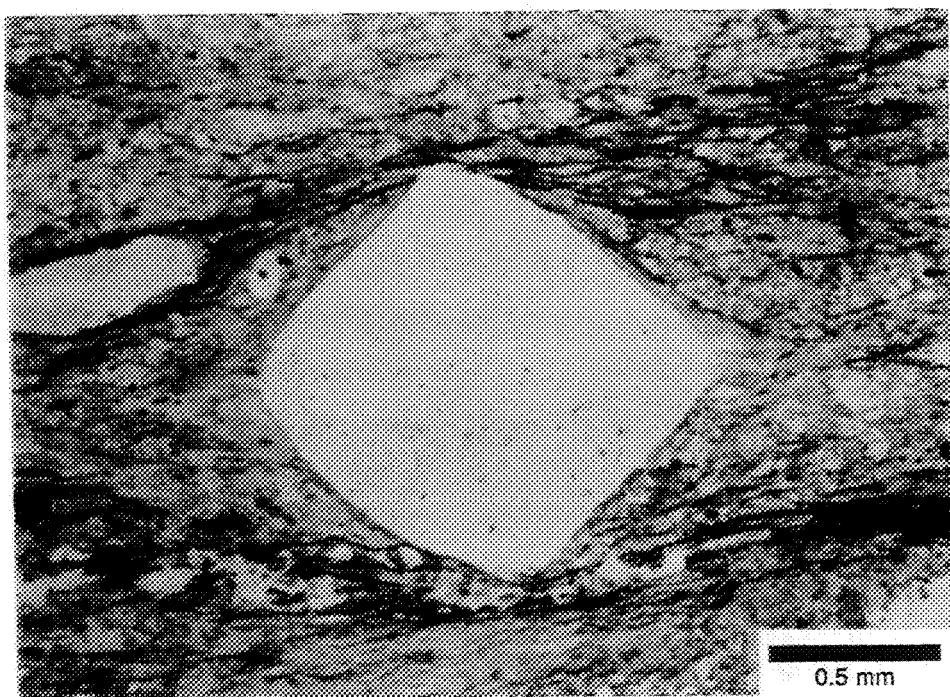


Figure 38 - Photomicrographie d'un cristal de quartz de type III. Il y a dissolution du grain de quartz dans les parties supérieure et inférieure, causée par la compression, ainsi que des concentrations en chlorite sur les pointes du cristal, dans des halos symétriques. Aucune rotation n'est observée.

moulage de la schistosité sur les phénocristaux de quartz semble proposer que la déformation soit peu intense.

Ramsay et Huber (1983) proposent l'utilisation des ombres de pression observées en bordures d'objets rigides, comme les phénocristaux de quartz par exemple, afin de déterminer la quantité de déformation encourue par une roche. Les ombres de pression représentent les zones en bordure d'un objet rigide qui sont abritées de la déformation par la présence de ce corps rigide. La matrice se détache du corps rigide et il y a précipitation de matériel, généralement fibreux, dans les fissures pour former ces ombres de pression. Cette précipitation implique communément du quartz, de la chlorite ou des carbonates. La dimension de ces ombres de pression par rapport à l'objet rigide est alors utilisée afin de quantifier la déformation. Les rhyolites étudiées ne montrent aucune ombre de pression de ce type, sauf peut-être pour quelques phénocristaux de type III qui peuvent présenter de petites ombres de chlorite (Figure 38). Les zones abritées en marge des phénocristaux sont généralement occupées par la matrice rhyolitique (Figure 37). L'absence de halos de pression nets en bordure des grains de quartz empêche la possibilité de déterminer de façon quantitative l'importance de la déformation à l'aide de la méthode illustrée par Ramsay et Huber (1983). La déformation ne semble pas assez forte pour pouvoir être quantifiée de cette façon.

Dans un article récent, Williams et Burr (1994) discutent de la préservation et de l'évolution des phénocristaux de quartz dans les rhyolites déformées du Protérozoïque du sud-ouest des États-Unis. On y compare les structures observées dans des roches déformées du Protérozoïque et dans des roches non déformées du

Tertiaire. Les principales caractéristiques permettant de distinguer les roches déformées sont: 1) la présence de phénocristaux de quartz à extinction ondulante ou fortement recristallisés coexistant avec des phénocristaux idiomorphes très bien préservés; 2) la présence d'ombres de pression riches en quartz, bien développées et généralement asymétriques; 3) des domaines riches en micas (mica-rich high-strain domains) dans les quadrants opposés aux ombres de pression, en bordure des phénocristaux (quarter structures, Hanmer et Passchier 1991). Aucune de ces caractéristiques n'est observée dans les rhyolites associées à la zone de déformation de Lyndhurst.

Williams et Burr (1994) démontrent que les phénocristaux de quartz dans une rhyolite sont généralement plus résistants à la déformation que la matrice aphanitique. Ils discutent aussi du comportement variable des phénocristaux à l'intérieur d'un même échantillon; certains cristaux sont beaucoup plus résistants que d'autres. Ces hétérogénéités sont expliquées principalement par l'orientation cristallographique des cristaux, ainsi que par leurs hétérogénéités internes (fractures, structures de résorption, inclusions). Ces arguments concordent bien avec nos observations, à savoir que la déformation dans les rhyolites a été accommodée par la matrice. Cependant, les exemples de Williams et Burr (1994) présentent de nombreux cristaux recristallisés; ce genre de cristaux ne sont pas observés dans nos échantillons. Une étude de l'évolution de la déformation des phénocristaux de quartz est présentée dans leur article. La déformation progressive des grains de quartz est illustrée par huit photos (figure 6, Williams et Burr 1994). Il est important de noter que le grain de quartz représentant le stade le moins déformé de leur évolution, paraît toutefois plus déformé (légères bandes de

déformation, ombres de pression asymétriques) que la plupart des phénocristaux observés sur les échantillons de la zone de déformation de Lyndhurst. Les grains de quartz représentant les stades moyens et intenses de déformation sont partiellement à complètement recristallisés.

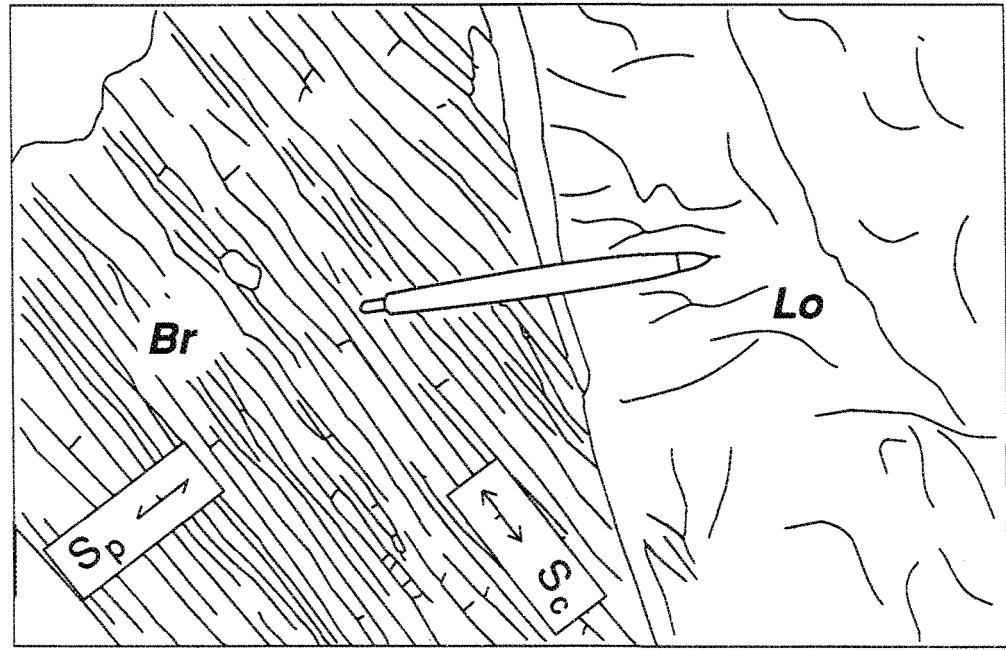
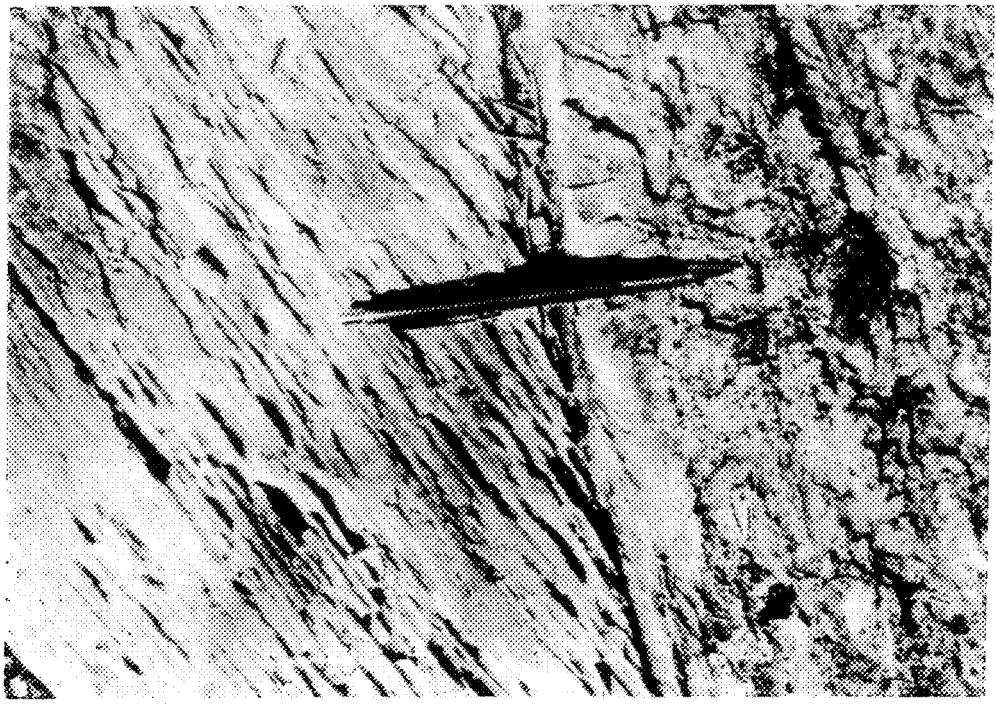
Les phénocristaux de quartz des rhyolites que nous avons étudié ne montrent pratiquement aucune déformation. Ceci peut probablement s'expliquer de deux façons: 1) il est possible que la déformation dans ces roches ne soit pas assez forte, en comparaison aux résultats de Williams et Burr (1994), pour affecter de quelque façon que ce soit, les phénocristaux de quartz; 2) il est aussi possible que l'altération en séricite et chlorite de la matrice aphanitique des rhyolites ait contribué à augmenter la différence de compétence entre celle-ci et les cristaux de quartz, rendant ainsi ces derniers encore plus résistants à la déformation que dans le cas de rhyolites non altérées. Il est difficile de déterminer dans quelle mesure chacune de ces possibilités doit être considérée. L'intensité de la déformation dans ces roches est donc difficilement évaluable. L'argument le plus important à considérer de l'analyse des rhyolites porphyriques est la symétrie externe des phénocristaux qui renseigne sur le caractère coaxial de la déformation, indépendamment de l'intensité de cette dernière. Cette symétrie est appuyée par l'absence d'évidences de rotation des cristaux. Lors d'une déformation non coaxiale, un taux de recristallisation peu important des porphyroclastes est compensé par la rotation de ces derniers (Passchier et Simpson 1986). Dans le cas des phénocristaux observés dans les rhyolites déformées du Groupe de Hunter Mine, aucune rotation n'est remarquée. Les phénocristaux de type III, par exemple, occupent des positions très instables, sensibles à une déformation

rotationnelle pouvant les amener à des positions stables comme celles des phénocristaux de type I. La zone déformée ne présente donc que des indices d'une déformation coaxiale.

3.4.4 Contrastes de compétence

Les contrastes rhéologiques entre les différents types de roches jouent un rôle très important dans le développement des fabriques structurales, aussi bien à l'échelle mésoscopique qu'à l'échelle macroscopique. Dans les roches étudiées, ces contrastes sont fonction de la quantité de séricite et de chlorite issues de l'altération hydrothermale qui a affecté uniquement certaines rhyolites du Groupe de Hunter Mine. Les contrastes de compétence sont bien évidents à l'échelle de l'affleurement. Le faciès de brèches et lobes dans les rhyolites est sûrement le meilleur exemple pour illustrer ce phénomène (Figure 39). Ce faciès volcanique est très abondant dans le secteur A de la propriété. Les brèches sont riches en séricite et chlorite et présentent une schistosité pénétrative laquelle est recoupée par un clivage de crénulation régulier. Par contre, les lobes rhyolitiques contenus à l'intérieur des brèches sont relativement plus compétents en comparaison et ne laissent voir aucune trace de déformation. Le contact très net entre le lobe et la brèche représente donc une discontinuité structurale à l'échelle mésoscopique qui met en contact deux styles structuraux différents. Cette relation entre le lobe et la rhyolite bréchique peut être utilisée comme analogie à l'échelle régionale. En effet, les basaltes du Groupe de Kinojévis ne sont pas affectés par l'altération hydrothermale et la déformation. Par contre, tout comme pour la brèche chloritisée, certaines rhyolites du Groupe de Hunter Mine sont fortement altérées

Figure 39 - Contraste de compétence dans un niveau de brèches et de lobes rhyolitiques du secteur A. La schistosité principale et le clivage de crénulation sont très bien développés dans les brèches rhyolitiques (Br) où la matrice est chloritisée, tandis qu'aucune de ces fabriques n'est remarquée à l'intérieur des lobes de rhyolite aphanitique (Lo). Le contact brèche-lobe, de direction est-ouest, est très net et les foliations y disparaissent brusquement. Ce contact représente une discontinuité structurale à l'échelle mésoscopique qui illustre très bien les relations associées à la discontinuité de Lyndhurst, d'ordre mégascopique. La zone bréchique se compare aux rhyolites altérées tandis que le lobe non déformé est comparable aux basaltes du Groupe de Kinojévis. Le crayon pointe vers le nord.



et déformées. La déformation est donc enregistrée préférentiellement dans ces rhyolites altérées. Elle est totalement absente dans les basaltes adjacents. Il en est de même pour les rhyolites non altérées, les tonalites du pluton de Pouariès et les basaltes magnésiens du Groupe de Roquemaure-Stoughton situés à l'extérieur de la propriété Lyndhurst (Figure 4). Que la déformation soit restreinte à une zone constituée de roches altérées de faible compétence, soulève donc l'hypothèse d'une faible déformation régionale dans ce secteur.

Les contrastes de compétence ne sont pas effectifs qu'à l'échelle de l'affleurement ou à l'échelle régionale. Ils jouent aussi un certain rôle à l'échelle de l'échantillon. Dans le secteur B de la zone d'étude, les dykes rhyolitiques et les rhyolites massives, plus compétents, montrent des joints de refroidissement séricités et parfois chloritisés. Ces joints occasionnent des contrastes de compétence qui favorisent également une concentration locale de la déformation. La répartition de la déformation (*strain partitioning*, Lister et Williams 1983) est telle que la signature structurale au sein des bandes micacées est différente de celle de la rhyolite (Figure 34). Il est donc important de tenir compte des contrastes de compétence à toutes les échelles d'observation.

3.5 Rappel sur la stratigraphie en marge de la discontinuité de Lyndhurst

L'analyse structurale présentée à la section précédente, est basée sur la cartographie détaillée d'un segment situé le long de la discontinuité de Lyndhurst. Cependant, d'autres paramètres d'ordre régional sont aussi à considérer dans l'évaluation de la nature de la discontinuité de Lyndhurst. À l'est du lac Loïs, la

discontinuité de Lyndhurst marque le contact entre les basaltes du Groupe de Kinojévis, au sud, et les andésites du Groupe de Hunter Mine, au nord. La discontinuité de Lyndhurst est rejointe, dans ce secteur, par la discontinuité de Macamic. La relation entre ces deux structures sera discutée au chapitre suivant.

Dans le secteur ouest de la région, au nord de Duparquet (Figure 7), la discontinuité de Lyndhurst recoupe le contact entre les rhyolites du Groupe de Hunter Mine et les unités komatiitiques du Groupe de Roquemaure-Stoughton. Dans ce secteur, les roches du Groupe de Hunter Mine n'ont pas subi l'altération hydrothermale qui a affecté les lithologies du secteur de la mine Lyndhurst. La zone d'influence de cette altération est restreinte à un segment dont la limite ouest se situe aux environs de l'ancienne mine Hunter (Figure 7), et la limite est se situe près du lac Duchat. Les rhyolites non altérées du Groupe de Hunter Mine sont généralement très massives et ne montrent pas de déformation. Leur contenu en éléments majeurs (CaO et Na_2O surtout) est différent de celui des rhyolites altérées de la propriété Lyndhurst (Gagnon 1981a). L'étude de niveaux pyroclastiques, dans le Groupe de Hunter Mine au sud du lac Abitibi (Mueller et White 1991; 1992), démontre un développement en milieu immergé pour ces roches.

Les rhyolites non déformées sont recouvertes en concordance par les unités komatiitiques et basaltiques du Groupe de Roquemaure-Stoughton; ce contact transitionnel présente une alternance de laves felsiques et mafiques (Figure 6). Le Groupe de Roquemaure-Stoughton présente généralement un faciès de laves coussinées. Tout comme les rhyolites sous-jacentes, ces roches ne sont pas

déformées. Elles sont traversées par quelques dykes et sills de gabbro qui recoupent aussi les rhyolites du Groupe de Hunter Mine.

Au sud de la discontinuité, les unités basaltiques du Groupe de Kinojévis sont sensiblement pareilles à celles observées à l'est, sur la propriété Lyndhurst. Ces basaltes sont généralement coussinés, ce qui témoigne aussi d'un épanchement en milieu immergé. En fait, aucun facteur ne permet de supposer que le système ait fait émergence à un moment donné.

De part et d'autre de la discontinuité, dans le secteur sud du lac Abitibi tout comme à l'est, les polarités stratigraphiques sont systématiquement vers le sud. La figure 40 présente deux sections schématisées représentant les différences dans les empilements stratigraphiques de ce secteur et du secteur de la propriété Lyndhurst.

3.6 Conclusions

Le fait que la zone de déformation n'occupe qu'une portion limitée le long de la discontinuité de Lyndhurst permet de croire que seul les contrastes de compétence induits par une altération hydrothermale locale ont contrôlé la distribution de la déformation. Il est difficile d'évaluer la quantité de raccourcissement qui a été absorbé par cette zone de déformation. Cependant, la présence de phénocristaux de quartz non recristallisés dans des roches très schisteuses et la quasi absence de moulage de la foliation sur ces phénocristaux (Figures 37 et 38) semblent suggérer une déformation peu importante (*low strain*).

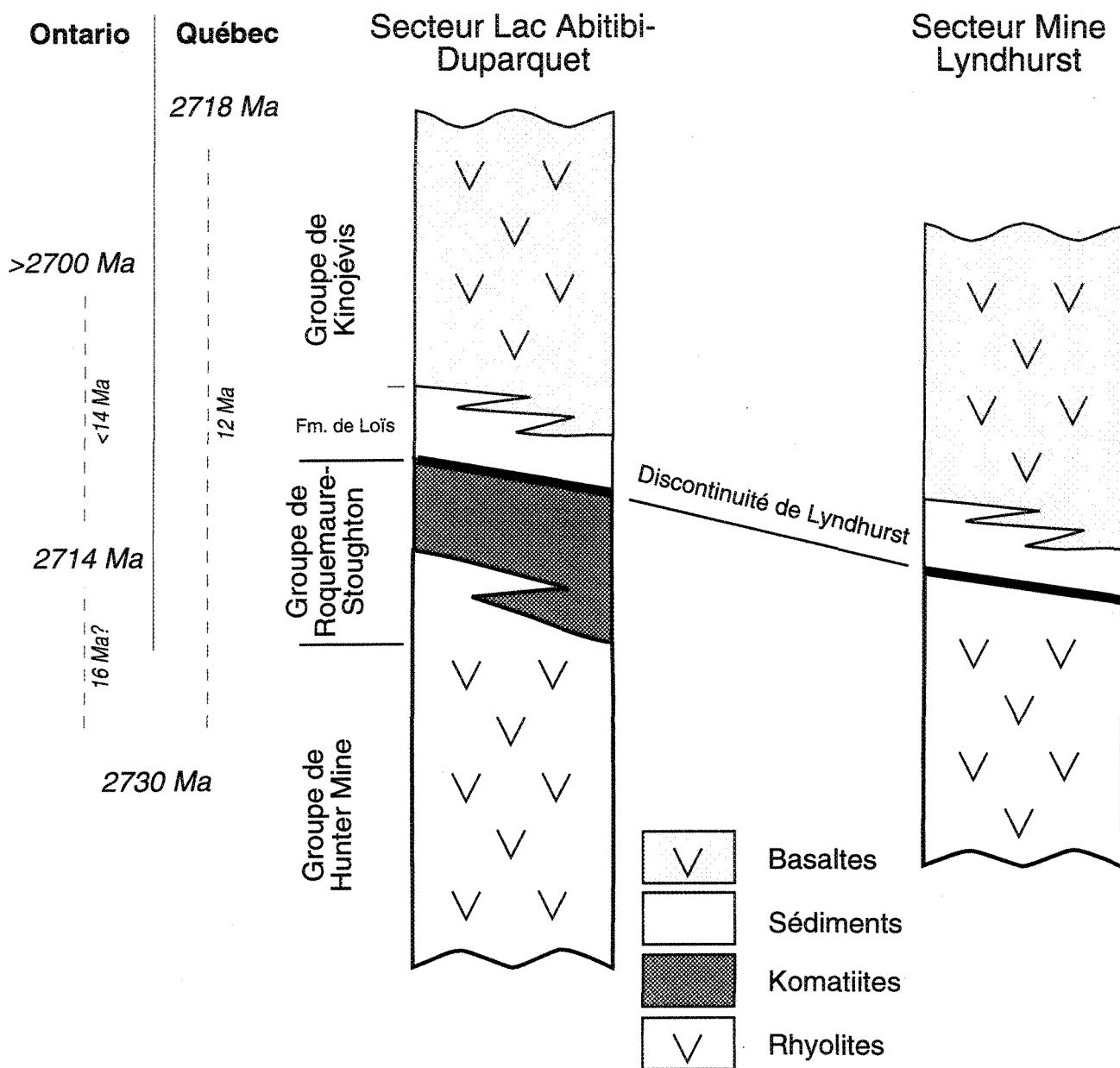


Figure 40 - Sections schématisées de l'empilement stratigraphique dans les secteurs de la mine Lyndhurst et de Lac Abitibi-Duparquet. Les basaltes du Kinojévis reposent de façon concordante sur les sédiments de la Formation de Loïs dont la position est déterminée en partie par géophysique. Le biseautage du contact Hunter Mine - Roquemaure-Stoughton par la discontinuité de Lyndhurst supporte l'hypothèse que cette discontinuité représente une faille majeure

Les phyllosilicates présents dans la zone d'altération soumise à une contrainte, même de faible intensité, peuvent facilement générer une anisotropie planaire. Ce phénomène est communément observé dans les cheminées d'altération hydrothermale associées aux gisements de sulfures massifs volcanogènes (Vance et Condie 1987, Tanguay *et al.* 1990, G. Riverin, communication personnelle, 1990). Ces cheminées s'expriment généralement par la présence d'une forte anisotropie planaire dans un environnement pouvant être peu ou pas affecté par la déformation. Il est aussi possible que le pluton de Poulearès ait contribué en partie à la concentration de déformation en agissant comme un noyau résistant lors de la déformation régionale. Cependant, son rôle est probablement mineur car les basaltes du Groupe de Kinojévis et les rhyolites non altérées du Groupe de Hunter Mine ne sont pas déformées.

CHAPITRE IV

DISCONTINUITÉ DE MACAMIC

4.1 Introduction

Ce chapitre présente l'analyse structurale de la discontinuité de Macamic. Cette analyse structurale est basée sur les données recueillies sur de nombreux affleurements localisés sur toute la longueur de la discontinuité, et non sur la cartographie de détail d'un secteur en particulier. Les affleurements visités, ainsi que les structures observées, sont illustrées sur une carte à l'échelle 1: 100 000 en pochette. Comme pour la discontinuité de Lyndhurst, nous discuterons d'abord du cadre géographique de la discontinuité et de son historique. Nous verrons ensuite l'évolution de la déformation (de la roche peu déformée à la roche très déformée), puis l'analyse structurale. Les relations avec la déformation régionale, ainsi qu'avec la discontinuité de Lyndhurst seront ensuite traitées. Finalement, il sera question des relations chronologiques de la discontinuité de Macamic.

4.2 Situation et historique

La discontinuité de Macamic est une importante zone de cisaillement de direction nord-ouest - sud-est. Elle passe directement dans le village de Macamic (Figure 41) et rejoint, vers le sud-est, la discontinuité de Lyndhurst, à l'est du lac Loïs. Son extension nord-ouest va au delà de la frontière ontarienne où elle s'accorde à la bordure sud-ouest du pluton de Rousseau (Rive *et al.* 1990). La zone de déformation associée la discontinuité a une longueur minimum d'environ 130 kilomètres et peut atteindre près de 4 kilomètres d'épaisseur par endroits.

Dans une cartographie de la région de Patten River en Ontario, Lumbers (1963) remarque la présence d'une schistosité orientée nord-ouest - sud-est, au sud du pluton de Rousseau. Cependant, la rareté des affleurements ne lui permet pas d'y reconnaître une faille majeure. Il mentionne toutefois la présence de linéations et de plis d'entraînement à faibles plongées.

Les travaux de Eakins (1974) mettent en évidence une zone de déformation intense, de direction nord-ouest - sud-est, au nord-ouest du lac Loïs, dans le canton de Privat. Il y note la présence d'une foliation très pénétrative et de coussins étirés. Quelques années plus tard, au sud-ouest de Normétal, Gilman (1977) observe, dans les unités sédimentaires, des litages subparallèles à une schistosité de direction nord-ouest - sud-est. Il n'attribue cependant pas cette foliation à une faille.

