

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

ET

UNIVERSITÉ DE RENNES 1

LES MINÉRALISATIONS FILONIENNES AURIFÈRES DU PLUTON DE
BOURLAMAQUE (VAL-D'OR, ABITIBI) : SYNTHÈSE STRUCTURALE ET APPORTS DE
LA DATATION $^{40}\text{AR}/^{39}\text{AR}$

THÈSE
PRÉSENTÉE EN COTUTELLE
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DU DOCTORAT EN SCIENCES DE LA TERRE

UNIVERSITÉ DE RENNES 1

PAR
JÉRÉMIE LEMARCHAND

NOVEMBRE 2012

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de cette thèse se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Exercice bien difficile tant les rencontres ont été nombreuses!

Mes remerciements vont bien évidemment d'abord à Alain Tremblay et Gilles Ruffet pour leur soutien et leur regard critique sur l'ensemble de ce travail, ainsi qu'à Claude Gobeil pour le partage de son expérience en exploration. Ce projet a également bénéficié d'un important support financier et technique de la part d'Alexis Minerals, d'une bourse BMP Innovation (FQRNT/CRSNG), de financements conséquents du réseau de recherche DIVEX, et d'une bourse FARE.

Je tiens également à remercier toute l'équipe d'Alexis Minerals (la place manque pour citer tout le monde) aussi bien au bureau d'exploration qu'au bureau de la géologie à la mine Lac Herbin. J'ai vraiment apprécié le travail en votre compagnie. Merci à Claude Gobeil, Jean Girard et Denys Vermette pour m'avoir fait confiance en acceptant ma candidature dans le cadre de cette étude. Merci à Robert Boucher et Marcel Laflamme pour les visites à la mine CANMET. Merci à Richard Dubuc pour la visite de la mine Beaufor. Merci à toutes les personnes qui m'ont apporté une aide, quelle qu'en soit la forme, à l'UQÀM, à Géosciences Rennes et à Val-d'Or.

Merci à toutes et à tous les ami(e)s de Val-d'Or, Malartic, Rouyn et Thunder Bay. Mention spéciale pour les soirées x-files (!), ainsi qu'à André et Émilie pour leur hospitalité et leur générosité. Merci aux colocs et amies de la rue Drolet, merci à toute la gang de lindy hopper, merci à Sylvain et Fred pour la guitare et les discussions très enrichissantes. Merci aux ami(e)s dans le coin de Laurier. Merci à mes collègues et ami(e)s de bureau à l'UQÀM et Rennes 1 (merci Ju pour les visites dans le labo d'argon!). Merci à tous ceux et celles qui sont venu(e)s me rendre visite au Québec. Merci à Alie «grumelle» pour son soutien.

À tous mes parents et ami(e)s.

TABLE DES MATIÈRES

Liste des figures.....	v
Liste des tableaux.....	ix
Résumé.....	x
INTRODUCTION.....	1
PRÉSENTATION DU PROJET.....	1
CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL.....	3
La Province du Supérieur.....	3
La Sous-province de l’Abitibi.....	5
Le camp minier de Val-d’Or.....	18
PROBLÉMATIQUE ET CHOIX DE L’OBJET D’ÉTUDE.....	33
CHAPITRE I	
VOLET STRUCTURAL.....	36
1.1 – LE PLUTON DE BOURLAMAQUE.....	36
1.1.1 – Origine et pétrographie.....	36
1.1.2 – Déformation, dykes, zones de cisaillement et minéralisation filonienne aurifère.....	38
1.1.3 – Discussion sur la géométrie 3D du pluton de Bourlamaque.....	44
1.2 – LA MINE DU LAC HERBIN.....	48
1.2.1 – Rappel historique des découvertes dans la propriété Aurbel.....	48
1.2.2 – Description des différentes lithologies et des structures encaissant la minéralisation.....	48
1.2.3 – Interprétation structurale.....	81
1.3 – AUTRES GISEMENTS CONNUS.....	93
1.3.1 – La mine Dumont (ou New Formaque, ou Bras d’Or).....	93
1.3.2 – La mine Ferderber.....	96
1.3.3 – La mine Beaufor (Perron).....	98
1.3.4 – La mine Beacon 2.....	103
1.3.5 – La mine Wrightbar.....	105
1.3.6 – La mine Sullivan.....	106