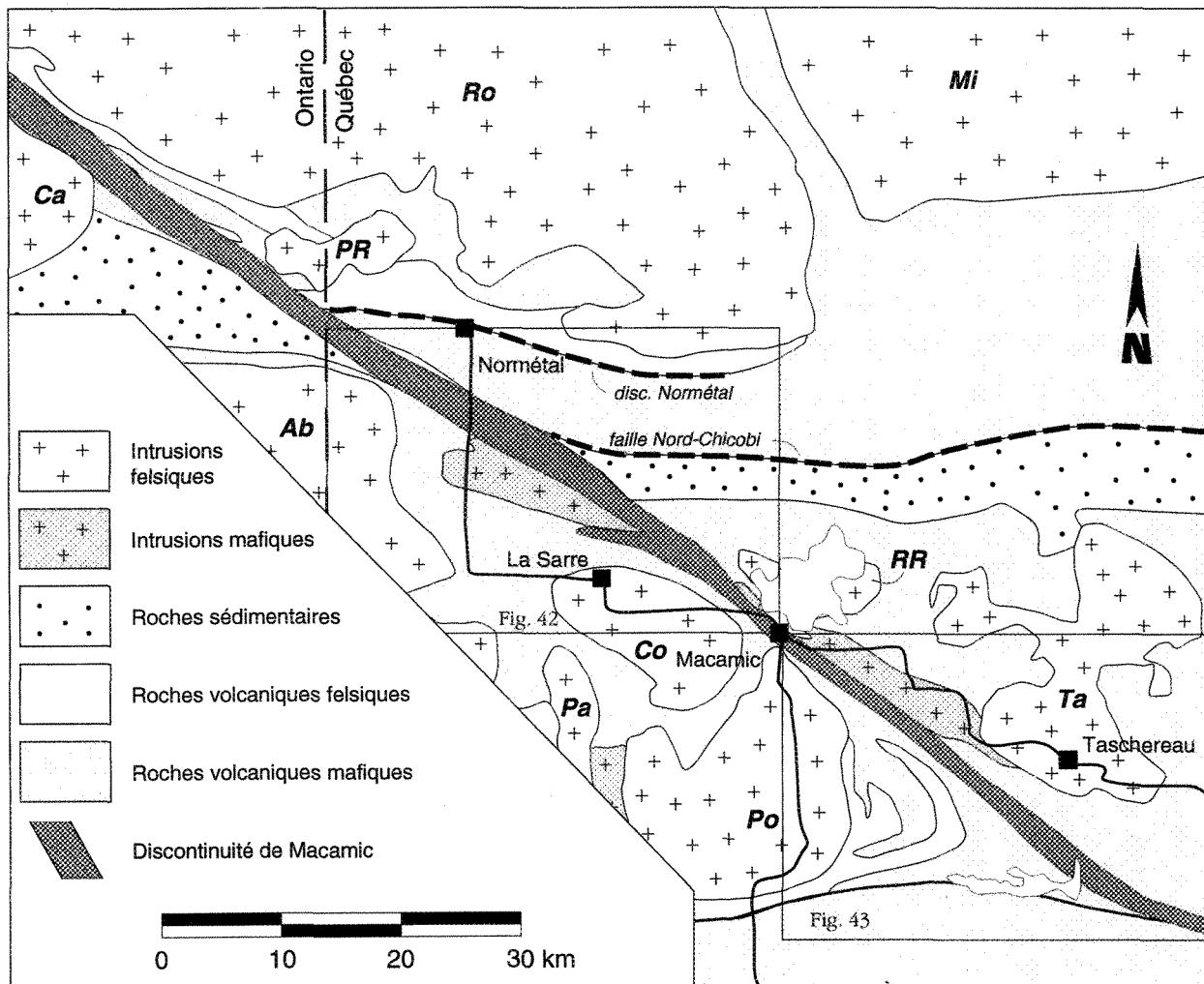


Figure 41 - Carte géologique de la région de Macamic - La Sarre (modifiée de MERQ-OGS, 1984 et de Hocq, 1990). Localisation de la discontinuité de Macamic et des principaux plutons: **Ta**=Taschereau, **RR**=Royal-Roussillon, **Po**=Pouleariès, **Pa**=Palmarolle, **Co**=Colombourg, **Ab**=lac Abitibi, **Ro**=Rousseau, **Mi**=Mistaouac, **PR**=Patten River, **Ca**=Case, **Ro**=Rousseau et **Mi**=Mistaouac.

Lors de leur interprétation régionale, Ludden *et al.* (1986) indiquent la présence d'une faille majeure à l'emplacement de la discontinuité de Macamic. Il en est de même pour Hocq (1988; 1990) qui désigne cette faille sous les noms de faille de lac Macamic en 1988 et de faille de Macamic-Privat-Manneville en 1990. Le nom de zone de faille de Normétal est aussi utilisé par Hubert et Marquis (1989). Enfin, Daigneault et Archambault (1990) la désignent sous le nom de faille Macamic. Ils attribuent à cette faille un mouvement de décrochement dextre.

Afin de minimiser les complications possibles quant à la désignation de cette structure, et pour garder un contenu le plus comparatif possible au chapitre précédent, nous utiliserons donc ici, le terme discontinuité de Macamic.

Contrairement à la discontinuité de Lyndhurst, la discontinuité de Macamic ne constitue pas une limite entre deux blocs contenant des unités stratigraphiques distinctes. Elle déplace la stratigraphie régionale selon un rejet apparent dextre. C'est le cas par exemple de la bande sédimentaire du Groupe de Chicobi qui subit une déflexion le long de la discontinuité de Macamic. La schistosité associé à la discontinuité parallélise et transpose le litage qui devient alors plus difficile à identifier. Il en est de même pour les deux masses de gabbro déplacées par la discontinuité de Macamic. Le cœur de ces masses gabbroïques ne semble pas avoir subi la déformation qui s'est plutôt moulée sur la bordure. Cependant, à l'intérieur de la discontinuité de Macamic, entre ces deux masses, plusieurs niveaux de mylonites peuvent être apparentées aux gabbros.

Aucun des plutons de la région ne semble recoupé par la discontinuité de Macamic. Quelques dykes felsiques pouvant s'apparenter à l'un ou l'autre de ces plutons, sont cependant déformés par la zone de cisaillement.

4.3 Évolution de la déformation

La discontinuité de Macamic est un couloir de déformation dont la largeur peut atteindre jusqu'à 4 kilomètres. La distribution de la déformation est généralement assez homogène à l'intérieur de ce couloir, contrairement à la zone de déformation de Lyndhurst où il y a beaucoup d'hétérogénéité. Cependant, il est assez difficile de placer une limite exacte à ce couloir de déformation, le principal facteur à cette difficulté étant la rareté des affleurements à l'extérieur ou en bordure de la zone. L'épaisseur de la discontinuité de Macamic, telle qu'elle apparaît sur les cartes, n'est qu'approximative.

Dans cette section, nous tenterons de voir l'évolution de la déformation, de la roche peu ou pas déformée située à l'extérieur du couloir de déformation, vers la roche très déformée située à l'intérieur. La discontinuité de Macamic recoupe principalement quatre lithologies différentes: des andésites, des basaltes, des gabbros et des grès généralement interlités à des mudstones. Chacune de ces lithologies sera traitée individuellement. Plusieurs lames minces ont été observées sur toute la longueur de la discontinuité et à l'extérieur de celle-ci. Nous n'avons, cependant, retenu ici que les échantillons les plus représentatifs. Ces échantillons sont localisés sur les figures 42 et 43. Dans la mesure du possible, nous avons

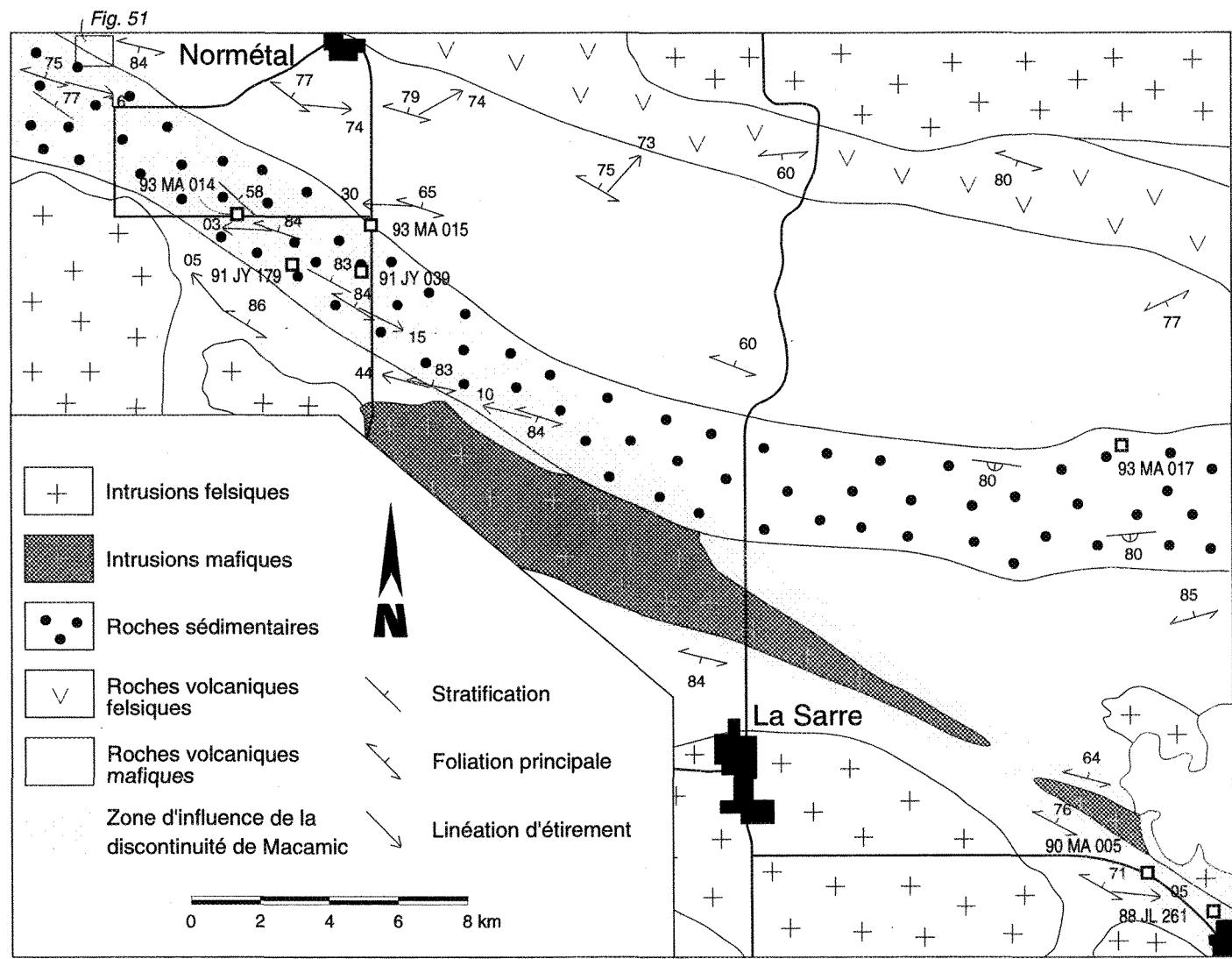


Figure 42 - Zone d'influence de la discontinuité de Macamic dans le secteur de Normétal - La Sarre et localisation des échantillons représentatifs de l'évolution de la déformation.

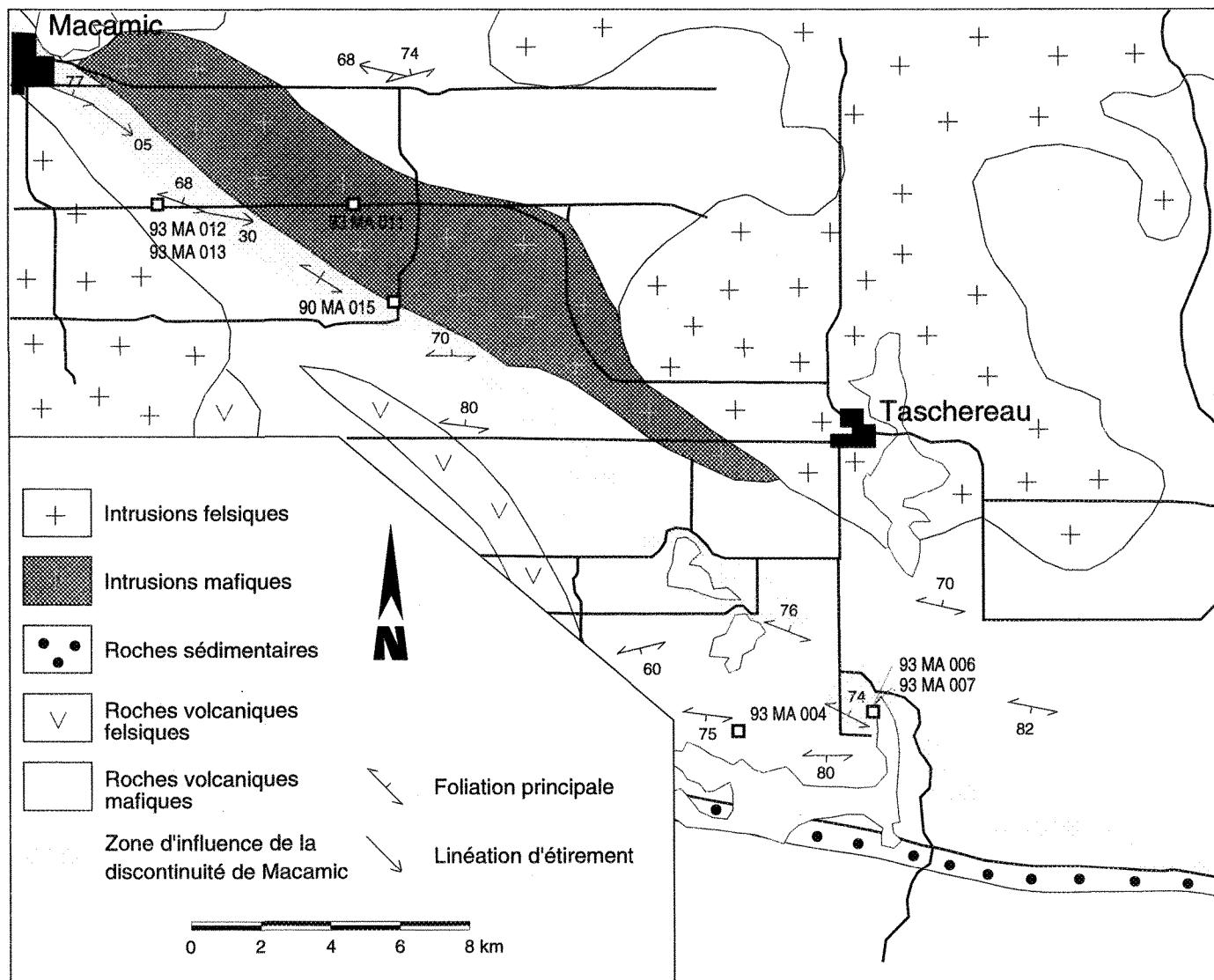


Figure 43 - Zone d'influence de la discontinuité de Macamic dans le secteur sud-est de Macamic et localisation des échantillons représentatifs de l'évolution de la déformation.

tenté d'avoir des échantillons représentatifs provenant de l'extérieur de la zone de déformation, de la bordure et de l'intérieur de la zone.

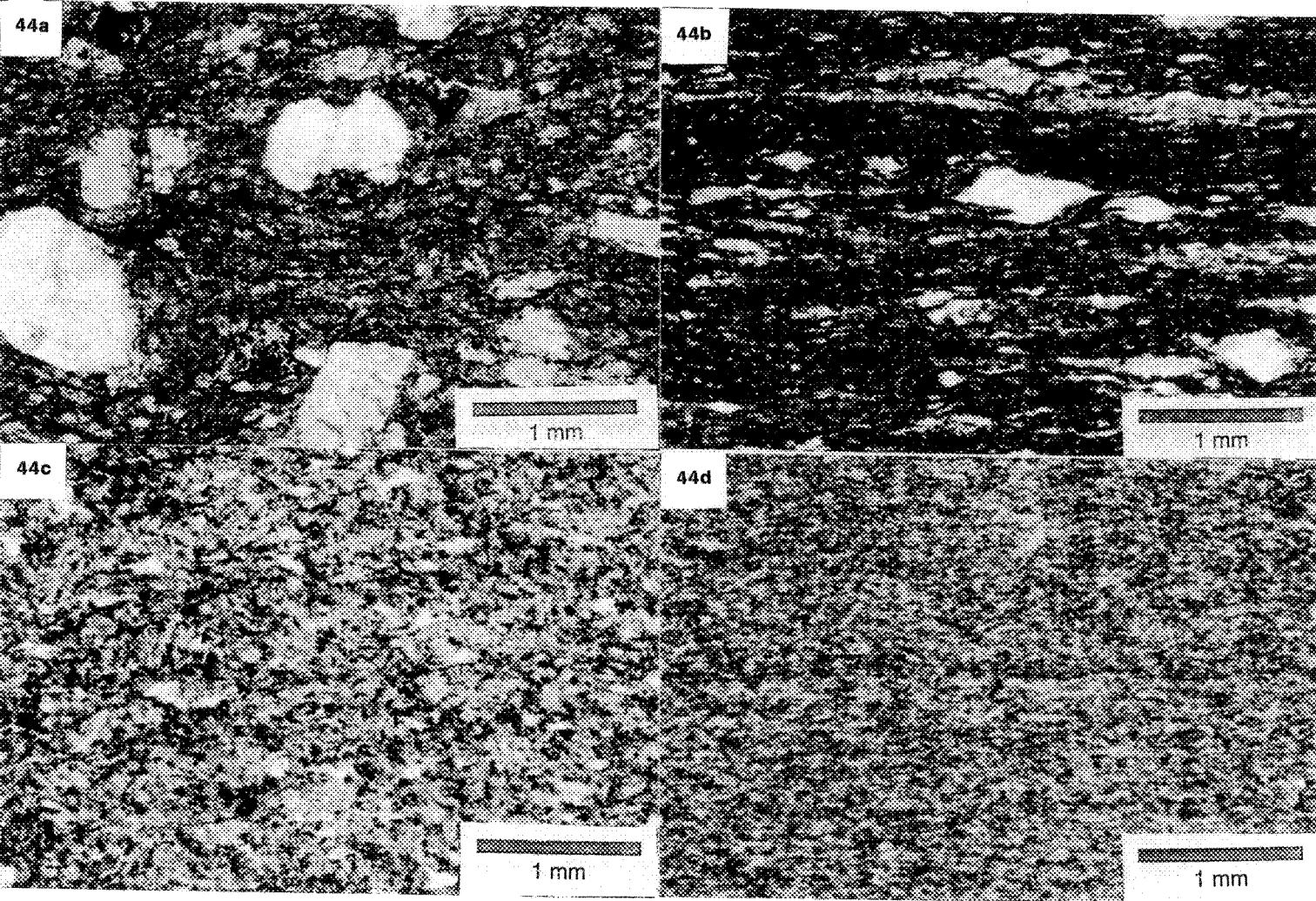
4.3.1 Évolution de la déformation dans les andésites

Les andésites sont localisées surtout dans la partie sud-est de la région (Groupe de Hunter Mine). Elles se distinguent des basaltes par une couleur plus pâle et par leur caractère porphyrique et/ou amygdalaire. Trois échantillons ont été étudiés; l'échantillon 93 MA 004 a été pris à l'extérieur de la zone de déformation, au sud de la discontinuité, dans les secteur du lac Loïs, tandis que les échantillons 93 MA 006 et 007 proviennent de la partie centrale de la discontinuité dans ce même secteur (Figure 43). Aucun échantillon provenant de la bordure n'a été étudié pour les andésites.

L'échantillon 93 MA 004 est une andésite porphyrique et amygdalaire. Elle est assez déformée et montre une schistosité à peu près est-ouest qui correspond à la schistosité régionale. La lame mince présente des phénocristaux de plagioclase et des amygdales de quartz-carbonates dans une pâte constituée de feldspaths fins, de chlorite et possiblement de verre dévitrifié (Figure 44a). Le plagioclase est faiblement altéré mais non déformé. Un duo de lames minces orthogonales permet de déterminer une linéation d'étirement plutôt subverticale dans cet échantillon.

Les échantillons 93 MA 006 et 93 MA 007 représentent des andésites très déformées possédant une forte schistosité à N315°. L'affleurement 007 présente

Figure 44 - Photomicrographies illustrant l'évolution de la déformation dans les andésites et les basaltes. a) andésite porphyrique et amygdalaire, peu déformée et provenant de l'extérieur de la zone de cisaillement de Macamic (échantillon 93 MA 004). b) andésite légèrement porphyrique, amygdalaire et déformée provenant de la zone de cisaillement de Macamic (échantillon 93 MA 006). c) basalte aphanitique peu déformé et provenant de l'extérieur de la zone de cisaillement de Macamic (échantillon 93 MA 012). d) basalte aphanitique très déformé provenant de la zone de cisaillement de Macamic (échantillon 90 MA 005). Lumière naturelle dans tous les cas.



une linéation minérale bien évidente à plongée oblique vers le nord-ouest ($\sim 50^\circ$). En lame mince, l'échantillon 93 MA 006 (Figure 44b) présente une minéralogie assez semblable à celle de l'andésite moins déformée (93 MA 004). Les phénocristaux de plagioclase sont toutefois plus rares et beaucoup plus petits, ce qui est probablement dû à la recristallisation dynamique associée au processus de mylonitisation. Il est aussi possible que cette variation soit d'origine primaire (volcanisme) et que les deux andésites n'aient jamais été semblables. Cet échantillon contient aussi des amygdales de quartz qui sont généralement déformées et asymétriques. On remarque localement la présence de bandes de cisaillement en marge des amygdales et des phénocristaux. L'échantillon 93 MA 007 est très semblable à 93 MA 006 sauf qu'il contient très peu de phénocristaux et d'amygdales.

L'évolution de la déformation dans ces andésites semble donc se caractériser surtout par la déformation et la réduction de taille des phénocristaux et des amygdales. La schistosité est beaucoup plus forte dans l'andésite provenant de la zone de discontinuité, ce qui se manifeste surtout par un alignement plus prononcé des minéraux constituant la matrice fine, et localement par le développement de laminations de compositions différentes (amygdales très étirées?).

4.3.2 Évolution de la déformation dans les basaltes

Trois échantillons de basalte représentatifs ont été retenus et sont localisés sur les figures 37 (90 MA 005) et 38 (93 MA 012 et 013). Les échantillons 93 MA

012 et 93 MA 013 proviennent tout juste de l'extérieur de la zone de déformation. Il s'agit de basaltes peu déformés où l'on peut observer une faible schistosité à N290°. L'échantillon 93 MA 012 est aphanitique et constitué de plagioclase, de clinopyroxène et de chlorite finement grenus (Figure 44c) avec un peu de quartz et de carbonates. On ne note qu'une faible anisotropie. L'échantillon 93 MA 013 est sensiblement semblable avec quelques fines amygdales de chlorite ainsi que des concentrations d'épidote et de quartz (boules) qui représentent probablement aussi des amygdales dans ce cas.

L'échantillon 90 MA 005 est très schisteux et provient de la zone de déformation. La foliation dans cette roche est très forte et a une direction qui varie de N290° à N300°, avec une linéation minérale très évidente et plongeant à environ 25° vers le sud-est. En lame mince, cette roche est très fine et très anisotrope (Figure 44d). Elle est constituée principalement de plagioclase, de chlorite, d'épidote et de quartz. Encore une fois, la granulométrie semble plus fine que pour les basaltes provenant de l'extérieur de la zone de déformation. On y note la recristallisation du plagioclase, et du quartz lorsque présent.

Comme dans le cas des andésites, il semble que l'évolution de la déformation soit marquée par une réduction de la granulométrie et un réalignement de la chlorite surtout. On note aussi l'absence de structures d'extension, comme les bandes de cisaillement, dans les roches parfaitement aphanitiques. À l'observation de plusieurs lames minces de basalte, il apparaît que les bandes de cisaillement se développent dans les roches contenant des objets tels des phénocristaux ou des amygdales. Le développement de ces bandes de

cisaillement ne semble pas être fonction de l'intensité de la déformation comme de l'hétérogénéité du matériel où elle se développent. Ces hétérogénéités focalisent l'initiation de ces structures d'extension.

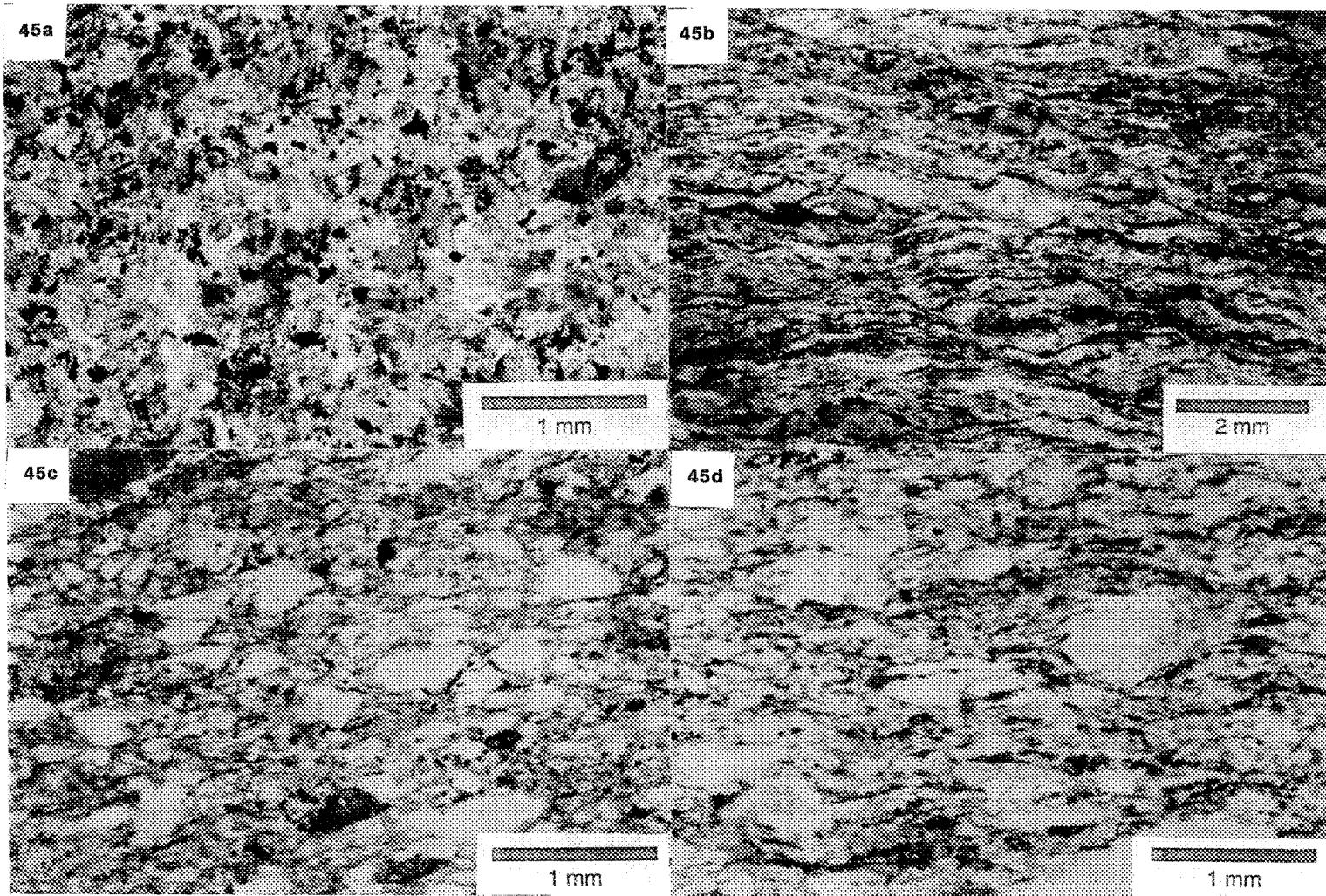
4.3.3 Évolution de la déformation dans les gabbros

Trois échantillons de gabbro sont présentés ici. Les échantillons 93 MA 011 et 90 MA 015 proviennent respectivement de l'extérieur et de la bordure de la zone de cisaillement; ils sont localisés sur la figure 43. L'échantillon 88 JL 261 (Figure 42) est très déformé et provient de l'intérieur de la zone.

Le gabbro provenant de l'extérieur de la zone de déformation (93 MA 011) est très massif. La lame mince nous montre une roche moyennement grenue sans structure importante (Figure 45a). Elle est constituée surtout de plagioclase et de hornblende, avec un peu de pyroxène, epidote et carbonates. L'échantillon provenant de la bordure de la discontinuité (90 MA 015) est plus finement grenu et présente une légère foliation. Il est constitué de plagioclase, de hornblende, d'épidote et de minéraux opaques. On y remarque quelques grains de plagioclase fragmentés indiquant qu'il y a probablement réduction mécanique de la granulométrie.

L'échantillon 88 JL 261 représente un gabbro mylonitisé. À l'échelle mésoscopique, cette roche est très foliée et présente un aspect pratiquement rubané. Cette foliation est subverticale à N310° avec une linéation plongeant vers le sud-est à environ 5°. La lame mince présente des porphyroclastes de

Figure 45 - Photomicrographies illustrant l'évolution de la déformation dans les gabbros et les grès. a) gabbro peu déformé provenant de l'extérieur de la zone de cisaillement de Macamic (échantillon 93 MA 011). b) gabbro très déformé provenant de la zone de cisaillement de Macamic (échantillon 88 JL 261). Noter la présence de nombreuses bandes de cisaillement dans cet échantillon. c) grès du Groupe de Chicobi légèrement déformé et provenant de l'extérieur de la zone de cisaillement de Macamic (échantillon 93 MA 017). La schistosité dans cet échantillon est probablement liée à la faille Nord-Chicobi. d) grès très déformé provenant de la zone de cisaillement de Macamic (échantillon 91 JY 039). Lumière naturelle dans tous les cas.



hornblende, surtout, et de plagioclase baignant dans une matrice de quartz, feldspath et actinote fortement recristallisée et très anisotrope (Figure 45b). De nombreuses bandes de cisaillement sont observées. Ces bandes semblent généralement contrôler l'asymétrie des porphyroclastes.

La déformation dans les gabbros semble donc s'effectuer par une forte mylonitisation où il y a réduction granulométrique et recristallisation de la roche. Les gabbros, de par les nombreux porphyroclastes qu'ils contiennent (hétérogénéités), sont propices au développement de bandes de cisaillement.

4.3.4 Évolution de la déformation dans les sédiments

L'évolution de la déformation dans les sédiments est représentée ici par cinq échantillons. Les échantillons 93 MA 017 et 93 MA 015 proviennent de l'extérieur de la zone de déformation de Macamic et les échantillons 91 JY 039, 93 MA 014 et 91 JY 179 ont été recueillis à l'intérieur de la zone. Ces échantillons sont localisés sur la figure 42.

L'échantillon 93 MA 017 est situé à une quinzaine de kilomètres (parallèlement à la stratigraphie) à l'est de la discontinuité. Cette roche est un grès fin à moyen qui présente une schistosité assez bien définie de direction N265° avec un pendage de 75° vers le nord. Une linéation d'étirement à N045° 66° est observée. Ces structures sont probablement associées à la faille Nord-Chicobi (Lacroix et Sawyer 1992). En lame mince (Figure 45c), la fraction grossière de ce grès compte pour environ 80% de la roche et est composée de quartz, de

plagioclase et de fragments de roches volcaniques. La matrice est constituée de fines lamelles de séricite et localement de biotite. L'échantillon 93 MA 015 est situé près de la bordure de la discontinuité de Macamic. La schistosité n'y est pas très pénétrative et est subparallèle au litage qui pente à 45° vers le nord. Cette schistosité peu abrupte est probablement représentative de la faille Nord-Chicobi. La roche est un grès fin composé de 60% de fragments de quartz et de plagioclase. Aucun fragment de roche n'a été observé. La matrice est constituée de chlorite surtout avec quelques carbonates et du quartz recristallisé. Il est parfois difficile de faire la différence entre la matrice et la fraction grossière. Les fragments sont moins bien définis et il y a plus de recristallisation que dans l'échantillon 93 MA 017. Il est possible que les fragments de roche ait été déformés et constituent alors une pseudomatrice.

Les échantillons provenant de la zone de cisaillement même sont beaucoup plus déformés. Ces roches présentent une forte foliation subverticale de direction nord-ouest - sud-est et une linéation directionnelle. Dans l'échantillon 91 JY 039 (Figure 45d), la fraction grossière ne constitue qu'environ 40% de la roche; il s'agit surtout de fragments de quartz à extinction ondulante et de quelques plagioclastes altérés. La matrice compte pour 60% et est constituée surtout de quartz et/ou feldspath recristallisé et de chlorite. L'échantillon 93 MA 014 semble encore plus déformé. Il s'agit probablement aussi d'un sédiment plus fin. Aucun fragment grossier n'est observé et la roche n'est composée que de quartz et/ou feldspath recristallisé et de chlorite. Quelques porphyroblastes de biotite sont observés; ils seront traités plus en détail dans une autre section de ce chapitre. La roche est très foliée et l'on observe un litage, qui se manifeste par des horizons plus

riches en quartz, parallèle à cette foliation. L'échantillon 91 JY 179 ressemble beaucoup à 93 MA 014 sauf que le litage y est plus évident; il s'agit probablement d'une roche plus finement litée à l'origine, et plus finement grenue. Le litage est toujours parallèle à la foliation. On y observe plusieurs porphyroblastes de biotite ainsi que des bandes de cisaillement.

On peut donc croire que la déformation dans ces roches sédimentaires évolue par la déformation et la recristallisation des fragments grossiers, les roches plus déformées présentant beaucoup d'évidences de recristallisation. Le litage, dans ces roches, constitue une anisotropie primaire qui a probablement été réactivée lors de la déformation et qui a pu favoriser le développement de la foliation.

4.4 Analyse structurale

Une analyse structurale de la zone de déformation de Macamic a été effectuée afin de déterminer la nature de la discontinuité. Cette analyse est basée sur la description de plusieurs affleurements répartis sur presque toute la longueur de la discontinuité, dans différentes unités lithologiques.

4.4.1 Éléments structuraux

4.4.1.1 Stratification (S_0)

L'attitude de la stratification n'est observable que dans les sédiments du Groupe de Chicobi, au nord-ouest de La Sarre. À l'extérieur de la zone d'influence de la discontinuité de Macamic, le litage est généralement est-ouest, tandis qu'il se parallélise à la foliation nord-ouest - sud-est dans la zone de cisaillement (Figure 42). Il est difficile de déterminer si le litage, dans la zone de cisaillement, a été complètement transposé ou si les plans de stratification ont été réactivés par le cisaillement. Comme le litage est assez régulier dans la zone de cisaillement, il apparaît que la seconde possibilité soit la plus probable.

Dans les volcanites mafiques affectées par la discontinuité de Macamic, aucune évidence de stratification n'a été préservée. On remarque, par endroits, un litage tectonique parallèle au cisaillement, produit par l'étirement et la transposition de dykes ou de coussins et souligné par les contrastes de composition entre les différents faciès déformés. Les coussins, lorsqu'ils sont reconnus, sont généralement très déformés, au point où il est impossible de suggérer une polarité stratigraphique. Les bordures des coussins sont généralement plus pâles que l'intérieur, probablement à cause de leur epidotisation.

4.4.1.2 Foliation principale (S_p)

La principale caractéristique de la discontinuité de Macamic est la présence d'une forte anisotropie planaire qui parallélise les structures anciennes. Cette foliation est très pénétrative et accuse une direction moyenne d'environ N115° avec des pendages subverticaux (Figure 46). La foliation principale est très régulière et fait généralement un angle léger avec la direction de la zone de cisaillement (environ N125°). Cet angle tend à s'amplifier en bordure de la zone de cisaillement.

Dans les roches volcaniques, la foliation principale est soulignée par l'orientation préférentielle d'aggrégats de chlorite parfois accompagnée d'actinote. Le feldspath et le quartz sont généralement recristallisés et la roche montre une bonne cohésion. Dans les roches où des coussins sont reconnus, la schistosité est mieux développée à l'intérieur du coussin qu'en bordure. Ceci est probablement dû à la chloritisation de l'intérieur du coussin par rapport à l'épidotisation de la bordure. Les lithologies plus grossières (gabbros) présentent une foliation typiquement mylonitique faisant intervenir une réduction dynamique des grains et de la recristallisation. La foliation dans les gabbros peut être légèrement moins pénétrative que dans les roches volcaniques. Dans le secteur nord-ouest de la région, quelques dykes felsiques associés au pluton du lac Abitibi sont boudinés mais la foliation ne s'y est pas vraiment développée. Il est probable que ces dykes se soient introduits durant l'évolution de la zone de cisaillement (peut-être vers la fin) et qu'ils aient subi moins de déformation que les roches encaissantes.

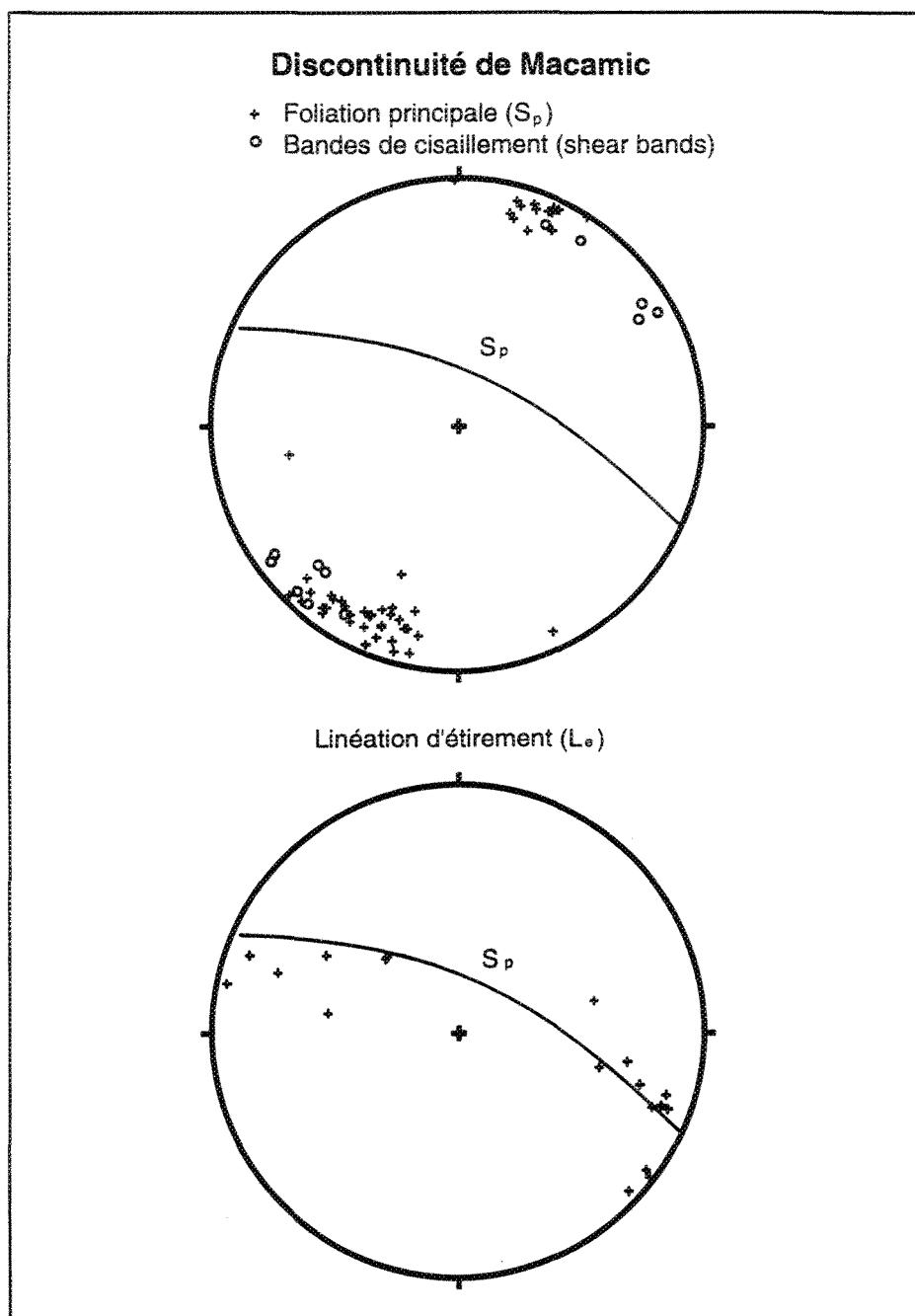


Figure 46 - Projections stéréographiques de la foliation principale, des bandes de cisaillement et de la linéation d'étirement associées à la discontinuité de Macamic. Le grand cercle (S_p) représente le plan moyen approximatif de la foliation principale.

Dans les roches sédimentaires, le litage est parallèle à une forte schistosité soulignée par l'orientation des phyllosilicates. On y note aussi la recristallisation des grains de quartz. La foliation dans les lits d'argilites est généralement plus pénétrative que dans les grauwackes.

4.4.1.3 Linéation d'étirement (L_e)

La foliation principale de la discontinuité de Macamic est accompagnée d'une linéation d'étirement très bien développée. Cette linéation montre de faibles plongées dans le plan de S_p (Figure 46) témoignant d'un transport subhorizontal le long de la zone de cisaillement. Cette linéation est généralement soulignée par l'allongement d'aggrégats minéraux dans le plan de foliation (Figure 47a). Elle est détectée aussi par l'allongement des coussins dans les laves. Dans le plan horizontal, certains coussins peuvent montrer un étirement dans un rapport de près de 15:1. Localement, quelques veines de quartz généralement plissées montrent des fibres orientées parallèlement à la linéation d'étirement (Figure 47b). Ces fibres sont probablement issues d'une recristallisation syntectonique des cristaux de quartz et témoignent du vecteur d'allongement.

4.4.1.4 Bandes de cisaillement (*shear bands*)

Les bandes de cisaillement sont des structures communes aussi bien à l'échelle mésoscopique que microscopique. Elles se développent dans les roches fortement déformées qui contiennent des hétérogénéités. Ce sont des fabriques

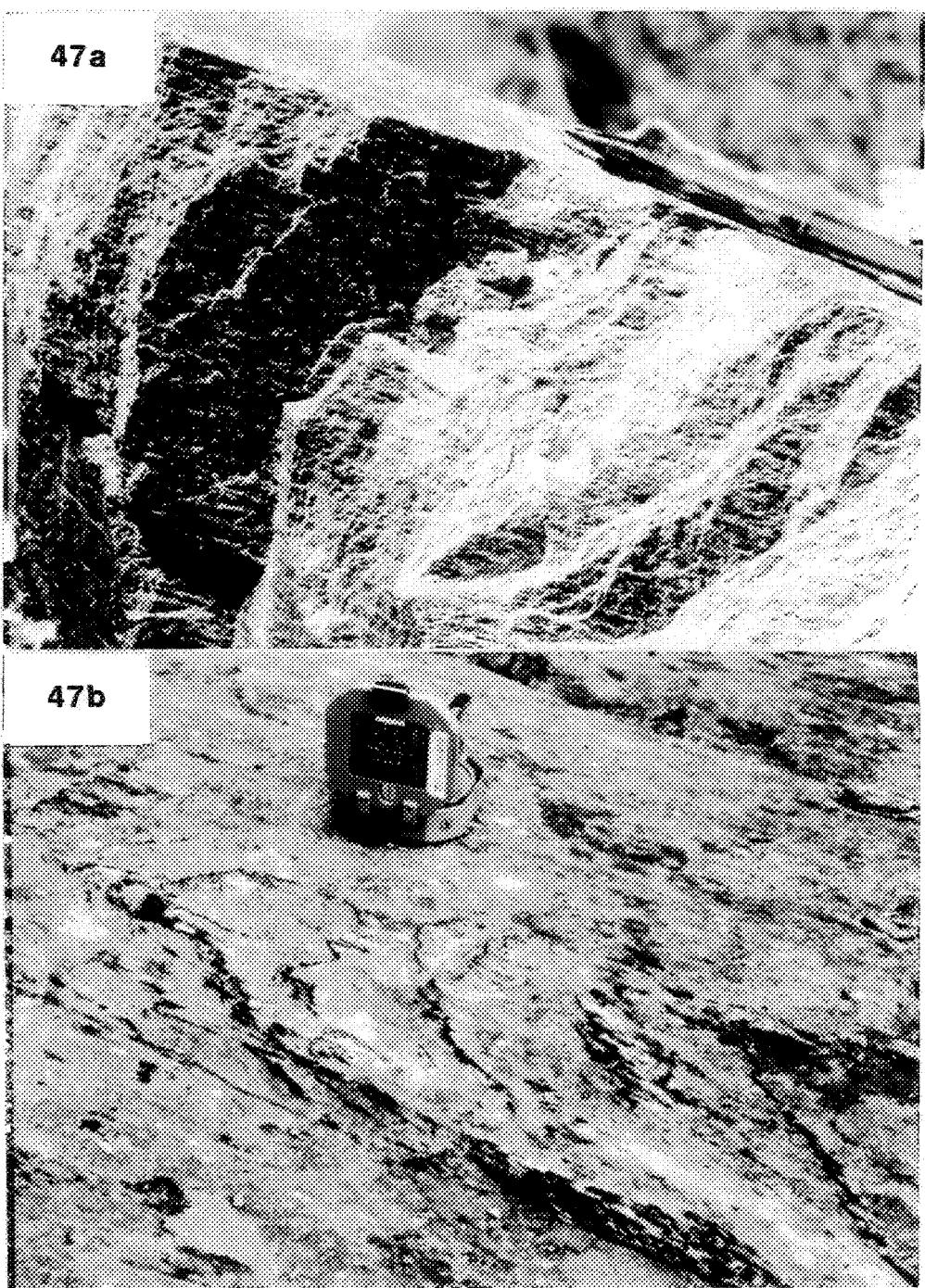


Figure 47 - Linéations d'étirement subhorizontales dans la discontinuité de Macamic. a) allongement d'aggrégats minéraux; vue vers le nord-est. b) allongement des fibres de quartz dans des veines déformées; la boussole pointe vers le nord.

non pénétratives qui se développent à angle avec le cisaillement afin de favoriser le raccourcissement normal à la foliation (Berthé *et al.* 1979; Platt et Vissers 1980; White *et al.* 1980; Platt 1984; Passchier 1984; Weijermars et Rondeel 1984; Dennis et Secor 1987; 1990). Les déplacements le long de ces structures sont synthétiques au mouvement global et dans ce cas-ci, correspondent à des mouvements horizontaux dextres. Les bandes de cisaillement mesurées sur le terrain sont subverticales et présentent une orientation moyenne à N135° environ, soit à 20° dans le sens horaire de la foliation principale (Figure 46).

4.4.1.5 Fractures tardives

Certains secteurs de la discontinuité de Macamic sont affectés par une série de structures cassantes se superposant sur les fabriques ductiles. Ces fractures tardives sont localisées surtout en marge de la zone de cisaillement. Elles sont particulièrement bien exposées sur un affleurement situé juste au nord de LaSarre (Figure 48). Ces fractures sont subverticales et se distribuent selon trois familles de directions différentes.

La famille principale montre une direction nord-ouest - sud-est et déplace les fabriques ductiles de façon dextre (Figure 48). Ces structures produisent le même effet que les boudinages de foliation asymétriques décrites par Platt et Vissers (1980). Elles agissent comme des structures d'extension qui causent une rotation antithétique des blocs de roche qu'elles bordent. Ces rotations sont mises en évidence par les variations de direction des schistosités antérieures à la fracturation (Figure 48). Ces fractures nord-ouest - sud-est correspondent à un

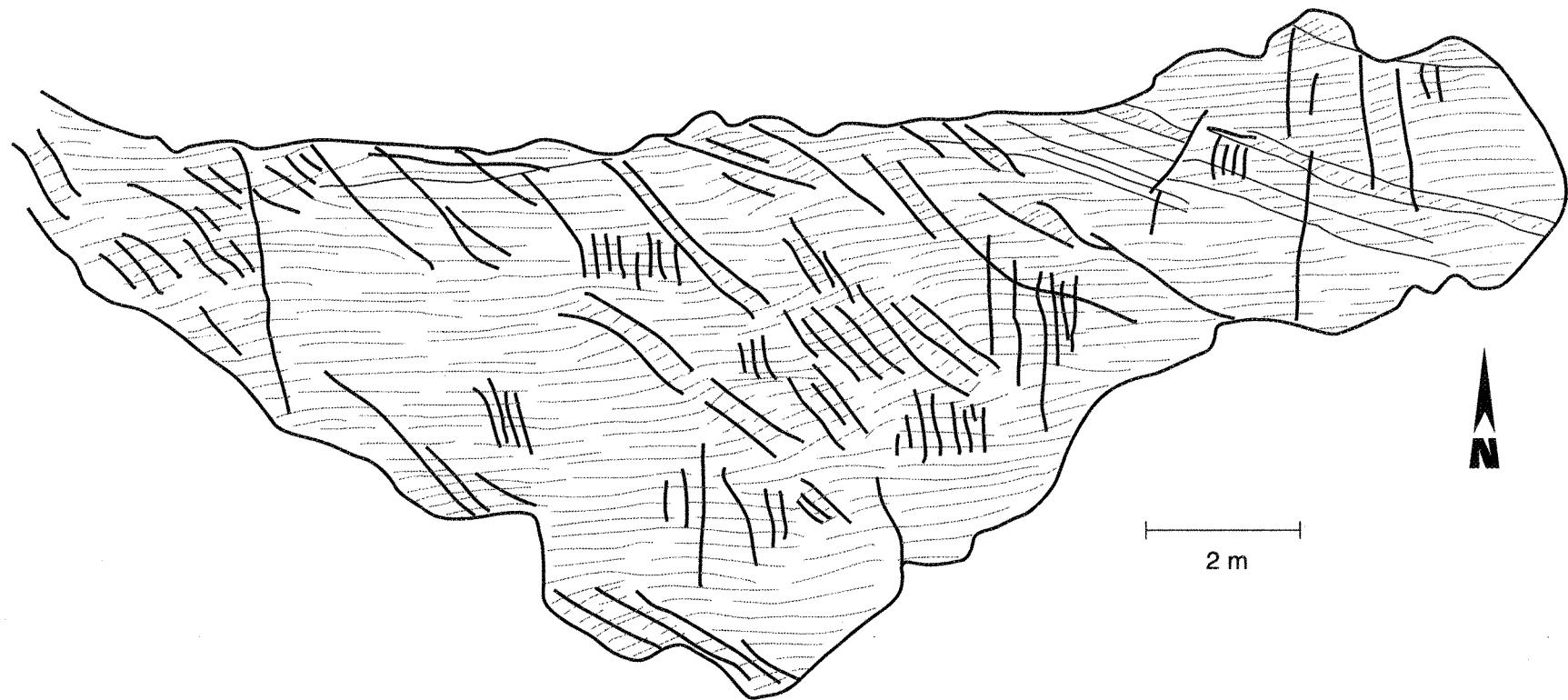


Figure 48 - Croquis d'un affleurement localisé au nord de La Sarre démontrant l'influence des fractures tardives (trait gras) sur la schistosité (pointillé fin). Les fractures nord-sud n'affectent pas la foliation tandis que celles de direction nord-ouest - sud-est causent la rotation antihoraire des schistosités. Ces fractures nord-ouest - sud-est causent parfois le déplacement dextre des contacts lithologiques. Quelques fractures de direction nord-est - sud-ouest déplacent les contacts de façon senestre.

mouvement global dextre causant une rotation antihoraire des structures antérieures.

Une autre famille de fractures, de moindre importance, est constituée de fractures de direction nord-sud, subperpendiculaires à la schistosité principale et ne causant aucun déplacement des structures anciennes (Figure 48). À l'occasion, ces fractures peuvent être remplies de quartz.

Finalement, quelques rares fractures de direction nord-est - sud-ouest, causant des déplacements senestres, sont observées. À certains endroits, elles sont conjuguées au système nord-ouest - sud-est pour donner des structures en sablier proposant une déformation à peu près coaxiale dont le raccourcissement est de direction nord-sud. Cependant, le système de fractures nord-ouest - sud-est étant beaucoup mieux développé, on peut croire que ces structures sont plutôt issues d'une déformation cassante tardive à composante non coaxiale. Comme ces fractures sont postérieures au développement des fabriques ductiles associées au cisaillement, nous n'en tiendrons pas compte dans l'analyse cinématique de la discontinuité de Macamic.