1.3.7 – La mine Bussières (ou Courvan, ou Cournor).....	108
1.4 – SYNTHÈSE STRUCTURALE.....	110
1.4.1 – Caractéristiques communes des différents gisements et évolution structurale associée.....	110
1.4.2 – Modèle de mise en place des minéralisations à l'échelle du pluton de Bourlamaque.....	116
1.4.3 – Implications régionales.....	119
1.4.4 – Conclusion.....	127
CHAPITRE II	
VOLET GÉOCHRONOLOGIQUE.....	129
2.1 – ÉCHANTILLONNAGE DES MINÉRAUX SÉLECTIONNÉS.....	129
2.2 – DESCRIPTION DES MINÉRAUX DATÉS.....	130
2.2.1 – Amphiboles.....	130
2.2.2 – Micas blancs.....	131
2.2.3 – Biotite.....	131
2.3 – RÉSULTATS ET INTERPRÉTATION.....	133
2.3.1 – Amphiboles.....	133
2.3.2 – Micas blancs.....	140
2.3.3 – Biotite.....	172
2.4 – CONCLUSION.....	173
CHAPITRE III	
DISCUSSION.....	176
3.1 – MODÈLES STRUCTURAUX.....	176
3.2 – INTERPRÉTATION CONJOINTE DES ÂGES $^{40}\text{AR}/^{39}\text{AR}$ SUR AMPHIBOLES ET MICAS BLANCS.....	180
3.3 – MODÈLE MÉTAMORPHIQUE.....	184
3.4 – SOURCE DES FLUIDES ET DURÉE DE L'HYDROTHERMALISME....	188
3.5 – SIGNIFICATION DES ÂGES $^{40}\text{AR}/^{39}\text{AR}$.....	191
3.6 – CONCLUSION GÉNÉRALE.....	194
ANNEXE A	
LA MÉTHODE $^{40}\text{K}-^{40}\text{AR}$ (K-AR).....	195
A.1. – LA DÉSINTÉGRATION RADIOACTIVE DU ^{40}K.....	195
A.2 – CALCUL D'UN ÂGE PAR LA MÉTHODE K-AR.....	196

A.3 – PRINCIPE DE LA MÉTHODE $^{40}\text{AR}/^{39}\text{AR}$.....	197
A.3.1 – Calcul d'un âge par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	198
A.3.2 – Le rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ de l'échantillon à dater.....	199
A.3.3 – Erreur sur l'âge.....	201
A.3.4 – Diffusion de l'Argon.....	201
A.3.5 – Températures de fermeture des minéraux analysés.....	203
A.3.6 – Représentation graphique des âges.....	204
A.3.7 – Graphique complémentaire.....	208
A.3.8 – Protocole d'analyse.....	208
 ANNEXE B	
LOCALISATION DES ÉCHANTILLONS DE SURFACE ET DU GISEMENT DU LAC HERBIN.....	212
 ANNEXE C	
SPECTRES D'ÂGES $^{40}\text{AR}/^{39}\text{AR}$ NON PRÉSENTÉS DANS LE TEXTE – GISEMENT LAC HERBIN ET AFFLEUREMENTS DE SURFACE.....	214
 LISTE DES RÉFÉRENCES CITÉES.....	217

LISTE DES FIGURES

INTRODUCTION

Figure 1 : Localisation et découpage de la Province du Supérieur.....	4
Figure 2 : Section interprétative composite du sud-est de la Province du Supérieur.....	5
Figure 3 : Divisions tectono-stratigraphiques de la Sous-province de l'Abitibi.....	6
Figure 4 : Distribution du grade métamorphique et du grain structural en Abitibi.....	8
Figure 5 : Modèles d'évolution tectonique de la Sous-province de l'Abitibi.....	10
Figure 6 : Évolution asynchrone de la Sous-province de l'Abitibi.....	14
Figure 7 : Schéma illustrant les différentes interprétations lithologiques de la région de Val-d'Or.....	19
Figure 8 : Interprétation géologique du Segment de Malartic.....	21
Figure 9 : Carte géologique simplifiée de la région de Val-d'Or.....	22
Figure 10 : Représentation schématique des trajectoires de la schistosité dans la région de Val-d'Or.....	23
Figure 11 : Distribution des différents types de dépôts et indices aurifères connus dans la région de Val-d'Or.....	25
Figure 12 : Principe du modèle faille-valve.....	26
Figure 13 : Modèle de continuum crustal.....	31
Figure 14 : Évolution asynchrone des conditions métamorphiques maximales en fonction de la profondeur pour les modèles <i>deep-later</i> et <i>deep-earlier</i>	32