4.4.2 Indicateurs de sens de cisaillement

L'observation d'un certain nombre d'indicateurs de sens de cisaillement (*shear-sense indicators*) a permis de déterminer un mouvement dextre le long de la discontinuité de Macamic (voir carte 1: 100 000 en pochette). La foliation principale étant subverticale et la linéation d'étirement subhorizontale, le plan

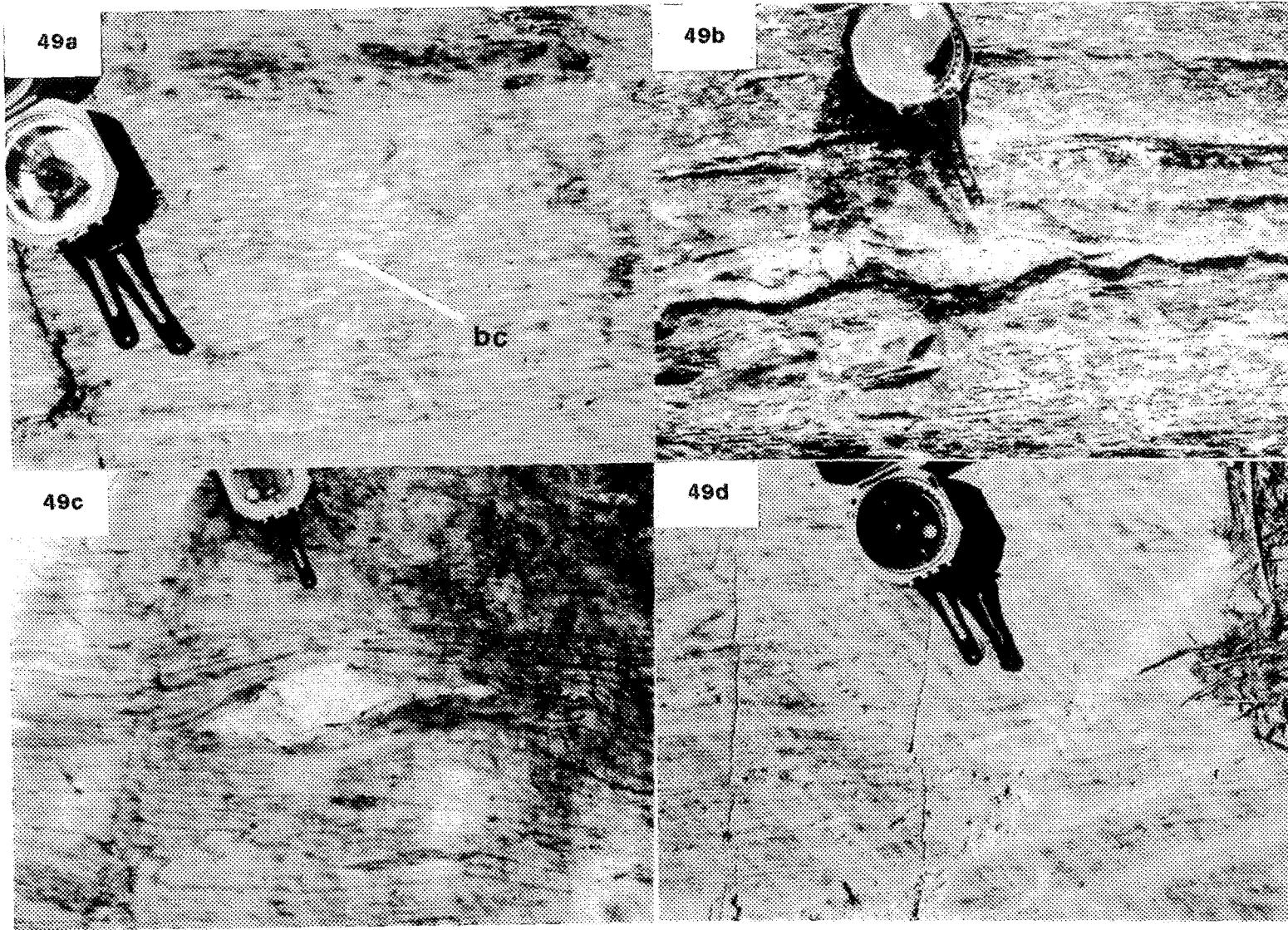
d'observation pour les indicateurs de sens du cisaillement est donc le plan horizontal. Il représente le plan XZ de l'ellipsoïde de la déformation finie qui est perpendiculaire à la foliation et parallèle à la linéation d'étirement (Hanmer et Passchier 1991). Les indicateurs de sens de cisaillement sont observés aux échelles mésoscopique, microscopique et mégascopique.

4.4.2.1 Échelle mésoscopique

À l'échelle de l'affleurement, plusieurs indicateurs de sens de mouvement sont observés sur des coupes horizontales. Outre les bandes de cisaillement (Figure 49a) décrites dans la section précédente, le boudinage asymétrique (Hanmer 1986; Goldstein 1988; Hanmer et Passchier 1991) est aussi un indicateur de sens de mouvement assez commun dans la zone de cisaillement. Les principaux boudins asymétriques observés correspondent aux boudins de type IIa de Hanmer (1986). En général, ils sont constitués de matériel granitique, probablement des dykes associés aux grandes masses plutoniques, ou de quartz en veines (Figure 49b). Dans tous les cas, l'asymétrie observée correspond à un mouvement horizontal dextre.

L'asymétrie des inclusions rigides, dans les volcanites mafiques surtout, est aussi un indicateur intéressant pour déterminer le sens du mouvement. Les inclusions observées sont de deux types: les boudins transposés et isolés, et les objets géologiques antérieurs au cisaillement. Plusieurs inclusions asymétriques sont constituées de quartz provenant fort probablement de la transposition de veines boudinées (Figure 49c). Dans les andésites et les basaltes, des "boules"

Figure 49 - Exemples d'indicateurs de sens de cisaillement, à l'échelle mésoscopique. Tous les indicateurs présentent un mouvement dextre. Dans tous les cas, la boussole pointe vers le nord. a) Bandes de cisaillement (bc) dans un horizon gabbroïque, b) Boudinage asymétrique (type IIa, Hanmer 1986) d'une veine de quartz d'épaisseur centimétrique, c) Inclusion rigide asymétrique de quartz provenant du boudinage de veines, d) Plissement intrafolial asymétrique de la foliation mylonitique et d'une mince veine de matériel granitique.



d'épidote et de quartz constituent aussi des inclusions rigides asymétriques. Ces concentrations d'épidote et de quartz représentent probablement des coeurs de coussins; elles sont plus résistantes à la déformation que le basalte constituant les coussins. Ces inclusions montrent la même asymétrie et agissent de la même façon que les porphyroclastes de type σ (Passchier et Simpson 1986). Les asymétries observées sont consistantes avec un mouvement horizontal dextre.

De nombreux plis asymétriques sont observés dans la zone de cisaillement. Ces plis ont tous une vergence dextre (Simpson 1986) correspondant au mouvement global le long de la discontinuité de Macamic. La plongée de ces plis est généralement difficile à évaluer car les plis sont évidents surtout sur les affleurements présentant une surface polie. Le matériel plissé peut être, dans certains cas, des veinules de quartz, de fines injections felsiques (Figure 49d) et, plus généralement, la foliation mylonitique même (Figure 49d). La consistance dans l'asymétrie des plis à la grandeur de la zone de cisaillement et le fait que cette asymétrie concorde au mouvement dextre déduit des autres indicateurs de sens de cisaillement, permet de considérer ces plis asymétriques comme des indicateurs fiables (Hanmer et Passchier 1991).

4.4.2.2 Échelle microscopique

Afin de détecter les indicateurs microscopiques de sens de cisaillement, des lames minces orientées représentant le plan XZ de l'ellipsoïde de la déformation finie ont été étudiées. Tous les indicateurs observés en lames minces correspondent à un mouvement horizontal dextre.

En plus des bandes de cisaillement (Figure 45b), l'analyse microscopique montre aussi la présence d'inclusions asymétriques dextres (Figures 50a et 50b). Ces inclusions sont généralement constituées d'aggrégats de quartz et d'épidote. Elles sont fort probablement l'équivalent plus fin des inclusions observées à l'échelle de l'affleurement ou peut-être, dans certains cas, des amygdales d'épidote et quartz déformées.

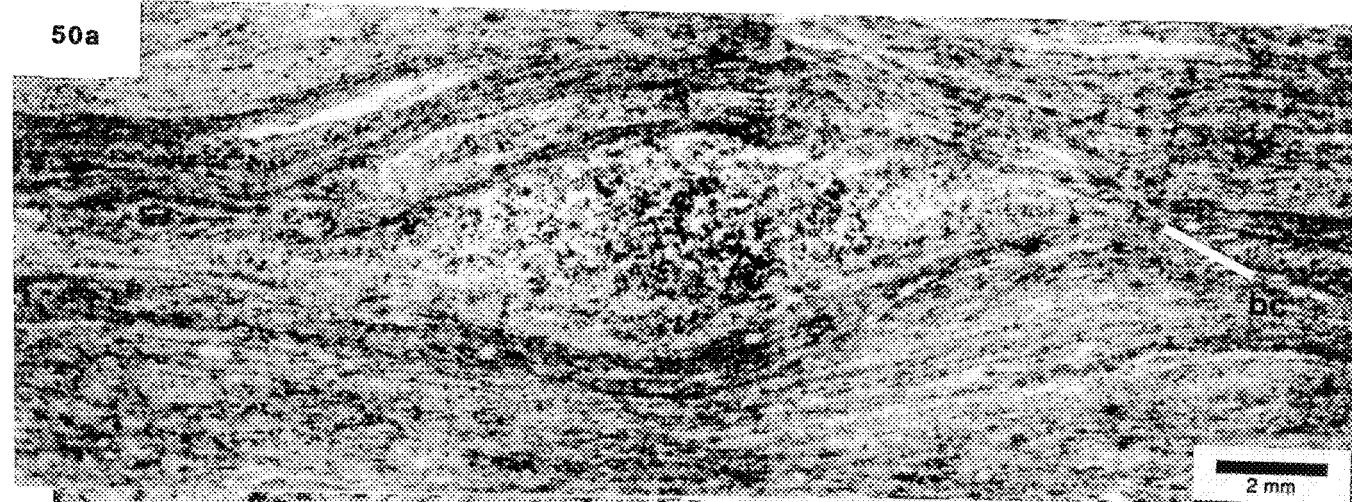
Un dernier type d'indicateur microscopique (Figure 50c), associé aux inclusions, consiste en des sigmoïdes de mica (*mica fish*, Lister et Snode 1984; Hanmer et Passchier 1991) dans un grès à biotite (Groupe de Chicobi). L'asymétrie externe des grains de micas, ainsi que l'obliquité du clivage interne avec le plan de cisaillement, indiquent un sens de mouvement dextre. Ces sigmoïdes de biotite ont une incidence sur l'aspect chronologique de la discontinuité de Macamic et seront traités plus en détail à la section 4.7.

4.4.2.3 Échelle macroscopique

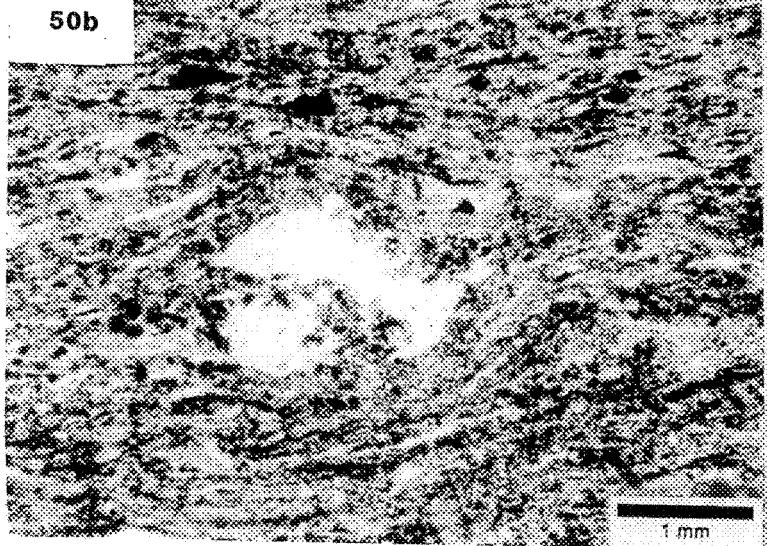
À l'échelle macroscopique, le déplacement dextre le long de la discontinuité de Macamic peut s'interpréter par la défexion que subissent les sédiments du Groupe de Chicobi dans cette région (Figure 41). Cette bande de sédiments est généralement rectiligne, de direction est-ouest, sauf dans la zone de cisaillement de Macamic où elle prend une attitude nord-ouest - sud-est.

Figure 50 - Microphotographies d'inclusions asymétriques indiquant un sens de cisaillement dextre. Dans tous les cas, le plan de cisaillement (*shear plane*) est subparallèle au cadre de la photographie. a) et b) aggrégats de quartz et d'épidote. Noter, en a), la présence d'une bande de cisaillement (bc), en haut à droite de l'inclusion. c) sigmoïdes de mica (*mica fish*) dans un grès à biotite. Le clivage de la biotite forme un angle avec le plan de cisaillement. Noter la présence d'une bande de cisaillement (bc) passant au centre de la photographie. Lumière naturelle.

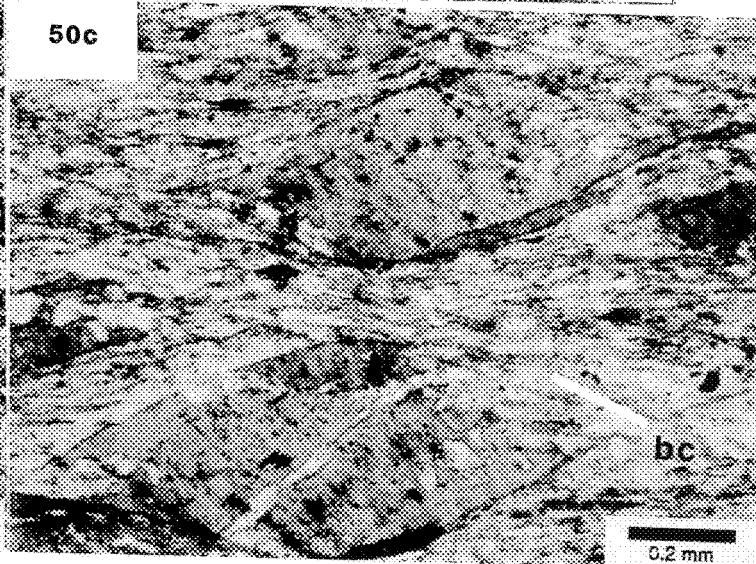
50a



50b



50c



Le déplacement dextre peut aussi être déduit de la relation d'angle entre la foliation principale ($N115^\circ$) et la direction de la zone de cisaillement ($N125^\circ$). Cette relation d'angle correspond à une relation C-S représentative d'un mouvement dextre (Hanmer et Passchier 1991).

La discontinuité de Macamic représente une zone de cisaillement d'importance régionale. L'asymétrie des structures observées témoigne d'une forte déformation non coaxiale. La cohérence des indicateurs de sens du mouvement, observés aux échelles mésoscopique, microscopique et macroscopique, démontre clairement le mouvement horizontal dextre accommodé le long de la discontinuité.

4.4.3 Évaluation de la quantité de mouvement

L'analyse structurale démontre de façon claire que le mouvement occasionné le long de la discontinuité de Macamic est subhorizontal à composante dextre. Dans cette section, nous tenterons d'évaluer l'importance de ce mouvement.

La carte géologique montre clairement que la discontinuité de Macamic déplace la bande de sédiments du Groupe de Chicobi de façon dextre. Le rejet apparent mesuré sur la carte correspond à 25 kilomètres parallèlement à la discontinuité. Comme le vecteur de mouvement le long de la discontinuité correspond à la linéation d'étirement et que la valeur moyenne de cette dernière peut être considérée comme horizontale, le long de ce segment, le rejet net est donc

évalué à 25 kilomètres. Cette distance correspond à peu près à la distance séparant les deux grandes masses gabbroïques situées de part et d'autre de la discontinuité (Figure 41). Il est donc fort possible que ces deux masses soient issues de la segmentation, par la zone de cisaillement, d'une grande intrusion encore plus importante. De plus, on observe des gabros mylonitisés (échantillon 80 JY 261, section 4.3.3) à l'intérieur de la discontinuité, entre ces deux masses.

Nous avons aussi tenté d'évaluer le déplacement le long de la discontinuité de Macamic de façon quantitative. La méthode utilisée se base sur l'angle observé entre la foliation principale (plan S) et la zone de cisaillement (plan C). Cette méthode a été utilisée par Boullier (1986) pour une zone de cisaillement du Mali ne présentant aucun marqueur pouvant permettre de calculer un rejet.

Selon Ramsay et Graham (1970), si la déformation est homogène, la contrainte de cisaillement (γ) est fonction de l'angle entre la foliation et le plan de cisaillement (θ') selon la formule

$$\tan 2\theta' = 2/\gamma$$

Si x est la largeur de la zone de cisaillement, le déplacement d est donc

$$d = x\gamma$$

Le déplacement total dans une zone de déformation hétérogène est la sommation du déplacement le long d'une infinité de petites zones considérées comme homogènes.

$$D = \int_0^x \gamma dx$$

À partir de ces équations, nous avons donc tenté d'évaluer le mouvement le long de la discontinuité de Macamic. Comme cette zone de déformation n'est pas homogène, l'évaluation est basée sur la sommation du déplacement calculé sur des intervalles considérés comme homogène. La précision, dans un tel cas est fonction du nombre d'intervalles considérés; dans une zone de déformation affleurant sur toute sa largeur, on peut considérer une multitude de petits intervalles, ce qui n'est pas le cas pour la discontinuité de Macamic. Deux sections ont été évaluées, l'une dans le secteur de Macamic et l'autre au sud de Normétal. Dans le premier cas, trois intervalles sont considérés tandis que le secteur sud-Normétal a été subdivisé en quatre intervalles. Les limites de ces intervalles ont été définies en choisissant des points d'observation représentatifs d'un intervalle et en traçant une ligne, médiane à deux points d'observation voisins et parallèle au plan de cisaillement. L'imprécision dans ces calculs est donc assez grande, considérant le nombre restreint d'intervalles et le fait que les points d'observation ne suivent pas une ligne perpendiculaire à la zone de déformation mais proviennent d'un secteur possédant une certaine largeur latéralement à la zone de déformation. Aucun endroit, dans le secteur d'étude, affleure assez bien pour permettre une coupe orthogonale parfaite.

La méthode utilisée pose toutefois certaines restrictions (Boullier 1986). La déformation doit s'effectuer par cisaillement simple sans qu'il n'y ait d'aplatissement qui pourrait faire varier l'angle de la foliation indépendamment du déplacement et ainsi causer une surévaluation du déplacement réel. La déformation doit se faire à volume constant. Une variation de volume peut ainsi fausser la largeur réelle de la zone de déformation. La déformation doit être le

plus homogène possible et il ne doit pas y avoir de discontinuité ponctuelle (plan de glissement) dans la zone de déformation.

D'autres facteurs d'imprécision sont à considérer, principalement dans le cas de la discontinuité de Macamic. Le manque d'affleurement rend difficile le contrôle sur la largeur de la zone de cisaillement et sur l'orientation précise de cette zone. De plus, une erreur de quelques degrés dans la prise de mesure de la foliation peut entraîner une erreur assez considérable dans l'évaluation du déplacement. Enfin, la mesure de l'angle θ' a été effectuée en considérant la zone de cisaillement et la foliation parfaitement verticales. Ce n'est pas le cas pour la foliation et nous n'avons pas de contrôle sur le pendage de la zone de cisaillement. L'angle θ' mesuré est donc plus petit en réalité que l'angle qui aurait été mesuré dans une vue parallèle à l'intersection entre la foliation et le plan de cisaillement. Ceci induit donc une surévaluation du déplacement réel.

Le tableau 6 présente donc les résultats obtenus pour chacun des deux secteurs évalués. L'orientation de la zone de déformation, et ainsi du plan de cisaillement, a été évaluée à une valeur constante de N130°. Dans le secteur de Macamic, la largeur de la zone a été évaluée à 2000 mètres, soit trois intervalles de 900, 800 et 300 mètres. L'angle θ' y varie de 19 à 24° et le déplacement total est estimé à 4140 mètres. Dans le secteur sud-Normétal, la zone de cisaillement est évaluée à 3700 mètres, soit quatre intervalles de 600, 600, 1100 et 1400 mètres. L'angle θ' est généralement plus grand que dans l'autre secteur, ce qui correspond bien à une largeur plus grande de la zone de déformation, et varie de 25 à 28°. Le déplacement estimé dans ce secteur est de 5610 mètres.

Tableau 6: Calcul du déplacement total (d) le long de la discontinuité de Macamic

Orientation générale de la discontinuité = N130°

	x	direction S_p	θ'	γ	d
Secteur Macamic					
sud	900 m.	N291°	19	2.5	2250 m.
centre	800 m.	N106°	24	1.8	1140 m.
nord	300 m.	N291°	19	2.5	750 m.
				total	4140 m.
Secteur Sud-Normétal					
sud	600 m.	N282°	28	1.3	780 m.
centre sud	600 m.	N285°	25	1.7	1020 m.
centre nord	1100 m.	N282°	28	1.3	1430 m.
nord	1400 m.	N285°	25	1.7	2380 m.
				total	5610 m.

Les déplacements estimés de façon quantitative sont nettement inférieurs au déplacement de 25 kilomètres observé par le décrochement du Groupe de Chicobi. Cette différence n'est probablement pas seulement le fruit des imprécisions sur les angles mesurés ou sur la largeur de la zone de déformation. Cette différence provient probablement de l'hétérogénéité de la zone de déformation et des discontinuités ponctuelles à l'intérieur de celle-ci. Ces discontinuités locales peuvent être de différentes échelles. Il est fort possible que des zones de glissement locales et parallèles au plan de cisaillement accomodent une bonne partie du déplacement le long de la discontinuité de Macamic. Les bandes de cisaillement (*shear bands*) observées dans les roches de la discontinuité de Macamic représentent aussi des discontinuités, d'échelle moindre, mais qui ont pu contribuer à une certaine part du déplacement total. La présence possible de grandes structures d'extension, ductiles comme les bandes de cisaillement (méga *shear bands*) ou cassantes comme les fractures tardives dextres peuvent fausser à la baisse l'évaluation quantitative de deux façons: par le déplacement accommodé directement par ces structures et par l'effet de rotation possible de la foliation (Figure 48) qui ferait alors augmenter l'angle θ' et ainsi diminuer le déplacement d . Un autre facteur à considérer est la possibilité d'une réduction de volume dans la zone de déformation. Une telle réduction peut se produire par pression-dissolution et entraîne une diminution de l'épaisseur totale de la zone.

Il apparaît donc que l'application de méthodes quantitatives pour évaluer un déplacement le long d'une zone de cisaillement, doit être considérée avec beaucoup de soins. Ces méthodes peuvent donc être envisagées, à défaut

d'horizons marqueurs plus sûrs, mais il est très important d'appliquer la méthode avec le plus de précision possible, et de toujours considérer la possibilité de paramètres impondérables.

4.5 Relations avec la déformation régionale

La relation entre la discontinuité de Macamic et la déformation régionale est bien illustrée dans le secteur de Normétal, où la discontinuité de Macamic recoupe une zone de déformation est-ouest, la faille Nord-Chicobi (Lacroix et Sawyer 1992). Cette zone montre une schistosité inclinée vers le nord, associée à une linéation d'étirement en composante pendage, représentative de la déformation régionale dans ce secteur. À l'approche de la discontinuité de Macamic, la schistosité est-ouest semble se redresser et tend à se réorienter vers une direction plutôt nord-ouest - sud-est, tandis que la linéation d'étirement pivote, dans le plan de foliation, pour prendre une attitude subhorizontale. La discontinuité de Macamic recoupe la faille Nord-Chicobi et réoriente les structures qui y sont associées. Le pivotement de la linéation est observé dans un secteur à l'ouest de Normétal, où de nombreuses aires d'affleurement permettent de bien voir l'évolution de cette linéation en marge de la discontinuité de Macamic (Figure 51).

Dans ce secteur, les sédiments du Groupe de Chicobi sont en contact avec des volcanites mafiques (faille Nord-Chicobi). Ce contact correspond, à une cinquantaine de mètres près, à la bordure nord de la discontinuité de Macamic à cet endroit. Les foliations montrent peu de variations de direction et de pendage;

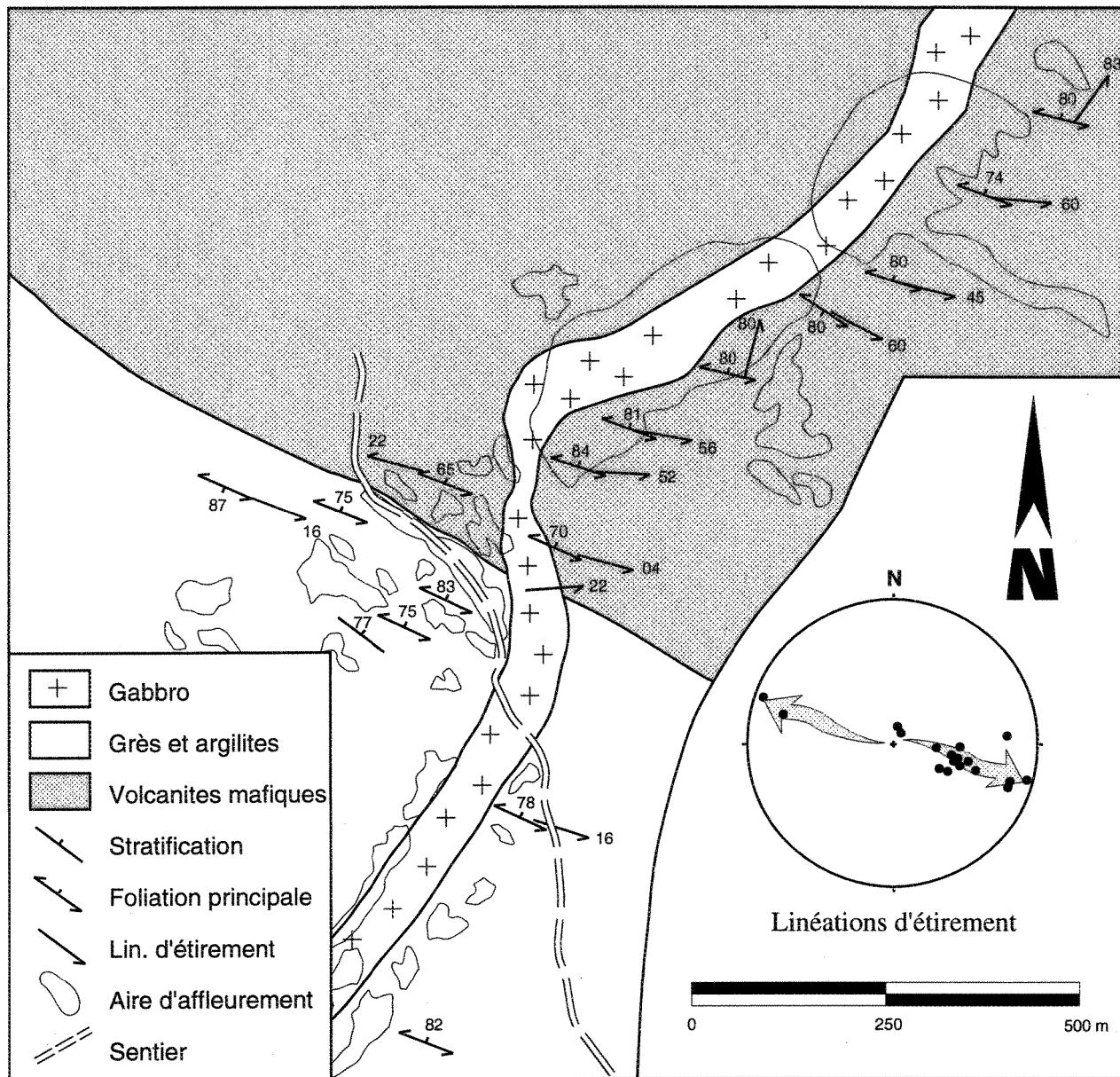


Figure 51 - Carte géologique sommaire d'un secteur localisé à l'ouest de Normétal et correspondant, à peu près au coin nord-ouest de la Figure 41. La limite nord-est de la discontinuité de Macamic se situe à une cinquantaine de mètres environ, au nord du contact andésites-sédiments. La linéation d'étirement, à l'extérieur de la zone d'influence de la discontinuité de Macamic est en composante pendage (Nord-Chicobi). En approchant de la zone de cisaillement, elle devient moins abrupte pour atteindre une position subhorizontale à l'intérieur de la discontinuité.

elles présentent une attitude semblable aux foliations observées à l'intérieur de la discontinuité de Macamic. C'est plutôt l'angle de chute de la linéation d'étirement qui évolue. Les sédiments, situés dans la zone d'influence même de la discontinuité de Macamic, montrent des linéations subhorizontales ($<25^\circ$) tandis que dans les volcanites mafiques au nord-est, la linéation varie en plongée. En bordure de la zone d'influence de la discontinuité, la linéation est généralement abrupte vers le sud-est avec un angle de chute variant de 45° à 55° . En s'éloignant de la zone d'influence, les linéations deviennent en composante pendage, comme dans la zone Nord-Chicobi. Cette variation de l'angle de chute des linéations est accompagnée d'une variation dans l'intensité de la déformation; les schistosités accompagnées d'une linéation directionnelle sont beaucoup plus pénétratives que celles associées à une linéation en composante pendage. L'intensité de la déformation diminue donc, sur la figure 51, du sud-ouest vers le nord-est. En bordure de la zone d'influence de la discontinuité de Macamic, dans la section présentant des linéations à angle de chute oblique, on constate la présence d'îlots de roche moins déformée. Il s'agit probablement de niveaux plus compétents qui se sont comportés différemment lors du développement de la discontinuité. À l'intérieur de ces îlots moins déformés, la linéation d'étirement a conservé l'attitude de la déformation régionale et est en composante pendage.

La faille Nord-Chicobi est donc recoupée par la discontinuité de Macamic. Les structures typiques à la faille Nord-Chicobi, tout comme à la déformation régionale, sont oblitérées par la discontinuité de Macamic. Nous pouvons donc en conclure que la discontinuité de Macamic est une structure tardive dans l'évolution structurale de la région, qui se superpose sur la déformation régionale.

4.6 Relation avec la discontinuité de Lyndhurst

La relation entre la discontinuité de Macamic et la discontinuité de Lyndhurst n'est pas aussi claire que dans le cas de la faille Nord-Chicobi. La jonction entre ces deux discontinuités se situe à l'est du lac Loïs (Figure 7). À cet endroit, les deux structures convergent l'une vers l'autre. La discontinuité de Macamic ne semble pas recouper celle de Lyndhurst; au sud de la discontinuité de Lyndhurst, les basaltes du Groupe de Kinojévis conservent une attitude est-ouest et ne semblent pas être affectés par le cisaillement de Macamic (Dubé 1980).

Il n'y a pas d'affleurement dans le secteur même où il y a jonction. Cependant, à quelques kilomètres à l'est, un affleurement permet d'observer des structures qui pourraient bien représenter la relation entre les deux discontinuités. Cet affleurement montre une andésite très déformée et est situé tout juste au nord de l'anomalie électromagnétique associée à la Formation de Loïs qui souligne la discontinuité de Lyndhurst. Au sud de la discontinuité, la roche est un basalte massif non déformé (Groupe de Kinojévis). La déformation observée dans l'andésite est semblable à celle qui est associée à la discontinuité de Macamic; on remarque une forte schistosité transposant les coussins. Cependant, la schistosité et les cisaillements observés dans ces roches sont de direction N080° et non pas de N120° comme dans le cisaillement de Macamic. Cette foliation a une direction générale qui est plus proche de celle observée dans la zone de déformation associée à la discontinuité de Lyndhurst. Son pendage est subvertical. Aucune linéation d'étirement n'a pu être observée sur le terrain. Cependant, la

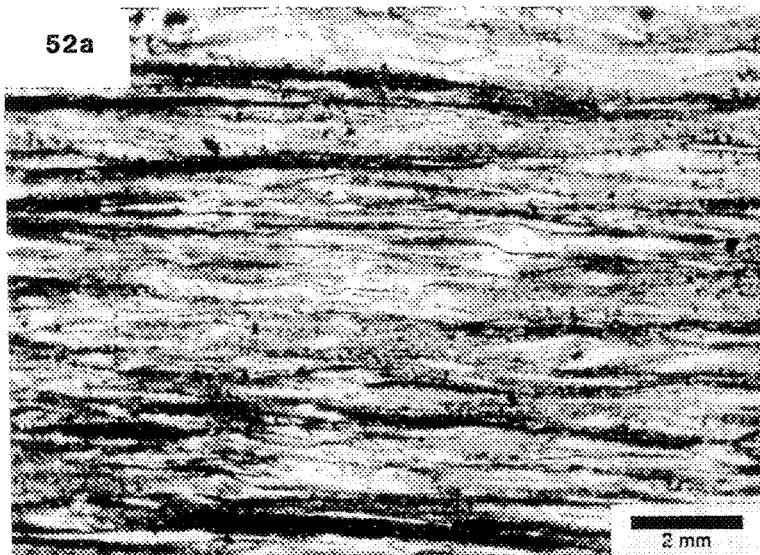
comparaison de duos de lames minces, une horizontale et une verticale, provenant d'un même échantillon, permet de supposer que la linéation soit subhorizontale dans le plan de foliation, la déformation étant nettement plus prononcée sur la lame horizontale (Figures 52a et 52b).

À l'échelle de l'affleurement, des inclusions asymétriques, représentées par des "boules" de quartz et epidote, sont observées. L'asymétrie observée est cohérente à un cisaillement dextre (Figures 52c et 52d). L'obliquité de la foliation ($N080^\circ$) avec la zone de déformation ($\sim N100^\circ$) est aussi compatible à un mouvement dextre. La déformation dans ces andésites semble donc être le reflet de la discontinuité de Macamic qui aurait cependant été réorientée vers une direction plutôt est-ouest.

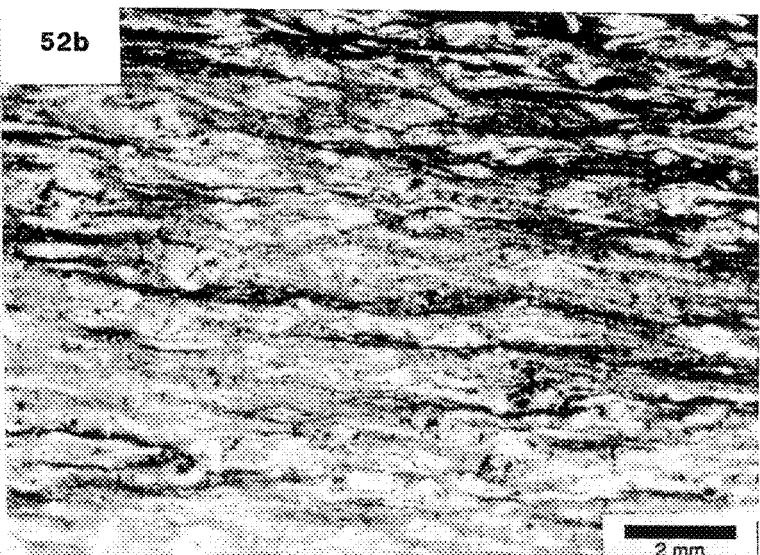
Aucun recouplement n'est donc observé entre les discontinuités de Lyndhurst et de Macamic. La discontinuité de Lyndhurst empêche la propagation du cisaillement dans les unités du Groupe de Kinojévis (Figure 53). Les unités massives du Groupe de Kinojévis constitueraient, en quelque sorte, un mur sur lequel vient buter le cisaillement vers le sud-est. La déformation subséquente semble s'effectuer par la réorientation du cisaillement le long de ce "mur" et par une légère déflexion de la discontinuité de Lyndhurst. Cette déflexion est observable sur les cartes géologiques régionales (voir Figure 7) et semble s'atténuer sur une distance d'environ 25 kilomètres le long de la discontinuité de Lyndhurst, ce qui correspond au rejet de la discontinuité de Macamic évalué à partir de la déflexion du Groupe de Chicobi. Cette réorientation de la discontinuité de Macamic sur la discontinuité de Lyndhurst implique la possibilité que la

Figure 52 - Éléments structuraux à l'est de la jonction entre les discontinuités de Lyndhurst et de Macamic. a) et b) Photomicrographies de la foliation dans une andésite. La déformation apparaît plus importante sur la section représentant le plan horizontal (a) que sur celle représentant un plan subvertical perpendiculaire à la schistosité (b). Nous en déduisons donc un étirement subhorizontal. Lumière naturelle. c) et d) Inclusions rigides asymétriques indiquant un sens de cisaillement dextre dans une andésite. Il s'agit de "boules" d'épidotes et de quartz représentant probablement des coeurs de coussins compétents. La boussole, en d), pointe vers le nord.

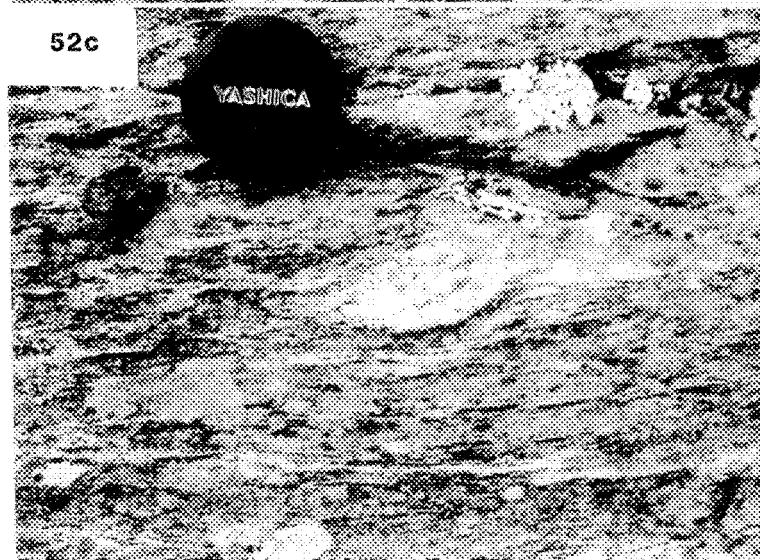
52a



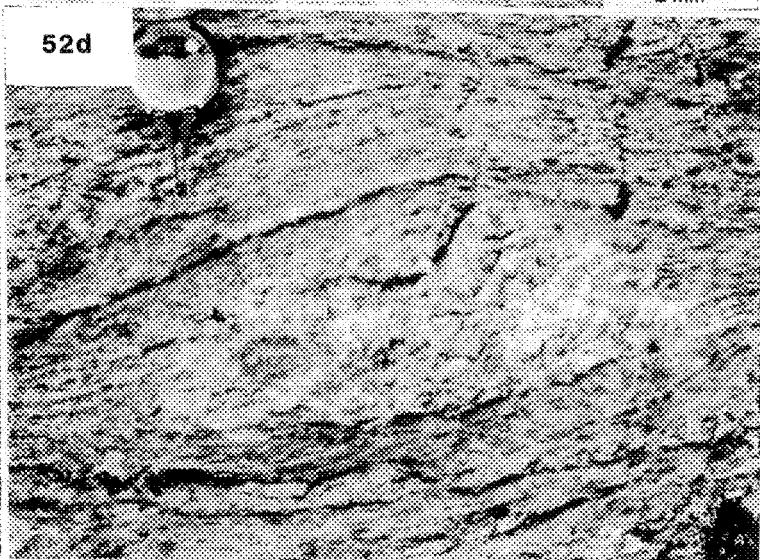
52b



52c



52d



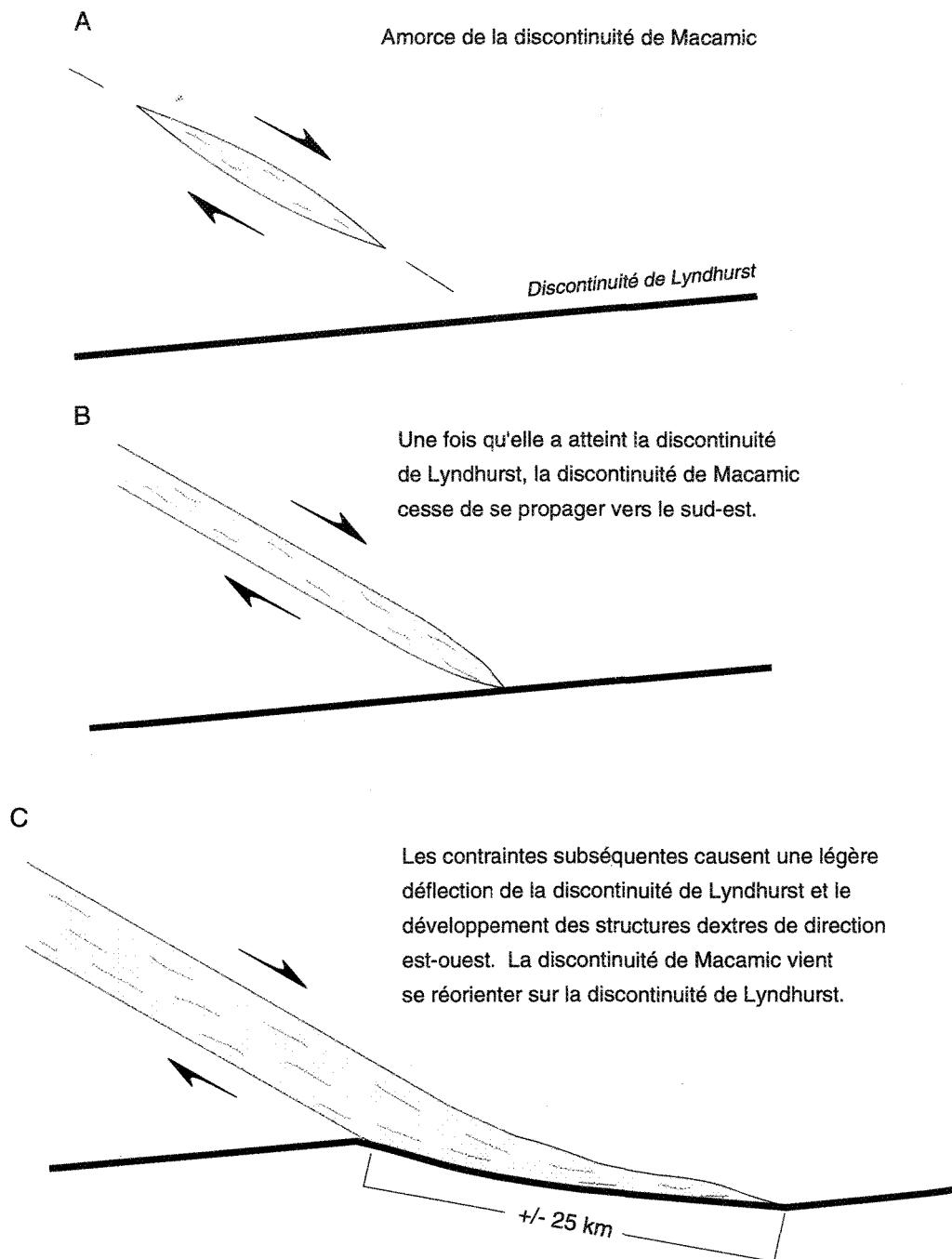


Figure 53 - Diagramme schématique en trois étapes du développement de la discontinuité de Macamic. Ce diagramme n'est pas à l'échelle.

discontinuité de Lyndhurst soit une structure particulièrement profonde, du moins autant que la discontinuité de Macamic.

La réorientation de la discontinuité de Macamic sur la discontinuité de Lyndhurst peut s'expliquer de deux façons. Si la linéation d'étirement est bel et bien subhorizontale, le mouvement dans la zone réorientée est donc subhorizontal et dextre. Cette possibilité implique cependant un problème d'espace important qui nécessite que cette réorientation soit compensée par la présence d'autres failles nord-ouest - sud-est dextres au nord-est de la discontinuité de Macamic. Le réarrangement s'effectuerait donc à l'exemple d'une tablette supportant des livres basculés où les discontinuités nord-ouest - sud-est représentent les contacts entre les livres, et la discontinuité de Lyndhurst représente la tablette. La présence de failles de direction nord-ouest - sud-est, au nord-est de la discontinuité de Macamic, est interprétée sur la carte de Hocq (1990). On observe aussi, dans le secteur d'Amos, au nord-est, une certaine réactivation horizontale dextre des structures est-ouest (Labbé 1993).

Une seconde possibilité est à envisager si la linéation d'étirement n'est pas tout à fait horizontale. Cette linéation a été évaluée à partir d'un duo de lames minces orthogonales. Le fait que la lame horizontale présente une déformation plus forte que la lame verticale n'implique pas nécessairement une linéation horizontale; tout ce que l'on peut conclure de ces lames est que la linéation présente un angle de chute <45°. Si l'angle de chute réel de la linéation dans le plan de schistosité est de 35° par exemple, la réorientation a pu se faire par une réactivation inverse-dextre de la discontinuité de Lyndhurst dans ce secteur.

L'absence d'affleurements vraiment représentatifs de la relation Macamic-Lyndhurst nous empêche donc de documenter plus à fond cette relation. Les deux modèles présentés ici pour expliquer l'amortissement de la discontinuité de Macamic sont possibles et les données disponibles ne nous permettent pas de valider ni l'un, ni l'autre.

4.7 Relations chronologiques

L'analyse structurale de la discontinuité de Macamic démontre le recouplement de cette dernière sur les structures est-ouest (Nord-Chicobi, Normétal), ainsi que sur la déformation régionale, ce qui permet de déterminer qu'il s'agit d'une structure tardive dans l'évolution de l'Abitibi. Il est maintenant important de voir la possibilité de restreindre cette discontinuité à un certain intervalle de temps à partir de sa relation avec des lithologies d'âges connus.

Le meilleur indice de l'âge possible du mouvement le long de la discontinuité de Macamic est probablement sa relation étroite avec le pluton du lac Abitibi. Ce pluton a été daté à 2690 ± 2 Ma (Chown *et al.* 1992). Le métamorphisme de contact autour de ce pluton cause l'apparition de hornblende dans les volcanites mafiques et de biotite dans les sédiments du Groupe de Chicobi. Les sigmoïdes de biotite observés dans les grès déformés du Groupe de Chicobi originent de ce métamorphisme de contact; elles ne s'observent que dans les lames minces du Groupe de Chicobi provenant de la proximité du pluton du lac Abitibi. Lister et Snoke (1984) observent des structures semblables dans des

roches riches en quartz et micas et les interprètent comme étant issues du boudinage et de la microfracturation de micas déjà existants. Cependant, Hanmer et Passchier (1991) soulignent la possibilité que ces micas soient syncinématiques. Dans notre cas, tout porte à croire que les grains de biotite soient d'origine syncinématique. L'aspect corrodé de la bordure des grains de biotite (Figure 50c), ainsi que les nombreuses inclusions de quartz à l'intérieur de ceux-ci, proposent un développement syncinématique. De plus, aucune biotite détritique n'a été observée dans les grès du Groupe de Chicobi situés à l'extérieur de l'auréole de métamorphisme.

Le caractère syncinématique de ces sigmoïdes de biotite démontre la coïncidence de la discontinuité de Macamic et du pluton du lac Abitibi. Cette coïncidence est aussi proposée par la présence, dans la zone de cisaillement, de dykes felsiques boudinés, probablement contemporains au pluton du lac Abitibi. Le boudinage asymétrique de ces dykes démontre qu'ils ont été affectés par la déformation associée à la discontinuité de Macamic; cependant, le faible développement de la foliation, en comparaison aux roches encaissantes, propose que ces dykes n'aient pas été soumis à autant de déformation. Ils se sont probablement injectés durant cette déformation pour ensuite être déformés à leur tour.

La discontinuité de Duvan (voir section 1.5.3 et figure 5) est située à environ 5 kilomètres au sud de la discontinuité de Macamic et ressemble à cette dernière en tous points: forte anisotropie nord-ouest - sud-est, linéation d'étirement directionnelle, indicateurs de sens de cisaillement dextres, etc.. Il est

très probable que ces deux discontinuités se soient développées simultanément. L'intérêt de la discontinuité de Duvan est relié à son prolongement à l'intérieur du pluton du lac Abitibi. Cette partie du pluton montre des traces de déformation, typiques des discontinuités de Duvan et Macamic, sans toutefois contenir de mylonites aussi déformées que les roches volcaniques mafiques encaissantes, ce qui devrait être le cas si la discontinuité lui avait été totalement postérieure. Il est donc possible de proposer que le pluton du lac Abitibi, ou tout au moins certaines phases de ce pluton, se soit mis en place de manière synchrone à l'activité dextre des discontinuités de Duvan et de Macamic.

Ces relations entre la discontinuité de Macamic, le pluton du lac Abitibi et la discontinuité de Duvan permet donc de supposer que ces deux discontinuités nord-ouest - sud-est étaient actives aux alentours de 2690 Ma qui correspond à l'âge du pluton du lac Abitibi.

Mortensen (dans Chown *et al.* 1992) a aussi daté à 2696 +/- 1 Ma une phase granodioritique à hornblende qu'il associe au pluton de Palmarolle. Cette granodiorite à hornblende correspond en réalité au pluton de Colombourg (Rive *et al.* 1990, Verpaelst et Hocq 1991) qui représente une masse plutonique distincte des plutons de Palmarolle et de Poulearès. Chown et Daigneault (1993) interprètent la mise en place du pluton de Colombourg comme contemporaine du mouvement le long des discontinuités de Macamic et de Duvan.

Ces observations suggèrent donc que la discontinuité de Macamic se soit développée sur un intervalle minimum de près de 6 millions d'années de 2696 à

2690 Ma. Cet intervalle correspond à celui proposé pour le mouvement horizontal dextre enregistré le long de la faille de Porcupine-Destor; la datation de porphyres que Mueller *et al.* (1991) associent à l'ouverture de bassins lors du mouvement dextre de cette faille indique un intervalle de 2691 Ma à 2688 Ma (Corfu *et al.* 1989). Nous sommes donc en mesure, à partir de ces informations, de proposer que le mouvement le long de la discontinuité de Macamic, et probablement le mouvement horizontal dextre en général, se soit produit dans un intervalle minimum de 8 millions d'années, de 2688 à 2696 Ma. Aucune observation ne permet d'évaluer la fin de l'activité le long de la discontinuité de Macamic.

4.8 Conclusions

L'analyse structurale de la discontinuité de Macamic fait ressortir beaucoup plus clairement sa nature que dans le cas de la discontinuité de Lyndhurst. La discontinuité de Macamic est une structure majeure de direction nord-ouest - sud-est à laquelle est associé un mouvement horizontal dextre de 25 kilomètres. Elle est sécante à la stratigraphie régionale et n'a, de ce fait, que peu d'incidences sur l'évolution stratigraphique de la région. Il est possible d'évaluer l'activité de la discontinuité de Macamic à un intervalle de temps de 2696 Ma à 2688 Ma environ.

CHAPITRE V

INTERPRÉTATION ET MODÈLES D'ÉVOLUTION

Dans ce chapitre, nous ferons la synthèse des données présentées aux chapitres précédents. Dans un premier temps, nous discuterons de l'interprétation de chacune des deux discontinuités et nous verrons les éléments de comparaison de ces deux discontinuités. Un modèle d'évolution stratigraphique et structural de la région étudiée, basé sur nos observations, sera présenté. Nous verrons, par la suite, comment s'intègrent ces interprétations avec les données du projet LITHOPROBE Abitibi-Grenville et nous discuterons des modèles d'évolution à l'échelle de la Sous-province de l'Abitibi et à l'échelle de la Province du Supérieur.

5.1 Interprétation des deux discontinuités structurales

5.1.1 Discontinuité de Lyndhurst

L'analyse structurale de la discontinuité de Lyndhurst ne permet pas de déterminer sa nature de façon claire et précise. Toutefois, plusieurs observations ont été effectuées et l'interprétation doit tenir compte de ces arguments

- La zone de déformation associée à la discontinuité de Lyndhurst n'est restreinte qu'aux rhyolites altérées, peu compétentes, et aux sédiments, surtout argileux, de la Formation de Loïs. Les roches du Groupe de Kinojévis adjacentes à la discontinuité de Lyndhurst ne sont pas déformées. Dans les rhyolites altérées, aucun indicateur de non-coaxialité n'est observé. La déformation dans ces roches est vraisemblablement coaxiale et favorisée par l'amollissement des rhyolites causé par l'altération en séricite et chlorite.
- Il est possible que toutes les lithologies de la région aient évolué dans un environnement commun et que peu de transport ait été impliqué. Le Groupe de Roquemaure-Stoughton s'est déposé directement sur les rhyolites du Groupe de Hunter Mine. De plus, la source des sédiments de la Formation de Loïs, qui constitue la base du Groupe de Kinojévis, est, selon toute apparence, le Groupe de Hunter Mine situé directement au nord. Il est fort probable que la Formation de Loïs montre des variations latérales importantes et que sa composition soit plutôt apparentée au Groupe de Roquemaure-Stoughton dans l'ouest de la région. L'étude géochimique démontre la possibilité d'un lien de parenté étroit entre le Groupe de Roquemaure-Stoughton et le Groupe de Kinojévis. Il est possible que les laves du Groupe de Kinojévis proviennent du fractionnement d'un magma semblable à celui du Groupe de Roquemaure-Stoughton. De plus, des basaltes tholéïtiques semblables à ceux du Kinojévis sont observés dans le Groupe de Roquemaure-Stoughton. Ce lien chimique est aussi possible entre les

basaltes du Groupe de Kinojévis et les dykes de gabbro qui s'introduisent dans les roches du Groupe de Hunter Mine et du Groupe de Roquemaure-Stoughton. Les basaltes et les gabbros montrent des caractéristiques chimiques très voisines.

- Les polarités stratigraphiques observées dans toutes les lithologies du secteur montrent systématiquement une direction vers le sud. Les unités lithologiques sont toutes subverticales.
- La Formation de Loïs présente plusieurs similitudes à des roches sédimentaires déposées, en milieu marin profond, le long d'escarpements prononcés comme des failles normales (Leduc et Dimroth 1985; Choe et Chough 1988; Ineson 1989) ou transformantes (Barany et Karson 1989). Le faciès de brèche grossière souvent observé à la base de ces unités est absent dans la section de la Formation de Loïs observée. Cependant, le contact inférieur de la séquence sédimentaire, avec le Groupe de Hunter Mine, est particulièrement déformé et il est probable qu'il y ait eu troncature d'une partie de la séquence.
- Les isogrades de métamorphisme traversent le discontinuité de Lyndhurst de façon continue (Powell *et al.* 1992). Ceci implique que le métamorphisme soit postérieur à un éventuel mouvement ou que ce mouvement soit minime.

Comme le contact entre le Groupe de Hunter Mine et le Groupe de Roquemaure-Stoughton est tronqué par la discontinuité de Lyndhurst, la possibilité d'un empilement concordant du Groupe de Hunter Mine au Groupe de Kinojévis est écartée. De plus, comme les linéations d'étirement observées en marge de la discontinuité de Lyndhurst sont en composante pendage, nous excluons la possibilité d'une faille de décrochement. Le concept de transpression (Harland 1971; Sanderson et Marchini 1984) permet d'expliquer la présence de linéations d'étirement subverticales en milieu de décrochement. Cependant, les zones de transpression montrent de fortes déformations et des évidences de mouvement latéral (Hudleston *et al.* 1988; Borradaile *et al.* 1988; Lafrance 1989), ce qui n'est pas le cas pour la discontinuité de Lyndhurst.

Plusieurs autres possibilités s'offrent pour expliquer la discontinuité de Lyndhurst. Dans les lignes qui suivent nous tenterons d'évaluer chacune de ces possibilités. Les principaux arguments pour et contre chacune des possibilités sont listés dans le tableau 7.