CHAPITRE I

Figure 1.1 : Distribution des différents faciès pétrographiques de l'intrusion de Bourlamaque.....	38
Figure 1.2 : Localisation et projection stéréographique des données structurales de surface au sein du pluton de Bourlamaque.....	41
Figure 1.3 : Caractéristiques structurales des affleurements de surface dans le pluton de Bourlamaque.....	43
Figure 1.4 : Contact entre le pluton de Bourlamaque et son encaissant volcanique au nord de la mine Beaufor.....	45
Figure 1.5 : Contact entre l'intrusion de Bourlamaque et les roches volcaniques encaissantes dans la mine du Lac Herbin.....	46
Figure 1.6 : Coupe schématique du pluton de Bourlamaque.....	47
Figure 1.7 : Représentation schématique de la distribution des principaux cisaillements aurifères au sein du pluton de Bourlamaque.....	47
Figure 1.8 : Encaissant plutonique du gisement Lac Herbin.....	50
Figure 1.9 : Types de dykes observés dans l'encaissant plutonique formant la lithologie principale de la mine du lac Herbin.....	51

Figure 1.10 : Section interprétative des structures minéralisées du gisement Lac Herbin et projection en plan des structures cisailantes minéralisées et non-minéralisées.....	55
Figure 1.11 : Principales caractéristiques structurales des zones de cisaillement répertoriées.....	56
Figure 1.12 : Caractéristiques structurales du réseau de cisaillements minéralisés du gisement Lac Herbin.....	58
Figure 1.13 : Caractéristiques des veines minéralisées.....	61
Figure 1.14 : Zone S3.....	64
Figure 1.15 : Zone S2.....	65
Figure 1.16 : Zone WE.....	67
Figure 1.17 : Détail cartographique de la zone HW.....	68
Figure 1.18 : Zone HW.....	69
Figure 1.19 : Détail cartographique des zones HW2 et HW3.....	71
Figure 1.20 : Zone BZ.....	72
Figure 1.21 : Aspect macroscopique des veines d'extension.....	74
Figure 1.22 : Relations de recoupement entre les différents types de veines d'extension du gisement Lac Herbin.....	75
Figure 1.23 : Zone FLHS.....	78
Figure 1.24 : Zone FF.....	79
Figure 1.25 : Représentation schématique de la zone S4.....	81
Figure 1.26 : Zones d'intersections minéralisées potentielles et localisation de la zone FLHS.....	83
Figure 1.27 : Orientation générale des enveloppes minéralisées du gisement Lac Herbin.....	86
Figure 1.28 : Interprétation structurale des cisaillements recoupant la minéralisation au Lac Herbin.....	89
Figure 1.29 : Vue en coupe du modèle d'évolution structurale proposé pour le gisement du Lac Herbin.....	91
Figure 1.30 : Vue en plan du modèle d'évolution structurale proposé pour le gisement du Lac Herbin.....	92
Figure 1.31 : Principales caractéristiques structurales des gisements Dumont et New Formaqué.....	95
Figure 1.32 : Données structurales de la mine Ferderber.....	97
Figure 1.33 : Éléments structuraux de la mine Perron-Beaufor.....	101
Figure 1.34 : Carte structurale du niveau 70 de la mine Beacon 2.....	104
Figure 1.35 : Éléments structuraux de la mine Wrightbar.....	106
Figure 1.36 : Principaux éléments structuraux du gisement de la mine Sullivan.....	108
Figure 1.37 : Principales données structurales de la mine Bussières.....	109
Figure 1.38 : Modèles illustrant la manière dont des zones de cisaillement ductile conjuguées peuvent accommoder la déformation du volume de roche qui les encaisse.....	118
Figure 1.39 : Illustration schématique du mécanisme d'ouverture-précipitation (<i>crack-seal</i>) contrôlant la diffusion des fluides métamorphiques interstitiels.....	121
Figure 1.40 : Variations de la pression et des circulations des fluides métamorphiques depuis leur source vers la surface.....	123

- Figure 1.41** : Évolution schématique de la densité de micro-fractures, de la connectivité et de la perméabilité en fonction de la contrainte.....123
- Figure 1.42**: Représentation schématique des principaux couloirs de déformation de la région de Val-d'Or et des réseaux de failles minéralisées et stériles des gisements Lac Herbin, Beacon 2 et Beaufor.....126