Il faut considérer la possibilité d'une discordance d'érosion dans l'interprétation de la discontinuité de Lyndhurst. Le contact Hunter Mine - Roquemaure-Stoughton est tronqué par la discontinuité et cette dernière est soulignée par une bande de roches sédimentaires. Les polarités systématiquement vers le sud concordent parfaitement avec cette possibilité. Cependant, aucune indication que le système volcanique ait fait émergence n'a été observée. Les unités du Groupe de Hunter Mine et du Groupe de Roquemaure-Stoughton se sont développées en milieu immergé, tout comme celles du Groupe de Kinojévis.

Tableau 7: Évaluation des différentes possibilités pour expliquer la discontinuité de Lyndhurst.

	POUR	CONTRE
Discordance	<ul style="list-style-type: none"> - recoupe le contact Hunter Mine - Roquemaure-Stoughton - polarités stratigraphiques concordantes 	<ul style="list-style-type: none"> - aucune évidence d'émergence du système - nature des sédiments de la Formation de Loïs
Faillle normale	<ul style="list-style-type: none"> - recoupe le contact Hunter Mine - Roquemaure-Stoughton - nature des sédiments de la Formation de Loïs - source des sédiments de la Formation de Loïs 	<ul style="list-style-type: none"> - absence de brèches à la base de la Fm de Loïs
Chevauchement nord vers sud	<ul style="list-style-type: none"> - style invoqué en général pour les failles est-ouest 	<ul style="list-style-type: none"> - polarités ne concordent pas à un style de plats et rampes - déformation coaxiale dans le Groupe de Hunter Mine - absence de déformation dans Roquemaure-Stoughton et Kinojévis
Chevauchement sud vers nord	<ul style="list-style-type: none"> - polarités concordent à un style de plats et rampes - glissement possible à la base de la Fm de Loïs 	<ul style="list-style-type: none"> - plissement antérieur rendant improbable le développement de plats et rampes - déformation coaxiale dans le Groupe de Hunter Mine - absence de déformation dans Roquemaure-Stoughton et Kinojévis
Faille inverse postérieure au plissement	<ul style="list-style-type: none"> - glissement possible à la base de la Fm de Loïs - polarités concordent 	<ul style="list-style-type: none"> - n'explique pas la présence de la Fm de Loïs

Il est difficile d'expliquer une érosion aussi importante que celle qui aurait causé le recouplement du contact Hunter Mine - Roquemaure-Stoughton sans invoquer l'émergence de ces unités. L'anticlinal du lac Abitibi, tout comme le synclinal d'Abijévis, est associé à la première phase de déformation dans ce secteur (Dimroth *et al.* 1983a; Chown *et al.* 1992). Il n'y a aucune évidence de plissement des roches des groupes de Hunter Mine et de Roquemaure-Stoughton antérieurement à ces plis, et par le fait même, antérieurement à la formation du Groupe de Kinojévis. Il est donc peu probable que les unités du Hunter Mine et du Roquemaure-Stoughton aient pu être plissées puis érodées et recouvertes par le Groupe de Kinojévis. De plus, les sédiments de la Formation de Loïs témoignent d'un milieu de sédimentation marin (horizons épais d'argilite) et d'une source proximale (mauvais arrondi des fragments dans les conglomérats), ce qui concorde mal avec un milieu d'érosion sub-aérien. Enfin dans les cas d'une telle érosion, on devrait s'attendre à observer des conglomérats de base et de plus grandes épaisseurs de sédiments. La possibilité d'une discordance d'érosion semble donc difficile à envisager pour expliquer la discontinuité de Lyndhurst.

Le recouplement du contact Hunter Mine - Roquemaure-Stoughton par la discontinuité de Lyndhurst peut aussi s'expliquer par l'action d'une faille normale. La Formation de Loïs montre plusieurs similitudes avec des sédiments déposés en marge de failles abruptes. Ces roches peuvent représenter un prisme sédimentaire qui s'est développé dans le bassin formé par l'affaissement du bloc sud le long de la discontinuité de Lyndhurst. Ces sédiments ont par la suite été recouverts par les basaltes du Groupe de Kinojévis. La formation du bassin bordé au nord par la discontinuité de Lyndhurst impliquerait alors un environnement en extension

favorable au développement d'une chambre magmatique pouvant contribuer au fractionnement du magma komatiïtique vers un magma tholéïtique. Cependant, la Formation de Loïs, quoique similaire aux roches sédimentaires en marge de reliefs marins importants, ne présente pas de brèches grossières à sa base qui sont caractéristiques de ces environnements de sédimentation. De plus, l'interprétation de la discontinuité de Lyndhurst par une faille normale synvolcanique au Groupe de Kinojévis explique mal l'attitude des lithologies observées. Les failles normales forment, par définition, des angles importants avec les lithologies qu'elles recoupent, à moins que ces dernières ne soient préalablement plissées. La discontinuité de Lyndhurst telle qu'elle se retrouve aujourd'hui, forme un angle faible avec les lithologies observées en sa bordure; ceci peut cependant être l'effet d'un plissement subséquent. La présence d'une faille normale synvolcanique au Groupe de Kinojévis est une interprétation intéressante pour la discontinuité de Lyndhurst mais qui ne peut expliquer à elle seule toutes les observations relevées.

La possibilité d'une faille de chevauchement le long de la discontinuité de Lyndhurst doit aussi être considérée, d'autant plus que ce type de structure est de plus en plus invoqué en Abitibi (Hocq 1990; Chown *et al.* 1992; Lacroix et Sawyer 1992). Dans les orogènes plus récents, ces failles jouent un rôle prépondérant. Certaines failles de chevauchement sont associées à de fortes zones de déformation (Labbé et St-Julien 1989; Tremblay *et al.* 1989); ces dernières ont généralement une attitude abrupte et se superposent sur une phase de plissement précoce. La déformation coaxiale observée dans les rhyolites altérées du Groupe de Hunter Mine et l'absence de déformation dans les autres roches en bordure de la

discontinuité de Lyndhurst est difficile à concilier avec de telles failles. Par contre, d'autres failles de chevauchement se développent le long de structures subparallèles aux contacts lithologiques primaires et accommodent de grandes quantités de mouvement sans qu'il n'y ait nécessairement développement de larges zones de déformation intense (Boyer et Elliott 1982; Coney 1989). Ces failles ont une attitude subhorizontale et se développent préférentiellement à la base d'unités lithologiques relativement peu compétentes. Les résultats de l'analyse structurale reliée à la discontinuité de Lyndhurst pourraient plus facilement être conciliés à ce type de structure. La base de la Formation de Loïs, observée dans le forage, est constituée d'une argilite graphiteuse très perturbée qui représenterait un horizon favorable à l'action d'une faille. La présence d'une faille de chevauchement, sans zone de déformation importante, au contact entre les rhyolites du Groupe de Hunter Mine et l'argilite de base de la Formation de Loïs, est une possibilité qu'il faut considérer pour la nature de la discontinuité de Lyndhurst.

Les failles de chevauchement interprétées en Abitibi accusent des mouvements du nord vers le sud (Chown *et al.* 1992; Lacroix et Sawyer 1992; Daigneault *et al.* 1992). Si la discontinuité de Lyndhurst est une faille à l'origine horizontale et sans zone de déformation associée, il est peu probable que le mouvement le long de cette faille se soit effectué du nord vers le sud. La surface de décollement qui aurait été utilisée, dans ce cas, est l'horizon d'argilite à la base de la Formation de Loïs qui est situé sous le Groupe de Kinojévis. Ce ne peut donc pas être les roches des groupes de Hunter Mine et de Roquemaure-Stoughton qui chevauchent la Formation de Loïs et le Groupe de Kinojévis mais plutôt l'inverse si

cet horizon d'argilite est utilisé. De plus, la constance de polarités vers le sud pour toutes ces roches vient plutôt appuyer la possibilité d'une faille de chevauchement subhorizontale et parallèle aux contacts lithologiques dont le mouvement général s'effectue du sud vers le nord. Ces arguments sont valables à moins que toutes les unités aient été préalablement renversées par de grands plis couchés, ce qui est peu probable vu que les roches de la région en général sont peu déformées et que ce style de plissement n'est pas reconnu ailleurs en Abitibi. Un mouvement de chevauchement subhorizontal le long de la discontinuité de Lyndhurst serait donc plus probablement du sud vers le nord.

Le modèle d'évolution de Chown *et al.* (1992) fait intervenir une phase de plissement antérieure aux failles de chevauchements, qui est représentée dans la région d'étude par l'anticlinal du lac Abitibi et le synclinal d'Abijévis. Comme ce plissement a verticalisé les unités lithologiques préalablement au chevauchement, il est peu probable que la discontinuité de Lyndhurst puisse représenter un chevauchement subhorizontal, du sud vers le nord, sans zone de déformation associée. Il serait, cependant, toujours possible, mais peu probable, que ce chevauchement ait pu avoir lieu avant le plissement régional; aucun chevauchement précoce de ce type n'a encore été documenté en Abitibi.

Une dernière possibilité à considérer pour expliquer la discontinuité de Lyndhurst est celle d'une faille inverse. Il est fort probable que, suite à la verticalisation des unités par les plis régionaux, un mouvement inverse ait été accommodé, au niveau de l'argilite constituant la base de la Formation de Loïs, sans qu'il y ait toutefois développement d'une déformation non coaxiale dans les unités

altérées du Groupe de Hunter Mine. La déformation coaxiale observée pourrait alors être associée à la période de plissement. Le pendage abrupt vers le sud de la discontinuité de Lyndhurst, qui est subparallèle aux couches de la Formation de Loïs et du Groupe de Kinojévis, ainsi que les polarités vers le sud appuient fortement la possibilité d'une faille inverse avec remontée du bloc sud sur le bloc nord. Cette interprétation n'explique toutefois pas la présence de la Formation de Loïs à la base du Groupe de Kinojévis dans ce secteur.

Le modèle favorisé pour expliquer la discontinuité de Lyndhurst est le suivant: la discontinuité de Lyndhurst représente une faille normale contemporaine à la mise en place des basaltes du Groupe de Kinojévis, qui a été réactivée en mouvement inverse, du sud vers le nord, lors d'un événement orogénique subséquent. L'aspect chaotique des conglomérats de la Formation de Loïs a nécessité la présence d'un relief important postérieur au Groupe de Roquemaure-Stoughton car les sédiments recoupent le contact Hunter Mine - Roquemaure-Stoughton. On doit donc invoquer la présence d'une faille normale qui constitue la limite nord du bassin sédimentaire. Cependant, la présence d'un mouvement inverse est nécessaire pour expliquer les différents styles structuraux observés de part et d'autre de la discontinuité de Lyndhurst. Ce mouvement ne semble pas avoir été assez important pour laisser l'empreinte d'une déformation non coaxiale dans les unités peu compétentes du Groupe de Hunter Mine. Un mouvement de réajustement le long de la discontinuité de Lyndhurst, lors de la déformation régionale, a pu oblitérer en partie la séquence sédimentaire de la Formation de Loïs. Il est donc possible d'expliquer l'absence d'une brèche sédimentaire, que l'on s'attendrait à observer à la base d'une telle séquence, par un

tel mouvement de réajustement. La base de la Formation de Loïs, telle qu'elle a été observée, correspond à un niveau d'argilite très perturbée et foliée. Il est probable qu'un tel niveau soit utilisé, préférentiellement à un niveau conglomératique, comme surface de décollement lors du raccourcissement.

À l'est de son point de rencontre avec la discontinuité de Macamic, la discontinuité de Lyndhurst a aussi été réactivée de façon horizontale dextre. Cette réactivation horizontale dextre n'a probablement pas eu lieu à l'ouest car les linéations observées sont en composante pendage. De plus, comme le mouvement général dextre est postérieur au métamorphisme, ce qui est bien illustré par le bris des isogrades le long de la faille de Destor-Porcupine (Powell *et al.* 1992), la continuité des isogrades de part et d'autre de la discontinuité de Lyndhurst indique l'absence de mouvement horizontal dans ce secteur.

Cette idée de réactivation de faille normale a été invoquée pour d'autres discontinuités est-ouest (Dimroth *et al.* 1982; Hodgson et Hamilton 1989). Les failles de Porcupine-Destor et de Cadillac sont interprétées comme des failles normales réactivées en mouvement inverse par la suite. Les structures associées au mouvement inverse, dans ces cas, sont beaucoup plus importantes que celles observées dans la zone de déformation de Lyndhurst; les failles de Porcupine-Destor et de Cadillac présentent des structures issues de déformations très intenses et complexes. Il n'est donc pas impossible que d'autres structures est-ouest représentent aussi des structures synvolcaniques ou synsédimentaires réactivées. La plupart de ces discontinuités correspondent d'ailleurs à des contacts stratigraphiques importants.

5.1.2 Discontinuité de Macamic

L'interprétation de la discontinuité de Macamic n'est pas si complexe que celle de la discontinuité de Lyndhurst. La zone de cisaillement de la discontinuité de Macamic présente des éléments structuraux que l'on associe indubitablement à un décrochement dextre. Ce mouvement dextre le long de la discontinuité de Macamic est évalué à 25 kilomètres. Le recouplement de la discontinuité de Macamic sur les structures est-ouest et sur la déformation régionale permet de l'interpréter comme une structure tardive dans l'évolution structurale de l'Abitibi et sécante au grain stratigraphique régional.

5.2 Comparaisons entre les discontinuités de Lyndhurst et de Macamic

Les deux discontinuités structurales étudiées possèdent des caractéristiques qui leur sont propres (tableau 8). Il est bien clair que les discontinuités de Lyndhurst et de Macamic sont très différentes l'une de l'autre; en fait, la seule caractéristique que semble se partager les deux structures est leur extension régionale qui est de plus d'une centaine de kilomètres.

La discontinuité de Lyndhurst représente un contact stratigraphique important dans l'évolution de l'Abitibi. Malgré qu'elle recoupe le contact Hunter Mine - Roquemaure-Stoughton, elle constitue la limite nord du Groupe de Kinjévis et elle est intimement associée à la bande sédimentaire de la Formation de Loïs. Par contre, la discontinuité de Macamic recoupe le grain stratigraphique

Tableau 8: Comparaisons entre les discontinuités de Lyndhurst et Macamic

	LYNDHURST	MACAMIC
Orientation	- est-ouest	- nord-ouest - sud est
Extension	- d'importance régionale - plus de 100 kilomètres	- d'importance régionale - plus de 130 kilomètres
Relation avec la stratigraphie	- constitue un contact stratigraphique important - marque le contact entre des unités différentes - soulignée par une bande de roches sédimentaires	- recoupe les unités stratigraphiques - déplace les contacts stratigraphiques
Zone de déformation	- restreinte à un segment d'une trentaine de kilomètres à l'intérieur des rhyolites altérées du Hunter Mine	- constitue la totalité de la discontinuité
Linéation d'étirement	- mal développée - en composante pendage	- très bien développée - directionnelle
Déformation	- ne semble pas très importante; parfois absente - n'affecte que les unités altérées qui sont peu compétentes - la déformation observée est coaxiale	- forte déformation ductile - déformation non coaxiale
Indicateurs de sens du cisaillement	- aucun	- observés aux échelles mésoscopique, microscopique et macroscopique - asymétrie dextre cohérente sur toute la discontinuité
Nature de la discontinuité	- difficile à déterminer - interprétée comme une faille normale réactivée - dans ce cas, structure synvolcanique réactivée	- faille de décrochement dextre - structure orogénique
Âge	- probablement synchrone au volcanisme du Kinojévis - ≈ 2718 Ma ou un peu plus vieux	- synchrone au plutonisme - active de 2696 à 2688 Ma

régional. Elle déplace même certains contacts, comme par exemple, la bande sédimentaire du Groupe de Chicobi.

La zone de déformation associée à la discontinuité de Lyndhurst est restreinte à un segment d'une vingtaine de kilomètres, à l'intérieur des unités du Groupe de Hunter Mine. À l'extérieur de ce segment, aucune déformation significative n'est observée. Les rhyolites déformées montrent des contenus anomaliques en phyllosilicates issus vraisemblablement d'une altération hydrothermale volcanogène. Ces phyllosilicates favorisent une forte anisotropie de la roche, qui se développe malgré une déformation de faible magnitude. La linéation d'étirement subverticale est aussi mal développée. Ces rhyolites montrent des structures symétriques représentatives d'une déformation coaxiale. La discontinuité de Macamic, quant à elle, est associée à une importante déformation ductile n'ayant pas nécessité un épisode d'altération préalable. Les fabriques structurales, tout comme la linéation d'étirement subhorizontale, sont très bien développées sur toute la longueur de la discontinuité et sont issues d'une déformation non coaxiale. Plusieurs indicateurs de sens de cisaillement, représentés à différentes échelles d'observation, témoignent d'une asymétrie dextre cohérente sur toute la discontinuité.

La discontinuité de Macamic est une importante zone de cisaillement à mouvement subhorizontal dextre. L'ordre de grandeur de ce mouvement est de 25 kilomètres. La discontinuité de Macamic est contemporaine au plutonisme des intrusions du lac Abitibi et de Colombourg dont les âges respectifs sont évalués à 2690 Ma et 2696 Ma. Pour sa part, la nature de la discontinuité de Lyndhurst est

plus difficile à déterminer. Elle est interprétée comme une faille normale synvolcanique au Groupe de Kinojévis et réactivée lors de la déformation régionale. Son mouvement normal s'est effectué entre 2730 et 2718 Ma qui correspond à l'âge respectif du Groupe de Hunter Mine situé au nord de la discontinuité, et du Groupe de Kinojévis situé au sud. Il est probable que ce mouvement soit légèrement plus vieux que 2718 Ma.

La discontinuité de Macamic est, à première vue, bien représentative des autres discontinuités nord-ouest - sud-est. Les discontinuités d'Uniacke (Daigneault et Labbé 1992) dans le secteur de Senneterre, et de Cameron (Daigneault et Archambault 1990) au nord de Lebel-sur-Quévillon, présentent des caractéristiques identiques à la discontinuité de Macamic: fortes anisotropies subverticales associées à une linéation d'étirement directionnelle et indicateurs de sens de mouvement dextre. Par contre, il est difficile de conclure que la discontinuité de Lyndhurst soit représentative des autres discontinuités est-ouest. Celles-ci sont généralement associées à des zones de cisaillement beaucoup plus importantes que dans le cas de Lyndhurst. Cependant, il est possible que la plupart de ces discontinuités est-ouest aient hérité du même caractère synvolcanique ou synsédimentaire, mais que la réactivation ait été plus intense et que ces caractères primaires aient été totalement oblitérés.

5.3 Évolution stratigraphique et structurale de la région

Un modèle d'évolution stratigraphique et structurale, en quatre étapes, est proposé pour la région d'étude, à partir des interprétations effectuées au début de

ce chapitre. La figure 54 présente de façon schématique ces quatre étapes d'évolution. Comme la relation entre la discontinuité de Lyndhurst et la discontinuité de Macamic demeure obscure, et pour mieux illustrer la superposition du Groupe de Roquemaure-Stoughton sur le Groupe de Hunter Mine, une vue vers l'est à été choisie pour l'élaboration des blocs diagrammes

Étape 1 (Figure 54a)

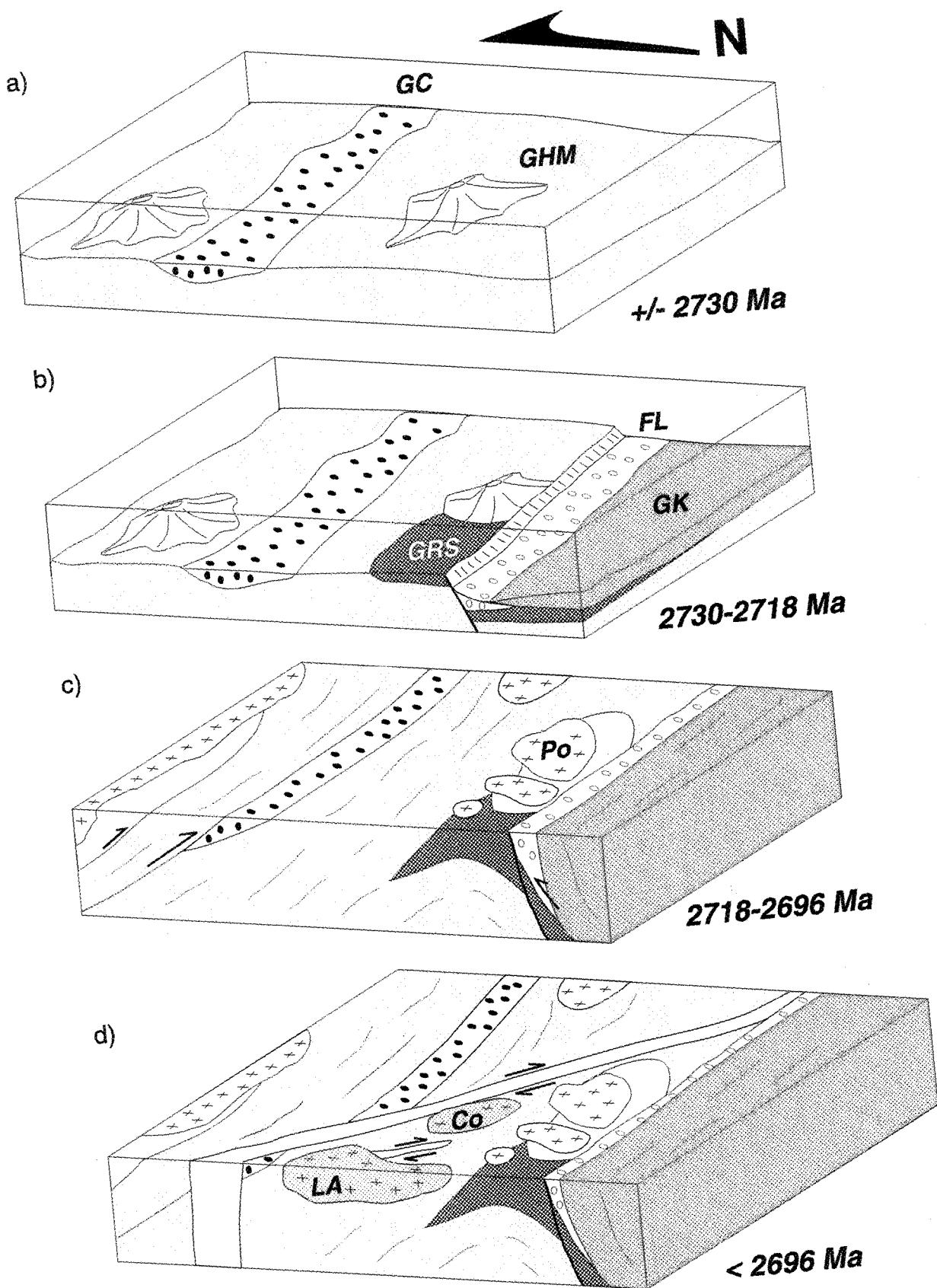
Des centres volcaniques felsiques (Hunter Mine et Normétal) se sont édifiés sur des unités mafiques représentant un arc volcanique immature (Chown *et al.* 1992) il y a environ 2730 Ma. Le centre felsique de Hunter Mine est le site d'une activité hydrothermale volcanogène causant l'altération des rhyolites en séricite et chlorite. L'altération des rhyolites se fait par le biais de plusieurs centres exhalatifs localisés sur une ou des structures synvolcaniques de direction (actuelle) est-ouest.

Les débris volcanoclastiques issus des centres volcaniques felsiques s'accumulent à l'intérieur de bassins longitudinaux intra-arc (Mueller et Donaldson 1992b) pour former des séquences de turbidites (Groupe de Chicobi).

Étape 2 (Figure 54b)

Par la suite, un second cycle de volcanisme est initié par l'épanchement de laves komatiitiques (Groupe de Roquemaure-Stoughton). Ce volcanisme est fissural (Dimroth *et al.* 1982) et probablement localisé au sud-ouest de l'édifice du

Figure 54 - Représentation schématique de l'évolution tectonique de la région d'étude en quatres étapes. a) Édification de centres volcaniques felsiques et formation de bassins sédimentaires sur un arc magmatique immature. b) Extension synvolcanique causant le développement d'un bassin volcano-sédimentaire en marge d'une faille normale. c) Raccourcissement nord-sud et développement de plis, de failles inverses et de chevauchements. d) Développement de zones de cisaillement dextres de direction nord-ouest - sud-est. **GHM**=Groupe de Hunter Mine, **GC**=Groupe de Chicobi, **GRS**=Groupe de Roquemaure-Stoughton, **FL**=Formation de Loïs, **GK**=Groupe de Kinojévis, **Po**=pluton de Pouleariès, **Co**=pluton de Colombourg et **LA**=pluton du lac Abitibi.



Groupe de Hunter Mine. Ces komatiites recouvrent en partie le Groupe de Hunter Mine; ce contact est concordant. Ce deuxième cycle de volcanisme s'accompagne d'une extension dans la croûte causant le développement d'une faille normale (discontinuité de Lyndhurst) recouvrant les unités du Groupe de Hunter Mine et celle du Groupe de Roquemaure-Stoughton. Il est possible que cette faille ait réutilisé des structures synvolcaniques, ce qui expliquerait le parallélisme entre la zone d'altération volcanogène et la discontinuité de Lyndhurst.

Le bassin formé lors de l'effondrement de la faille normale se remplit, au nord, par l'apport de sédiments provenant du haut de l'escarpement (Formation de Loïs), et au sud, par l'épanchement de laves de composition tholéïtique (Groupe de Kinojévis). Ces laves sont probablement comagmatiques aux laves komatiitiques. L'extension a pu favoriser le développement d'une chambre magmatique où le magma s'est partiellement fractionné pour évoluer vers une composition tholéïtique. Il n'est pas impossible que le Groupe de Kinojévis ait complètement recouvert le Groupe de Hunter Mine; les dykes de gabbro observés dans les rhyolites et dans les komatiites du Groupe de Roquemaure-Stoughton auraient alors pu servir de conduits nourriciers. Comme des niveaux felsiques du Groupe de Kinojévis sont datés à 2718 Ma, on peut donc déduire que ces événements se sont produits entre 2730 et 2718 Ma.

Étape 3 (Figure 54c)

L'ensemble de la région est soumis à un raccourcissement nord-sud. Ceci entraîne dans un premier temps le développement de plis régionaux (anticlinal du

lac Abitibi et synclinal d'Abijévis). Les strates de part et d'autre de la discontinuité de Lyndhurst sont alors amenées dans une position abrupte à subverticale. Comme ces plis régionaux sont orientés est-ouest, donc subparallèles à la discontinuité de Lyndhurst, cette dernière n'est pas plissée. Elle peut cependant agir comme surface de décollement locale pour accomoder le plissement et de ce fait, être amenée dans une position plus abrupte. Ce plissement peut s'accompagner du développement, à divers degrés d'intensité, d'une fabrique régionale de direction est-ouest associée à une linéation d'étirement en composante pendage. Par la suite, le raccourcissement entraîne le développement de failles de chevauchement et de failles inverses, aussi de direction est-ouest. Le régime tectonique général est alors en chevauchement du nord vers le sud. Cependant, la position particulière de la discontinuité de Lyndhurst (abruptement pentée vers le sud) fait en sorte que celle-ci soit réactivée en mouvement inverse du sud vers le nord. Ce mouvement n'a toutefois pas induit d'asymétrie structurale dans les rhyolites altérées et peu compétentes du Groupe de Hunter Mine qui présentent une déformation coaxiale. Aucun paramètre, dans la région d'étude, ne nous permet de déterminer de façon précise l'intervalle de temps où a eu lieu ce raccourcissement. Il se situe à quelque part entre 2718 Ma qui est l'âge du Groupe de Kinojévis qui est affecté par ce raccourcissement, et 2696 Ma qui est l'âge du platon de Colombourg qui est contemporain aux structures nord-ouest - sud-est recoupant les éléments structuraux est-ouest formés lors de ce raccourcissement.

Étape 4 (Figure 54d)

La région est soumise à un régime de décrochement dextre, imputable à une convergence oblique, causant le développement de zones de cisaillement nord-ouest - sud-est à mouvement directionnel dextre (discontinuité de Macamic et discontinuité de Duvan). Ces zones de déformation recoupent les structures antérieures, sauf pour la discontinuité de Lyndhurst qui bloque la progression de la discontinuité de Macamic et qui la réoriente localement vers une direction est-ouest. L'intrusion de plutons syntectoniques (lac Abitibi et Colombour) à ces décrochements dextres permet de positionner ces structures dans un intervalle de temps de 2696 à 2690 Ma.

5.4 Comparaisons avec les données du projet LITHOPROBE

Les données séismiques du projet LITHOPROBE permettent de supposer que les roches de la zone volcanique nord de l'Abitibi chevauchent celles de la zone volcanique sud. La limite entre ces deux zones, c'est-à-dire le chevauchement principal, correspond probablement à la faille de Manneville qui est recoupée, à l'ouest, par la faille de Porcupine-Destor (Daigneault *et al.* 1992). Les autres failles interprétées comme des chevauchements (Nord-Chicobi, Normétal) viennent s'enraciner dans cette structure. La zone volcanique nord peut donc être considérée comme un ensemble tectonique relativement homogène, chevauché sur la zone sud et affecté à son tour par des failles de chevauchement ou des failles inverses. Les failles Nord-Chicobi et Normétal sont possiblement des structures

précoces (contacts lithologiques, discordances, failles synvolcaniques) qui ont été réactivées lors de l'orogenèse.

Les profils ne donnent aucun renseignement sur la discontinuité de Lyndhurst. La ligne 25 (Figure 9) se termine, au sud, dans le pluton du lac Abitibi, donc au nord de Lyndhurst, tandis que les lignes suivantes (12 et 14) ne la recoupent pas. L'interprétation de failles de chevauchement que l'on fait des différents profils semble contradictoire avec les observations de terrain et l'interprétation, présentée ici, de la discontinuité de Lyndhurst. La discontinuité de Lyndhurst nous apparaît beaucoup plus comme une faille normale synvolcanique réactivée. Toutefois, l'interprétation d'un ensemble tectonique en chevauchement n'exclut pas automatiquement cette possibilité. Il est fort possible que le caractère synvolcanique de cette structure ait préférablement été conservé. Ceci peut être dû à un pendage abrupt vers le sud, alors suborthogonal au transport, qui a pu offrir une résistance plus grande à la réactivation lors des mouvements tectoniques. On peut penser que les failles de chevauchement internes, comme la faille Nord-Chicobi, aient pu correspondre à des contacts lithologiques, ou des discordances, subhorizontales ou faiblement inclinées vers le nord, et, de ce fait, plus propices à une réactivation lors du chevauchement de l'ensemble.

Le profil 27 (Figure 12) renseigne sur le fait que la discontinuité de Macamic ne se poursuit pas à une profondeur supérieure à 9 kilomètres. Cette structure de décrochement est donc restreinte à l'ensemble chevauchant (zone volcanique nord) et ne correspond pas à une structure profonde. Le mouvement le

long de la discontinuité de Macamic est postérieur au chevauchement. Il est donc probable qu'une partie de la zone de décollement (réflecteur principal) ait été réactivée lors du mouvement dans la zone de Macamic et dans les autres zones de décrochement dextre. Il est probable que la discontinuité de Lyndhurst soit aussi une structure aussi profonde que le décollement principal. Ceci expliquerait donc le fait que la discontinuité de Macamic puisse venir se buter sur celle de Lyndhurst sans la recouper.

5.5 Discussion

L'évolution structurale du secteur d'étude, telle que discutée à la section 5.3, se caractérise par: 1) le développement d'un arc volcanique immature sur lequel se superposent quelques centres felsiques (zone volcanique nord), 2) l'ouverture d'un bassin bordé par des failles normales, où se déposent les roches de la Formation de Loïs et du Groupe de Kinojévis, 3) plissement et réactivation probable des anisotropies primaires dans un régime de chevauchement vers le sud, et 4) décrochement dextre causant le développement de failles à rejet horizontal, sécantes aux contacts lithologiques et aux structures antérieures. Il est maintenant intéressant de voir les relations entre ces interprétations et les modèles proposés.

Dimroth *et al.* (1982; 1983a; 1983b) proposent un modèle d'évolution pour la partie sud de la Sous-province de l'Abitibi où des centres volcaniques évolués se superposent à des plaines de lave mafique. Dans ce modèle, les principales structures est-ouest (faille de Cadillac et faille de Duparquet-Destor) sont des

failles d'extension synvolcaniques ou synsédimentaires qui jouent un rôle important sur le contrôle stratigraphique du secteur. Ces failles sont réactivées sous forme de chevauchement lors d'une compression nord-sud subséquente et les portions nord-ouest - sud-est des failles accommodent des mouvements latéraux dextres. Le caractère synvolcanique de la discontinuité de Lyndhurst s'insère bien dans ce modèle malgré le fait que peu d'importance y ait été accordée. Le plissement des unités, le réajustement le long de la discontinuité de Lyndhurst, de même que le décrochement le long de la discontinuité de Macamic, auraient pu s'effectuer lors de la compression nord-sud invoquée dans ce modèle.

Le modèle proposé par Ludden *et al.* (1986) implique la présence d'un bassin synvolcanique d'extension qu'ils situent en milieu arrière-arc et dont la marge nord est localisée le long de la faille du lac Chicobi (au sud du Groupe de Chicobi, Hubert et Marquis 1989). Cette faille marque le contact entre deux zones volcaniques montrant des caractéristiques distinctes. L'ouverture de ce bassin est contemporaine à la déformation de la zone volcanique nord et est contrôlée par un mouvement global de décrochement senestre (*wrench faulting*) qui cause aussi le développement de failles et de bassins sédimentaires nord-ouest - sud-est. Finalement, une compression nord-sud provoque du chevauchement le long de failles est-ouest.

Comme les caractéristiques des roches du Groupe de Hunter Mine situées entre la faille du lac Chicobi et la discontinuité de Lyndhurst sont proches de celles de la zone nord de Ludden *et al.* (1986), le contact entre leurs deux zones pourrait être ramené à la discontinuité de Lyndhurst. Les résultats de notre analyse

structurale viendraient alors appuyer leur interprétation d'une faille en extension. Les mouvements de chevauchement des grandes discontinuités, qu'ils attribuent à des déformations subséquentes, sont observés le long des discontinuités de Normétal et Nord-Chicobi, mais pas le long de la discontinuité de Lyndhurst. Il n'y a pas, non plus, d'évidence indiquant que le bassin en extension se serait développé par rifting associé à des mouvements sénestres de décrochement. Les relations que l'on observe entre la discontinuité de Macamic et les structures régionales démontrent de façon claire que les discontinuités nord-ouest - sud-est sont issues d'un événement tardif dans l'évolution structurale de l'Abitibi, et non d'un événement précoce comme ce semble en être l'interprétation dans ce modèle.

Chown *et al.* (1992) proposent un modèle où la zone volcanique nord de l'Abitibi constitue un arc immature parsemé de centres felsiques contemporains. Les discontinuités est-ouest sont interprétées comme des failles de chevauchement ou des failles inverses qui ne délimitent toutefois pas des terranes d'origines distinctes. Les discontinuités nord-ouest - sud-est sont issues d'une convergence oblique postérieure aux failles est-ouest, ce qui correspond bien aux observations effectuées sur la discontinuité de Macamic. Chown *et al.* (1992) laissent sou entendre la possibilité que la limite entre les deux zones volcaniques soit la discontinuité de Lyndhurst. Notre interprétation de cette structure est difficilement conciliable à cette possibilité. La limite entre la zone volcanique nord et la zone volcanique sud de l'Abitibi, est plus probablement associée à la faille de Manneville. L'hypothèse de la faille de Manneville comme limite entre les deux zones est envisagée par les mêmes auteurs à l'intérieur d'un article subséquent (Daigneault *et al.* 1992).

Les différents modèles évolutifs pour la Province du Supérieur et ses sous-provinces font intervenir des environnements comparables à ceux des arcs actuels. Les sous-provinces de type volcano-plutonique correspondent au volcanisme d'arc, tandis que les sous-provinces de type sédimentaire sont associées aux prismes d'accrétion (Hoffman 1989; Card 1990). Le rôle principal des failles dans ces modèles est surtout de délimiter les différents terrains (sous-provinces); le rôle des discontinuités est-ouest internes aux sous-provinces, comme celles de Lyndhurst, Normétal et Nord-Chicobi pour l'Abitibi, est peu documenté, et les failles nord-ouest - sud-est à déplacement subhorizontal semblent restreintes aux sous-provinces de l'Abitibi et de Sachigo-Uchi. Les failles de bordure des sous-provinces présentent des déplacements directionnels dextres imputables à une transpression. Ces failles correspondent à d'anciennes zones de subduction (failles de chevauchement) réactivées de façon dextre lors de la transpression.

De telles failles de décrochement sont généralement observées dans les arcs actuels. Les failles de décrochement se développent subparallèlement aux zones de subduction et, par le fait même, aux îles-en-arc, en réponse à la convergence oblique des plaques. Ce type de faille est bien illustré à l'ouest du Pacifique, dans les arcs de Sumatra (Diament *et al.* 1992), des Philippines (Karig *et al.* 1986; Barrier *et al.* 1991), de la Nouvelle-Zélande (Norris *et al.* 1990; Van Dissen et Yeats 1991) et du Japon (Taira *et al.* 1983). Les mouvements dextres enregistrés le long des grandes failles subparallèles aux sous-provinces dans le Supérieur (Sydney Lake-Lake St. Joseph, Wabigoon, Seine River, Quetico, Cadillac, Porcupine-Destor) sont fort probablement le reflet de ce type de structures.

Par contre, les failles de décrochement nord-ouest - sud-est observées dans la zone volcanique nord de la Sous-province de l'Abitibi (Macamic, Duvan, Uniacke, Cameron) présentent des caractéristiques bien différentes. Elles accusent un angle assez fort (-45°) avec le grain stratigraphique régional et avec la limite des sous-provinces, ce qui n'est pas le cas des failles de décrochement observées dans les arcs actuels. Ces dernières sont subparallèles aux zones de subduction et se développent contemporainement à la subduction. L'analyse structurale de la discontinuité de Macamic démontre que les structures nord-ouest - sud-est sont postérieures aux structures est-ouest parallèles aux limites des sous-provinces. Il y a donc aussi incohérence au niveau chronologique. De plus, les discontinuités nord-ouest - sud-est de la zone volcanique nord sont des structures relativement peu profondes (Macamic ne traverse pas la surface de décollement (faille de Manneville) sur les profils séismiques) en comparaison aux failles de décrochement associées aux arcs actuels. Il est donc probable que l'évolution des discontinuités nord-ouest - sud-est de la zone volcanique nord de l'Abitibi soit différente de celle des failles de décrochement dans les arcs actuels.

Les structures nord-ouest - sud-est dextres de la zone volcanique sud de l'Abitibi, comme la faille de Parfouru (Daigneault et Archambault 1990), le segment nord-ouest - sud-est de la faille Cadillac dans le secteur de Malartic, le cisaillement de Norbenite (Pilote *et al.* 1993), ressemblent beaucoup plus aux structures décrochantes des arc actuels. Malgré l'angle qu'elles accusent avec les structures est-ouest, elles ne recoupent pas ces dernières et elles correspondent à des contacts lithologiques importants, voire même des limites entre des terranes

(Desrochers *et al.* 1993). Contrairement à la zone volcanique nord qui est vue comme une entité relativement homogène, la zone sud correspond à une accrétion de terrains volcaniques et sédimentaires distincts. Les discontinuités structurales correspondent à des limites entre terrains différents et la convergence oblique est probablement le moteur principal des structures observées. Ceci est mis en évidence par les incrément de déformations documentés par Robert (1989) dans la zone tectonique de Cadillac: une déformation en composante pendage, associée à du chevauchement (subduction), évoluant vers une déformation en composante directionnelle. Le patron structural observé dans la zone sud de l'Abitibi est très semblable à ce qui est décrit dans les modèles de subduction oblique (Karig 1979; Taira *et al.* 1983).

Malgré qu'elles soient différentes sur plusieurs points, les structures de décrochement dextre nord-ouest - sud-est des deux zones volcaniques présentent aussi certains points en commun. Le principal de ces points est sans doute leur synchronisme. La relation entre la discontinuité de Macamic et les plutons du lac Abitibi et de Colombourg permet de situer le mouvement de décrochement dextre, dans la zone nord, aux environs de l'intervalle 2696 à 2690 Ma. On ne connaît toutefois pas à quel moment s'est terminée l'activité le long de cette faille. La datation de zircons détritiques dans les sédiments du Groupe de Kéwagama indique un âge maximum de 2687 Ma pour la déposition de ces roches (Davis 1992). Comme ces unités sont bordées par la faille Parfouru (Figure 3) qui constitue aussi une faille de décrochement nord-ouest - sud-est, on peut donc supposer que le mouvement le long de cette faille soit postérieur à 2687 Ma. L'activité le long des structures nord-ouest - sud-est de la zone volcanique sud est

aussi restreinte par l'âge de la tonalite de Norlartic qui est postérieure, ou du moins synchrone, au mouvement dans la zone de cisaillement de Norbenite, et qui correspond à 2692 Ma (Pilote *et al.* 1993). De plus, les porphyres liés à l'ouverture du bassin sédimentaire de Duparquet (*pull-apart*) sont assignés à l'intervalle 2691 à 2688 Ma (Corfu *et al.* 1989), ce qui correspond à peu près au mouvement le long de la discontinuité de Macamic. Il semble donc que le décrochement dextre, aussi bien dans la zone volcanique nord que dans la zone volcanique sud, se soit effectué sur une grande période de temps, depuis 2696 Ma jusqu'à 2687 Ma au moins.

La conformité des mouvements observés dans les discontinuités nord-ouest - sud-est des deux zones (nord et sud) de la Sous-province de l'Abitibi, ainsi que le synchronisme de ces mouvements, permet de suggérer que ces deux zones se soient accolées préalablement au mouvement général dextre. La faille de Manneville qui constitue la limite entre ces deux zones, est donc interprétée comme précoce au mouvement dextre, soit pré-2696 Ma. Ceci concorde bien au mouvement observé dans les discontinuités est-ouest de la zone nord (Normétal, Nord-Chicobi) et interprété à la section 5.3 de ce chapitre. Selon Desrochers *et al.* (1993), le mouvement dans la faille Manneville serait antérieur à 2705 Ma.

La Sous-province de l'Abitibi est donc constituée de deux zones distinctes: une zone nord, plus vieille et correspondant à un arc immature, et une zone sud composée d'une série de terranes accrétées. Le mouvement directionnel dextre, dans la zone sud, est typique des structures de convergence oblique associées aux arcs actuels, ce qui ne semble pas être le cas pour la zone nord. Le style de

décrochement des structures nord-ouest - sud-est de la zone nord l'Abitibi est très semblable à ce qui est observé dans la chaîne des Apennins en Italie (Catalano *et al.* 1993). Ce secteur de l'Italie est caractérisé par la superposition de deux horizons structuraux; les Apennins chevauchent la ceinture Apulienne par le biais d'une surface de décollement subhorizontale, au même titre que la zone volcanique nord de l'Abitibi chevauche la zone sud le long de la faille de Manneville. Comme dans le cas de l'Abitibi, l'horizon chevauchant (Apennins) est caractérisé par la présence d'une série de failles de décrochement en échelons, formant un angle avec les ensembles stratigraphiques, et recoupant les structures de chevauchement associées au décollement principal. Ces failles de décrochement (senestres dans ce cas), sécantes à la stratigraphie, sont interprétées comme la réponse en surface de décrochements majeurs profonds ayant lieu sous la zone de décollement (Catalano *et al.* 1993). Les failles nord-ouest - sud-est dextres de la zone nord de l'Abitibi peuvent donc correspondre à la réponse, dans le bloc chevauchant, d'importantes failles de décrochement sous-jacentes (Figure 55) et probablement apparentées aux failles de Porcupine-Destor et Cadillac, ou aux grandes failles longitudinales dextres observées dans les autres sous-provinces (faille de Quetico par exemple). La faille de Casa-Berardi est interprétée, à partir du profil 28 de LITHOPROBE, comme une importante faille de décrochement (Hubert *et al.* 1992). Si tel est le cas, elle pourrait bien représenter l'une de ces structures profondes.

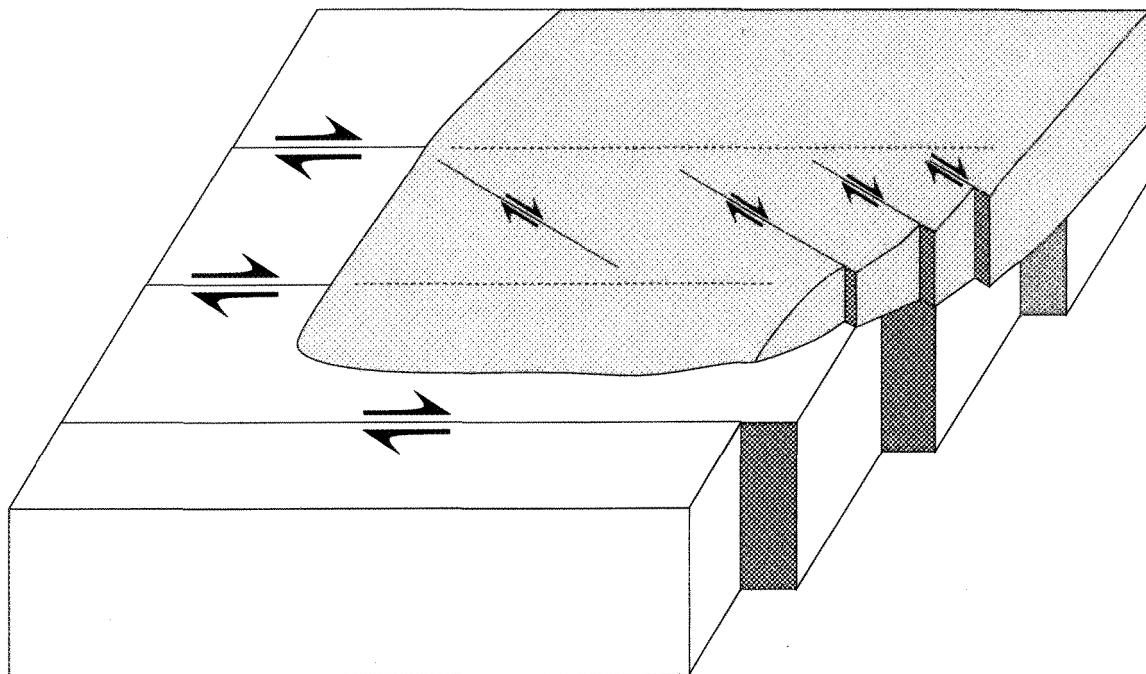


Figure 55 - Bloc diagramme schématique expliquant le développement des failles de décrochement nord-ouest - sud-est dans la zone volcanique nord de l'Abitibi. Les failles en échelon se développent en réponse à un mouvement global de décrochement est-ouest sous la zone de décollement.

CHAPITRE VI

CONCLUSION

L'analyse des discontinuités structurales de Lyndhurst et de Macamic a permis de proposer un modèle d'évolution tectonique pour un secteur de l'Abitibi où les deux principales familles de discontinuités sont en relation. La discontinuité de Macamic est une structure tardive que l'on interprète, selon toute évidence, comme une zone de cisaillement à mouvement horizontal dextre. Par contre, la nature de la discontinuité de Lyndhurst est plus difficile à circonscrire. L'interprétation privilégiée ici est celle d'une faille normale synvolcanique au Groupe de Kinojévis qui a été réactivée en mouvement inverse lors d'un épisode de raccourcissement subséquent. D'autres travaux, au niveau de la géochimie par exemple, pourraient être faits afin de valider cette interprétation. La chimie des éléments majeurs et en traces permet de supposer que les tholéïites du Groupe de Kinojévis soient issues du fractionnement d'un liquide de type Roquemaure-Stoughton; cependant, des études plus précises et plus exhaustives, en géochimie isotopique par exemple, seraient nécessaires afin de vérifier la réelle parenté entre ces laves. Ces études devraient aussi tenir compte des dykes de gabbro qui transpercent les unités des groupes de Hunter Mine et de Roquemaure-Stoughton et qui montrent des caractéristiques géochimiques très voisines des laves du Groupe de Kinojévis.

La discontinuité de Macamic présente des caractéristiques très semblables aux autres discontinuités nord-ouest - sud-est de la zone nord de l'Abitibi, comme celles de Uniacke et de Cameron par exemple. Il est donc possible d'en conclure que la plupart de ces discontinuités représentent des décrochements dextres tardifs, quoiqu'il n'est pas impossible que une ou plusieurs discontinuités de cette famille montrent une évolution différente. Par contre, l'analyse structurale, de la discontinuité de Lyndhurst démontre bien l'importance de considérer ponctuellement chacune des discontinuités. La discontinuité de Lyndhurst nous apparaît bien différente des autres discontinuités est-ouest et son implication dans l'évolution de l'Abitibi semble majoritairement à caractère synvolcanique. L'étude ponctuelle de chacune des discontinuités permettra peut-être de découvrir d'autres structures "anomaliées" qui peuvent nuancer de façon considérable un modèle d'évolution. Le programme LITHOPROBE Abitibi-Grenville fournit un outil incomparable pour interpréter l'évolution structurale de l'Abitibi. Il est primordial que les interprétations effectuées à partir des levés séismiques soient, dans la mesure du possible, validées par des observations de terrain. L'étude des paramètres intrinsèques aux discontinuités structurales ne peut pas s'effectuer à partir de ces levés et demeurent, toutefois, la clef d'un modèle d'évolution rigoureux.

Enfin, la relation entre les discontinuités de Lyndhurst et de Macamic est un bel exemple qui illustre l'importance de porter une attention particulière aux relations de recoupement observées sur les cartes géologiques. Sur la carte géologique régionale, la troncature apparente de la discontinuité de Macamic par

celle de Lyndhurst peut faire croire que cette dernière est la plus jeune. Cependant, les observations de terrain démontrent clairement que la discontinuité de Macamic recoupe le grain structural régional, ainsi que les structures est-ouest. Malgré ce qui est observé sur la plupart des cartes géologiques régionales, cette troncature de la discontinuité de Macamic n'est pas réelle; celle-ci est plutôt réorientée subparallèlement à la discontinuité de Lyndhurst. On doit donc prendre en considération le fait que les relations de recouplement déduites des cartes géologiques régionales peuvent dans certains cas porter à confusion, et doivent donc être validées; encore une fois, les observations de terrain sont très importantes.

RÉFÉRENCES CITÉES

- Barany, I., et Karson, J.A. 1989. Basaltic breccias of the Clipperton fracture zone (east Pacific): Sedimentation and tectonics in a fast-slipping ocean transform. *Geological Society of America Bulletin*, **101**: 204-220.
- Barrier, E., Huchon, P., et Aurelio, M. 1991. Philippine fault: a key for Philippine kinematics. *Geology*, **19**: 32-35.
- Bates, R.L., et Jackson, J.A. 1987. *Glossary of geology*, 3rd edition. American Geological Institute, Alexandria, Virginia, 788 pages.
- Beaudry, D. 1993. Analyse structurale des assemblages volcano-sédimentaires au voisinage de la faille Porcupine-Destor. Mémoire de maîtrise non publié, Université du Québec à Chicoutimi, 126 pages.
- Bédard, L.P., et Barnes, S.J. 1990. Instrumental neutron activation analysis by collecting only one spectrum: results for international geochemical reference samples. *Geostandards Newsletter*, **14**: 479-484.
- Benn, K., Sawyer, E.W., et Bouchez, J.-L. 1992. Orogen parallel and transverse shearing in the Opatica belt, Quebec: implications for the structure of the Abitibi Subprovince. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **29**: 2429-2444.

Berthé, D., Choukroune, P., et Gapais, D. 1979. Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisaillant: l'exemple du cisaillement sud-armoricain. *Bulletin de minéralogie*, 102: 265-272.

Blackburn, C.E., Johns, G.W., Ayer, J., et Davis, D.W. 1991. Wabigoon Subprovince. *Dans: Geology of Ontario, Ontario Geological Survey, Special Volume 4, Part 1*, 303-381.

Boivin, P. 1974. Pétrographie, Stratigraphie et Structure de la ceinture de "schistes verts" de Noranda, dans les cantons de Hébécourt, de Duparquet et de Destor, Québec, Canada. Thèse de docteur de spécialité, Université de Clermont, France, non publié, 133 pages.

Borradaile, G., Sarvas, P., Dutka, R., Stewart, R., et Stubley, M. 1988. Transpression in slates along the margin of an Archean gneiss belt, northern Ontario - magnetic fabrics and petrofabrics. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25: 1069-1077.

Boullier, A.-M. 1986. Sense of shear and displacement estimates in the Abeibara-Rarhous late Pan-African shear zone, Adrar des Iforas, Mali. *Journal of Structural Geology*, 8: 47-58.

Boyer, S.E., et Elliott, D. 1982. Thrust systems. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66: 1196-1230.

- Burke, K., Dewey, J.F., et Kidd, W.S.F. 1976. Dominance of horizontal movements, arc and microcontinental collisions during the later permobile regime. *Dans: The early history of the Earth.* Éditeur: B.F. Windley. John Wiley and sons, London, p. 113-129.
- Card, K.D. 1990. A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. *Precambrian Research*, 48: 99-156.
- Card, K.D., et Ciesielski, A. 1986. Subdivisions of the Superior Province of the Canadian Shield. *Geoscience Canada*, vol. 13, p. 5-13.
- Catalano, S., Monaco, C., Tortorici, L., et Tansi, C. 1993. Pleistocene strike-slip tectonics in the Lucanian Apennine (Southern Italy). *Tectonics*, 12: 656-665.
- Choe, M.Y., et Chough, S.K. 1988. The Hunghae Formation, SE Korea: Miocene debris aprons in a back-arc intraslope basin. *Sedimentology*, 35: 239-255.
- Choukroune, P., Gapais, D., et Merle, O. 1987. Shear criteria and structural symmetry. *Journal of Structural Geology*, 9: 525-530.
- Chown, E.H., et Daigneault, R. 1993. Interplay between regional and magmatic fabrics: Colombourg pluton, Québec, Canada. *Geological Society of America, Annual meeting, Abstracts with programs*, A-304.