CHAPITRE II

- Figure 2.1** : Aspect en lame mince (LPA) des amphiboles et micas blancs échantillonnés pour datation.....132
- Figure 2.2** : Spectres d'âges et variations $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ des amphiboles issues de l'intrusion de Bourlamaque non déformé.....135
- Figure 2.3** : Spectres d'âges et variations $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ d'amphiboles issues de dykes mafiques.....136
- Figure 2.4** : Modèle schématique d'interprétation des spectres d'âges présentant une forme en selle.....142
- Figure 2.5** : Spectres d'âges de la zone Canmet, dans le gisement Beacon 2.....144
- Figure 2.6** : Spectres d'âges de la zone HW au Lac Herbin illustrant la reproductibilité des analyses.....146
- Figure 2.7** : Spectres d'âges de micas blancs associés à la veine de cisaillement de la zone S2.....147
- Figure 2.8** : Âges apparents ou âges pseudo-plateau correspondant aux étapes de haute et de basse température.....150
- Figure 2.9** : Représentation graphique des âges (et de leur marge d'erreur) en lien avec la minéralisation filonienne aurifère dans la région de Val-d'Or.....151
- Figure 2.10** : Histogrammes de densité de probabilité de tous les âges apparents.....153
- Figure 2.11** : Histogrammes de densité de probabilité des âges apparents issus de l'analyse de micas blancs des veines de quartz et des cisaillements pour les mines Lac Herbin, Beacon 2 et Beaufor, ainsi que pour les affleurements de surface.....154
- Figure 2.12** : Spectres d'âges de la zone S1 du gisement Lac Herbin.....156
- Figure 2.13** : Spectres d'âges des zones C et E du gisement Beaufor.....157
- Figure 2.14** : Spectres d'âges de la zone S3 du gisement Lac Herbin.....158
- Figure 2.15** : Spectres d'âges des zones BZ (mine Lac Herbin) et F (mine Beaufor).....158
- Figure 2.16**: Histogrammes de densité de probabilité des âges apparents sur micas blancs des filons de quartz et cisaillements associés des zones S3, WE, HW, S1 et S2 dans le gisement du Lac Herbin.....161
- Figure 2.17** : Histogrammes de densité de probabilité des âges apparents sur micas blancs des veines de quartz et zones de cisaillement associées pour les trois mines étudiées.....165
- Figure 2.18** : Spectres d'âges obtenus sur micas blancs de la zone minéralisée Canmet et de la structure post-minéralisation New Vein à la mine Beacon 2.....167
- Figure 2.19** : Spectres d'âges d'une veine de tension subhorizontale et de la structure tardive HW3 à la mine Lac Herbin.....171
- Figure 2.20** : Spectre d'âges de biotite.....172
- Figure 2.21** : Représentation des principales données géochronologiques de cette étude en relation avec la synthèse des données géochronologiques de la partie sud de la Sous-province de l'Abitibi et de la partie nord de la Sous-province du Pontiac.....174

CHAPITRE III

Figure 3.1 : Principales caractéristiques rhéologiques et structurales d'une lithosphère chaude.....179

Figure 3.2 : Modèle métamorphique *deep-earlier* et érosion des niveaux supérieurs.....186

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Synthèse des données géochronologiques des gisements aurifères filoniens de la région de Val-d'Or.....29

RÉSUMÉ

L'évolution structurale complexe de la Zone Volcanique Sud (Abitibi) s'étend sur au moins 60 Ma et est interprétée, selon les auteurs, soit comme une accrétion de blocs allochtones ou bien comme étant issue d'une évolution stratigraphique autochtone. Cette évolution est marquée par une activité prolongée le long des zones tectoniques d'échelle crustale qui bordent la Zone Volcanique Sud, qui sont la faille de Cadillac-Larder Lake au sud et la faille de Destor-Porcupine-Manneville au nord. La Zone Volcanique Sud est marquée par un métamorphisme essentiellement au faciès du schiste vert, un grain structural est-ouest et une schistosité régionale subverticale dans le segment de Malartic. La région de Val-d'Or est riche en minéralisations filoniennes aurifères essentiellement post-métamorphiques, mais l'âge de ces minéralisations et leur contexte de mise en place par rapport à la déformation régionale et au métamorphisme reste controversé. Plusieurs auteurs proposent une mise en place liée à l'épisode de structuration régionale principal D2 et globalement synchrone du métamorphisme estimé vers 2670-2680 Ma, d'autres suggèrent des âges 70 à 100 Ma plus jeunes que ce métamorphisme.

Le pluton de Bourlamaque encaisse une dizaine de gisements filoniens aurifères post-métamorphiques matérialisés par des veines de quartz-tourmaline-carbonates-sulfures associées à des zones de cisaillement mylonitique inverses. L'ouverture de la mine Lac Herbin en 2008 par la Corporation Minière Alexis a permis de compléter les données structurales portant sur les gisements filoniens aurifères de la région de Val-d'Or en s'affranchissant du biais lié à la déformation fractionnée des roches volcano-sédimentaires encaissantes, et d'apporter de nouvelles datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur le pluton lui-même ainsi que sur les structures minéralisées (veines aurifères et cisaillements mylonitiques associés).