- Chown, E.H., Daigneault, R., Mueller, W., et Mortensen, J.K. 1992. Tectonic evolution of the northern volcanic zone, Abitibi Belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29: 2211-2225.
- Colvine, A.C., Fyon, J.A., Heather, K.B., Marmont, S., Smith, P.M., et Troop, D.G. 1988. Archean lode gold deposits in Ontario. *Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper* 139.
- Coney, P.J. 1989. Structural aspects of suspect terranes and accretionary tectonics in western North America. *Journal of Structural Geology*, 11: 107-125.
- Corfu, F., Krogh, T.E., Kwok, Y.Y., et Jensen, L.S. 1989. U-Pb zircon geochronology in the southwestern Abitibi greenstone belt, Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26: 1747-1763.
- Daigneault, R., et Archambault, G. 1990. Les grands couloirs de déformation de la sous-province de l'Abitibi. *Dans La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois: Synthèse de 60 ans d'exploration minière. Éditeurs:* M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.-M. Lulin, G. Riverin, et A. Simard. *Special Volume of the Canadian Institute of Mining and Metallurgy*, 43: 43-64.
- Daigneault, R., et Labbé, J.-Y. 1992. Problématique des zones de déformation de la Sous-province de l'Abitibi. *Dans Séminaire d'information 1992: "Un rendez-vous avec la qualité". Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV 92-03, p. 45.*

- Daigneault, R., Chown, E.H., et Mueller, W. 1992. The Manneville Fault Zone, a tectonic boundary between the northern and the southern volcanic zones, Abitibi Subprovince, Québec. LITHOPROBE workshop, Abitibi-Grenville transect, report 33, 7-9.
- Davis, D.W. 1992. Age constraints on deposition and provenance of archean sediments in the southern Abitibi and Pontiac subprovinces from U-Pb analyses of detrital zircons. LITHOPROBE workshop, Abitibi-Grenville transect, report 25, 147-150.
- Dennis, A.J., et Secor, D.T. 1987. A model for the development of crenulations in shear zones with applications from the Southern Appalachian Piedmont. *Journal of Structural Geology*, 9: 809-817.
- Dennis, A.J., et Secor, D.T. 1990. On resolving shear direction in foliated rocks deformed by simple shear. *Geological Society of America Bulletin*, 102: 1257-1267.
- Desrochers, J.-P., Hubert, C., Ludden, J.N., et Pilote, P. 1993. Accretion of Archean oceanic plateau fragments in the Abitibi greenstone belt, Canada. *Geology*, 21: 451-454.
- Devaney, J.R., et Williams, H.R. 1989. Evolution of an Archean subprovince boundary: a sedimentological and structural study of part of the

- Wabigoon-Quetico boundary in northern Ontario. Canadian Journal of Earth Sciences, **26**: 1013-1026.
- de Wit, M.J. 1982. Gliding and overthrust nappe tectonics in the Barberton Greenstone Belt. Journal of Structural Geology, **4**: 117-136.
- Diamant, M., Harjono, H., Karta, K., Deplus, C., Dahrin, D., Zen, M.T.Jr., Gérard, M., Lassal, O., Martin, A., et Malod, J. 1992. Mentawai fault zone off Sumatra: a new key to the geodynamics of western Indonesia. Geology, **20**: 259-262.
- Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M., et Goulet, N. 1982. Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part I: Stratigraphy and paleogeographic model. Canadian Journal of Earth Sciences, **19**: 1729-1758.
- Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N., et Rocheleau, M. 1983a. Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part II: Tectonic evolution and geomechanical model. Canadian Journal of Earth Sciences, **20**: 1355-1373.
- Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N., et Rocheleau, M. 1983b. Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part III: Plutonic and metamorphic evolution and geotectonic model. Canadian Journal of Earth Sciences, **20**: 1374-1388.

Dimroth, E., Rocheleau, M., et Mueller, W. 1984. Paleogeography, isostasy and crustal evolution of the Archean Abitibi Belt: a comparison between the Rouyn-Noranda and Chibougamau-Chapais areas. *Dans Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization.* Éditeurs: J. Guha et E.H. Chown, CIM Special Volume 34, 73-91.

Dubé, C.Y. 1978. Quart NE du canton de Manneville. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV-561.

Dubé, C.Y. 1980. Demie sud et quart nord-est du canton de Manneville. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV-729, 19 pages.

Eakins, P.R. 1972. Canton de Roquemaure, comté d'Abitibi-ouest. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, RG 150.

Eakins, P.R. 1974. Preliminary report on the geology of Privat township, Abitibi-West county, Quebec. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, DP-222.

Franklin, J.M. 1990. Volcanic-associated massive sulphide deposits. *Dans Gold and base-metal mineralization in the Abitibi Subprovince, Canada, with emphasis on the Quebec segment.* Éditeurs: S.E. Ho, F. Robert, et D.I. Groves. Short Course Notes, Geology Key Centre and University Extension, The University of Western Australia, Publication No. 24, 211-241.

- Fyson, W.K., et Helmstaedt, H. 1988. Structural patterns and tectonic evolution of supracrustal domains in the Archean Slave Province, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, 25: 301-315.
- Gagnon, Y. 1981a. Lithogéochimie du complexe rhyolitique de la mine Hunter, Abitibi-Ouest. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV-789.
- Gagnon, Y. 1981b. Lithogéochimie de la partie orientale du complexe rhyolitique de la mine Hunter, Abitibi-Ouest. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV-826.
- Gauthier, N., Rocheleau, M., Kelly, D., et Gagnon, Y. 1990. Controls on the distribution of gold mineralization within the Cadillac Tectonic Zone, Rouyn-Beauchastel segment, Abitibi belt, Quebec. *Dans La Ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois: Synthèse de 60 ans d'exploration minière.* Éditeurs: M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.-M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. CIM Special Volume 43, 185-198.
- Gilman, W.F. 1977. Canton de Desmeloizes. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, RP-186.
- Glikson, A.Y. 1970. Geosynclinal evolution and geochemical affinities of early Precambrian systems. Tectonophysics, 9: 397-433.

- Goldstein, A.G. 1988. Factors affecting the kinematic interpretation of asymmetric boudinage in shear zones. *Journal of Structural Geology*, **10**: 707-715.
- Goutier, J. en préparation. Géologie de la région d'Hébécourt-Roquemaure. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec.
- Goutier, J., et Lacroix, S. 1992. Géologie du secteur de la faille de Porcupine-Destor dans les cantons de Destor et Duparquet. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 92-06.
- Grant, J.A. 1986. The isocon diagram - a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. *Economic Geology*, **81**: 1976-1982.
- Green, A.G., Milkereit, B., Mayrand, L.J., Ludden, J.N., Hubert, C., Jackson, S.L., Sutcliffe, R.H., West, G.F., Verpaelst, P., et Simard, A., 1990. Deep structure of an Archaean greenstone terrane. *Nature*, **344**: 327-330.
- Gresens, R.L. 1967. Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology*, **2**: 47-55.
- Hanmer, S.K. 1986. Asymmetrical pull-aparts and foliation fish as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, **8**: 111-122.
- Hanmer, S.K., et Passchier, C.W. 1991. Shear-sense indicators: a review. *Geological Survey of Canada, Paper 90-17*.

- Harland, W.B. 1971. Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen. *Geological Magazine*, 108: 27-42.
- Hocq, M. 1977. Demie sud du canton d'aiguebelle. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, DPV-544.
- Hocq, M. 1981. Région de Joutel-Guyenne. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP-851.
- Hocq, M. 1988. Vers une lithostratigraphie de l'ouest de l'Abitibi: un essai. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, PRO 88-15, 7 pages.
- Hocq, M. 1990. Carte lithotectonique des sous-provinces de l'Abitibi et du Pontiac. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV 89-04.
- Hodgson, C.J., et Hamilton, J.V. 1989. Gold mineralization in the Abitibi greenstone belt: end-stage result of Archean collisional tectonics? *Dans* The geology of gold deposits: the perspective in 1988. *Éditeurs:* R.R. Keays, W.R.H. Ramsay et D.I. Groves. *Economic Geology Monograph 6*, 86-100.
- Hodgson, C.J., Hamilton, J.V., et Piroshco, D.W. 1990. Structural setting of gold deposits and the tectonic evolution of the Timmins-Kirkland Lake area, southwestern Abitibi greenstone belt. *Dans* Gold and base-metal mineralization in the Abitibi Subprovince, Canada, with emphasis on the

Quebec segment. *Éditeurs:* S.E. Ho, F. Robert, et D.I. Groves. Short Course Notes, Geology Key Centre and University Extension, The University of Western Australia, Publication No. 24, 101-120.

Hoffman, P.F. 1989. Precambrian geology and tectonic history of North America. *Dans:* The geology of North America, Vol. A, The geology of North America - An overview, The geological Society of America, 447-512.

Hsü, K.J. 1982. Mountain Building Processes. Academic Press Ltd., London, 263 pages.

Hubert, C., Trudel, P., et Gélinas, L. 1984. Archean wrench fault tectonics and structural evolution of the Blake River Group, Abitibi Belt, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, 21: 1024-1032.

Hubert, C., et Marquis, P. 1989. Structural framework of the Abitibi Greenstone Belt of Quebec and its implications for mineral exploration. *Dans* Mineralization and Shear Zones. *Éditeur:* J.T. Bursnall. Geological Association of Canada, Short Course Notes Volume 6, 219-238.

Hubert, C., Sawyer, E., Barnes, A., Daigneault, R., Lacroix, S., Ludden, J., Milkereit, B., et Rive, M., 1992. Geological interpretation of seismic lines in the northern and central Abitibi greenstone belt: evidence for regional thrust imbrication and crustal-scale Archean wrench fault systems. LITHOPROBE workshop, Abitibi-Grenville transect, report 25, 33-36.

- Hudleston, P.J., Schultz-Ela, D., et Southwick, D.L. 1988. Transpression in an Archean greenstone belt, northern Minnesota. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25: 1060-1068.
- Ineson, J.R. 1989. Coarse-grained submarine fan and slope apron deposits in a Cretaceous back-arc basin, Antarctica. *Sedimentology*, 36: 793-819.
- Ishikawa, Y., Sawaguchi, T., Iwaya, S., et Horiuchi, M. 1976. Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration haloes. *Mining Geology*, 26: 105-117.
- Jackson, S.L., et Sutcliffe, R.H. 1990. Central Superior Province geology: evidence for an allochthonous, ensimatic, southern Abitibi greenstone belt. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 27: 582-589.
- Jackson, S.L., et Fyon, J.A. 1991. The western Abitibi Subprovince in Ontario. *Dans: Geology of Ontario*, Ontario Geological Survey, Special Volume 4, Part 1, 405-482.
- Jackson, S.L., Cruden, A., Hodgson, C.J., Milkereit, B., White, D., et Sutcliffe, R.H., 1992. Preliminary discussion of LITHOPROBE seismic reflection lines from the southern Abitibi greenstone belt of Ontario. *LITHOPROBE workshop, Abitibi-Grenville transect, report 25*, 27-31.

- Jensen, L.S. 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper 66.
- Jensen, L.S. 1978. Geology of Stoughton and Marriott townships, district of Cochrane. Ontario Geological Survey Report 173.
- Jolly, W.T. 1978. Metamorphic history of the Archean Abitibi Belt. *Dans: Metamorphism in the Canadian Shield*, Geological Survey of Canada, Paper 78-10, 63-78.
- Karig, D.E. 1979. Material transport within accretionary prisms and the "knocker" problem. *Journal of Geology*, 88: 27-39.
- Karig, D.E., Sarewitz, D.R., et Haeck, G.D. 1986. Role of strike-slip faulting in the evolution of allochthonous terranes in the Philippines. *Geology*, 14: 852-855.
- Knuckey, M.J., Comba, C.D.A., et Riverin, G. 1982. Structure, metal zoning and alteration at the Millenbach deposit, Noranda, Quebec. *Dans Precambrian sulphide deposits. Éditeurs: R.W. Hutchinson, C.D. Spence, et J.M. Franklin.* Geological Association of Canada, Special Paper 25, 255-295.
- Kusky, T.M. 1989. Accretion of the Archean Slave province. *Geology*, 17: 63-67.

- Labbé, J.-Y. 1993. Géologie de la région d'Amos-Barraute - Phase 1: secteur d'Amos. *Dans: Rapport d'activité 1993. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV 93-02, 65-66.*
- Labbé, J.-Y., et St-Julien, P. 1989. Failles de chevauchement acadiennes dans la région de Weedon, Estrie, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences, 26:* 2268-2277.
- Labbé, J.-Y., Daigneault, R., et Cousineau, P.A. 1992. Déformation coaxiale en bordure de la discontinuité structurale de Lyndhurst, Sous-province de l'Abitibi. *Canadian Journal of Earth Sciences, 29:* 783-792.
- Lacroix, S., et Landry, J. 1991. Géologie du secteur de la mine Duquesne, région de Rouyn-Noranda. *Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 91-06.*
- Lacroix, S., et Sawyer, E.W. 1992. Géométrie et évolution structurale de la partie nord-ouest de l'Abitibi: l'importance des chevauchements. *Dans Séminaire d'information 1992: "Un rendez-vous avec la qualité". Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV 92-03, p. 51.*
- Lafrance, B. 1989. Structural evolution of a transpression zone in north central Newfoundland. *Journal of Structural Geology, 11:* 705-716.

- Langford, F.F., et Morin, J.A. 1976. The development of the Superior Province of northwestern Ontario by merging island arcs. *American Journal of Science*, **276**: 1023-1034.
- Leduc, M., et Dimroth, E. 1985. Synvolcanic faulting at the Duparquet-Destor break in the Archean Abitibi Belt, Quebec. *Neues Jahrbuch Miner. Abh.*, **151**: 283-299.
- Lee, B. 1950. Parts of Palmarolle, Duparquet, Poulearès and Destor townships. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP-9.
- Lee, B. 1957. Rapport préliminaire sur la région du lac Loïs, cantons d'Aiguebelle et de Privat, district électoral d'Abitibi-Ouest. Ministère des mines du Québec, R.P. no 353.
- Lister, G.S., et Williams, P.F. 1983. The partitioning of deformation in flowing rock masses. *Tectonophysics*, **92**: 1-33.
- Lister, G.S., et Snoke, A.W. 1984. S-C mylonites. *Journal of Structural Geology*, **6**: 617-638.
- Ludden, J., et Hubert, C. 1986. Geologic evolution of the Late Archean Abitibi greenstone belt of Canada. *Geology*, **14**: 707-711.

- Ludden, J., Hubert, C., et Gariépy, C. 1986. The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada. *Geological Magazine*, 123: 153-166.
- Lumbers, S.B. 1963. Geology of South Patten River area, District of Cochrane. Ontario Department of Mines, Geological Report no 14.
- MacLean, W.H. 1990. Mass change calculations in altered rock series. *Mineralium Deposita*, 25: 44-49.
- MacLean, W.H., et Kranidiotis, P. 1987. Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, 82: 951-962.
- MacLean, W.H., et Barrett, T.J. 1993. Lithogeochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration*, 48: 109-133.
- Marmont, S., et Corfu, F. 1989. Timing of gold introduction in the late Archean tectonic framework of the Canadian Shield: evidence from U-Pb zircon geochronology of the Abitibi Subprovince. *Dans The geology of gold deposits: the perspective in 1988. Éditeurs: R.R. Keays, W.R.H. Ramsay et D.I. Groves. Economic Geology Monograph 6*, 101-111.
- MERQ-OGS. 1984. Carte lithostratigraphique de la Sous-province de l'Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV 83-16.

- Mortensen, J.K. 1987. Preliminary U-Pb zircon ages for volcanic and plutonic rocks of the Noranda-Lac Abitibi area, Abitibi Subprovince, Quebec. *Dans Current research, part A. Geological Survey of Canada, Paper 87-1A*, 581-590.
- Morton, R.L., et Franklin, J.M. 1987. Two-fold classification of Archean volcanic-associated massive sulfide deposits. *Economic Geology*, **82**: 1057-1063.
- Mueller, W., et Donaldson, J.A. 1992a. A felsic dyke swarm formed under the sea: the Archean Hunter Mine Group, south-central Abitibi Belt, Quebec, Canada. *Bulletin of volcanology*, **54**: 602-610.
- Mueller, W., et Donaldson, J.A. 1992b. Development of sedimentary basins in the Archean Abitibi belt, Canada: an overview. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **29**: 2249-2265.
- Mueller, W., et White, J.D.L. 1991. Felsic fire fountaining beneath archean seas: pyroclastic deposits of the Hunter Mine Group, Quebec. *Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada, Joint annual meeting, Program with abstracts*, vol. 16, p. A86.
- Mueller, W., et White, J.D.L. 1992. Felsic fire-fountaining beneath Archean seas: pyroclastic deposits of the 2730 Ma Hunter Mine Group, Quebec, Canada. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **54**: 117-134.

- Mueller, W., Donaldson, J.A., Dufresne, D., et Rocheleau, M. 1991. The Duparquet Formation: sedimentation in a late Archean successor basin, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, 28: 1394-1406.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochimica et Cosmochimica Acta, 38: 757-775.
- Norris, R.J., Koons, P.O., et Cooper, A.F. 1990. The obliquely-convergent plate boundary in the South Island of New Zealand: implications for ancient collision zones. Journal of Structural Geology, 12: 715-725.
- Ontario Geological Survey 1991. Bedrock geology of Ontario, east-central sheet. Ontario Geological Survey, Map 2543.
- Ontario Geological Survey 1992. Tectonic assemblages of Ontario, east-central sheet. Ontario Geological Survey, Map 2577.
- Osmani, I.A., Stott, G.M., Sanborn-Barrie, M., et Williams, H.R. 1989. Recognition of regional shear zones in southern-central and northwestern Superior Province of Ontario and their economic significance. *Dans Mineralization and Shear Zones*. Éditeur: J.T. Bursnall. Geological Association of Canada, Short Course Notes Volume 6, 199-218.

- Passchier, C.W. 1984. The generation of ductile and brittle shear bands in a low-angle mylonite zone. *Journal of Structural Geology*, 6: 273-281.
- Passchier, C.W., et Simpson, C. 1986. Porphyroblast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, 8: 831-843.
- Pearce, J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *Dans Andesites. Éditeur:* R.S. Thorpe, John Wiley & Sons, 525-548.
- Percival, J.A. 1989. A regional perspective of the Quetico metasedimentary belt, Superior Province, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26: 677-693.
- Percival, J.A., et Card, K.D. 1985. Structure and evolution of Archean crust in central Superior Province, Canada. *Dans: Evolution of Archean Supracrustal Sequences. Éditeurs:* L.D. Ayres, P.C. Thurston, K.D. Card et W. Weber, Geological Association of Canada, Special Paper 28, 179-192.
- Percival, J.A., et Williams, H.R. 1989. Late Archean Quetico accretionary complex. Superior Province, Canada. *Geology*, 17: 23-25.
- Pilote, P., Guha, J., Daigneault, R., Robert, F., et Golightly, J.P. 1990a. Contexte structural et minéralisations aurifères des gîtes Casa-Berardi, Abitibi, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 27: 1672-1685.

- Pilote, P., Guha, J., Daigneault, R., Robert, F., Cloutier, J.Y., et Golightly, J.P. 1990b. The structural evolution of the Casa-Berardi East gold deposit, Casa-Berardi township, Quebec. *Dans La Ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois: Synthèse de 60 ans d'exploration minière.* Éditeurs: M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.-M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. CIM Special Volume 43, 337-348.
- Pilote, P., Couture, J.-F., Desrochers, J.-P., Machado, N., et Pelz, P. 1993. Minéralisations aurifères multiphasées dans la région de Val-d'Or: l'exemple de la mine Norlartic. *Dans: L'exceptionnel potentiel minéral du Québec, une réalité à découvrir.* Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV 93-03: 61-66.
- Platt, J.P. 1984. Secondary cleavages in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology*, 6: 439-442.
- Platt, J.P., et Vissers, R.L.M. 1980. Extensional structures in anisotropic rocks. *Journal of Structural Geology*, 2: 397-410.
- Powell, W.G., Carmichael, D.M., et Hodgson, C.J. 1992. Regional metamorphism and its relationship to the Porcupine-Destor Break, Duparquet-Destor area, Québec. *LITHOPROBE workshop, Abitibi-Grenville transect, report 25*, 155-157.

- Proulx, M. 1990. Le corridor de déformation de Cameron: une discontinuité SE aurifère et polymétallique. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, PRO 90-04, 5 pages.
- Ramsay, J.G. 1982. Rock ductility and its influence on the development of tectonic structures in mountain belts. *Dans* Mountain building processes. *Éditeur:* K.J. Hsü, Academic Press, London, 111-127.
- Ramsay, J.G., et Graham, R.H. 1970. Strain variations in shear belts. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 7: 786-813.
- Ramsay, J.G., et Huber, M.I. 1983. The techniques of modern structural geology. Volume 1: Strain analysis. Academic Press Ltd., London, 307 pages.
- Ramsay, J.G., et Huber, M.I. 1987. The techniques of modern structural geology. Volume 2: Folds and fractures. Academic Press Ltd., London, 393 pages.
- Ramsay, J.G., Casey, M., et Kligfield, R. 1983. Role of shear in development of the Helvetic fold-thrust belt of Switzerland. *Geology*, 11: 439-442.
- Rive, M., Pintson, H., et Ludden, J.N. 1990. Characteristics of late archean plutonic rocks from the Abitibi and Pontiac subprovinces, Superior province Canada. *Dans* La Ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois: Synthèse de 60 ans d'exploration minière. *Éditeurs:* M. Rive, P. Verpaelst, Y.

- Gagnon, J.-M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. CIM Special Volume 43, 65-76.
- Riverin, G., et Hodgson, C.J. 1980. Wall-rock alteration at the Millenbach Cu-Zn mine, Noranda, Quebec. *Economic Geology*, 75: 424-444.
- Robert, F. 1989. Internal structure of the Cadillac tectonic zone southeast of Val-d'Or, Abitibi greenstone belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26: 2661-2675.
- Robert, F. 1990. An overview of gold deposits in the Eastern Abitibi belt. *Dans La Ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois: Synthèse de 60 ans d'exploration minière.* Éditeurs: M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.-M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. CIM Special Volume 43, 93-105.
- Roberts, R.G. 1987. Archean lode gold deposits. *Geoscience Canada*, 14: 37-52.
- Sanderson, D.J., et Marchini, W.R.D. 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology*, 6: 449-458.
- Sawyer, E.W., et Benn, K. 1993. Structure of the high-grade Opatica Belt and adjacent low-grade Abitibi Subprovince, Canada: an Archean mountain front. *Journal of Structural Geology*, 15: 1443-1458.

- Simpson, C. 1986. Determination of movement sense in mylonites. *Journal of Geological Education*, 34: 246-261.
- St-Julien, P., et Béland, J. 1982. Major structural zones and faults of the northern Appalachians. *Geological Association of Canada, Special Paper* 24, 280 pages.
- Taira, A., Saito, Y., et Hashimoto, M. 1983. The role of oblique subduction and strike-slip tectonics in the evolution of Japan. *Dans: Geodynamics of the western Pacific-Indonesian region. Éditeurs: T.W.C. Hilde, et S. Uyeda, American Geophysical Union, Geodynamics Series volume 11: 303-316.*
- Tanguay, R., Carignan, J., Piché, M., Beaudry, C., et Bonenfant, A. 1990. Caractéristiques pétrologiques et géochimiques de la cheminée d'altération du gisement Isle-Dieu, Matagami, Québec. *Dans La Ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois: Synthèse de 60 ans d'exploration minière. Éditeurs: M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.-M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. CIM Special Volume 43, 349-361.*
- Taylor, S.R., et McLennan, S.M. 1985. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Publications.
- Tremblay, A., St-Julien, P., et Labbé, J.-Y. 1989. Mise à l'évidence et cinématique de la Faille de La Guadeloupe, Appalaches du sud du Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26: 1932-1943.

Turner, F.J., et Weiss, L.E. 1963. Structural analysis of metamorphic tectonites. McGraw-Hill, New York.

Van Dissen, R., et Yeats, R.S. 1991. Hope fault, Jordan thrust, and uplift of the Seaward Kaikoura Range, New Zealand. *Geology*, **19**: 393-396.

Vance, R.K., et Condie, K.C. 1987. Geochemistry of footwall alteration associated with the Early Proterozoic United Verde Massive Sulphide Deposit, Jerome, Arizona. *Economic Geology*, **82**: 571-586.

Verpaelst, P., et Hocq, M. 1987. Géologie du Groupe de Hunter Mine, cantons de Pouleariès et de Privat. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP 87-06.

Verpaelst, P., et Hocq, M. 1991. Géologie du Groupe de Hunter Mine dans les cantons de Pouleariès et de Privat. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, ET 89-01.

Verpaelst, P., Péloquin, A.S., Milkereit, B., Dion, D.J., Barnes, A., Adam, E., Riverin, G., Potvin, R., et Ludden, J.N., 1992. High-resolution seismic reflection profile, line 21, Blake River Group, Abitibi Subprovince, Quebec. LITHOPROBE workshop, Abitibi-Grenville transect, report 25, 23-25.

- Walker, R.G. 1984. Turbidites and associated coarse clastic deposits. *Dans* Facies models. *Éditeur:* R.G. Walker. Geoscience Canada Reprint Series 1, 171-188.
- Weijermars, R., et Rondeel, H.E. 1984. Shear band foliation as an indicator of sense of shear: Field observations in central Spain. *Geology*, **12**: 603-606.
- White, S.H., Burrows, S.E., Carreras, J., Shaw, N.D., et Humphreys, F.J. 1980. On mylonites in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology*, **2**: 175-187.
- Williams, H.R. 1990. Subprovince accretion tectonics in the south-central Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **27**: 570-581.
- Williams, H.R. 1991. Quetico Subprovince. *Dans:* *Geology of Ontario*, Ontario Geological Survey, Special Volume 4, Part 1, 383-403.
- Williams, M.L., et Burr, J.L. 1994. Preservation and evolution of quartz phenocrysts in deformed rhyolites from the Proterozoic of southwestern North America. *Journal of Structural Geology*, **16**: 203-221.
- Wilson, M. 1989. Igneous petrogenesis; a global tectonic approach. Unwin Hyman, London.

Windley, B.F. 1976. New tectonic models for the evolution of Archaean continents and oceans. *Dans: The early history of the Earth.* *Éditeur:* B.F. Windley. John Wiley and sons, London, p. 105-111.

Zhang, Q., Machado, N., Ludden, J.N., et Moore, D. 1993. Geotectonic constraints from U-Pb ages for the Blake River Group, the Kinojevis Group and the Normétal Mine area, Abitibi, Quebec. Association géologique du Canada - Association minéralogique du Canada, Programme et Résumés, Réunion annuelle conjointe, Edmonton, A-114.