La minéralisation encaissée dans le pluton de Bourlamaque s'organise selon des réseaux de cisaillements synthétiques à vergence nord, plus rarement à vergence sud, centrés sur des structures à fort pendage et compatibles avec une déformation régionale essentiellement coaxiale. Les structures à fort pendage pourraient se développer de manière naturelle en contexte ductile, tel que suggéré par la présence de mylonites, et être par la suite réactivées sous l'effet de suppressions de fluides cycliques de type faille-valve. Le développement des structures synthétiques secondaires semble lié à la présence de dykes mafiques et à l'intensité du système hydrothermal réactivant les structures à fort pendage.

Plusieurs structures stériles à pendage nord ont également été reconnues et interprétées comme liées à un épisode structural post-minéralisation. Il s'agit des failles Lac Herbin Sud, Beacon et Beaufor, respectivement décrites dans les gisements Lac Herbin, Beacon 2 et Beaufor.

L'interprétation des données $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ suggère que les premières traces de fluides liés à la minéralisation sont enregistrées par les amphiboles du pluton de Bourlamaque vers 2650 Ma. La géométrie des spectres d'âges des zones mylonitiques traduit une recristallisation dynamique compatible avec les indications de circulations hydrothermales associées à la minéralisation se poursuivant possiblement jusque vers 2505 Ma. La cyclicité des pics de densité de probabilité des âges plateaux de l'ensemble des micas blancs et le décalage entre les spectres des veines de quartz et des mylonites sont compatibles avec une activité hydrothermale cyclique de type faille-valve. Les caractéristiques structurales et rhéologiques des orogènes «chauds» précambriens seraient compatibles avec une activité hydrothermale s'étalant sur une durée ≥ 100 Ma.

Au final, la datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ conjointe de l'intrusion de Bourlamaque ainsi que des veines minéralisées et de la déformation mylonitique associée offre de nouvelles perspectives

d'interprétation et apporte de nouveaux éléments de compréhension concernant le contexte de mise en place des minéralisations filoniennes aurifères de la région de Val-d'Or.

Mots clés : Orogenèse kénoréenne, Abitibi, Zone Volcanique Sud, Faille de Cadillac, Bourlamaque, Gisements filoniens aurifères archéens, Cisaillements mylonitiques, Géochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

ABSTRACT

The structural evolution of the South Volcanic Zone (Abitibi), spreads over 60 Ma and is interpreted, depending on the authors, as a collage of allochthone blocks or as an autochthone stratigraphic evolution. This evolution is marked by a longlasting activity along the crustal tectonic zones defining the South Volcanic Zone, which are the Destor-Porcupine-Manneville fault zone in the north and the Cadillac-Larder Lake fault zone in the south. The metamorphic grade in the South Volcanic Zone displays mainly a greenschist facies. The structural grain is E-W trending and is underlined by a steep foliation in the Malartic segment. The Val-d'Or district is well known for its numerous post-metamorphic load gold deposits, but the relationship between the age of mineralization, the regional deformation and the regional metamorphism is still a matter of debate. Several authors propose that the mineralization is linked to the main D2 event, and is broadly synchronous with the regional metamorphism, whereas others suggest that the mineralization is 70 to 100 Ma younger than this regional metamorphism.

The Bourlamaque pluton contains about ten post-metamorphic load gold deposits, formed by quartz-tourmaline-carbonate-sulphide veins in association with reverse mylonitic shear zones. Opening of the Lac Herbin mine in 2008 by Alexis Minerals Corporation was an opportunity to complete the structural data set by avoiding the bias due to the fractionated deformation of the regional volcano-sedimentary rocks, and to collect new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data on the pluton itself but also on the mylonitic shear zones and related gold veins.

The mineralization corresponds to a north verging, occasionally south verging, network of synthetic shear zones evolving from steeply dipping structures that could be naturally formed in ductile environment, and later reactivated as a fault-valve system. Development of synthetic shears depends probably on mafic dykes localisation and on the intensity of the hydrothermal system.

Several north-dipping barren structures have been also recognized and interpreted as being related to a post-mineralization structural event. Those structures are the Lac Herbin Sud Fault, Beacon Fault and Beaufor Fault, respectively described in the Lac Herbin, Beacon 2 and Beaufor deposits.

Interpretation of the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data set suggests that the first fluids related to the mineralization are recorded by amphiboles of the Bourlamaque plutonic rock at ca. 2650 Ma. Geometry of age spectra from mylonitic shear zones is typical of dynamic recrystallization and consistent with indications of hydrothermal circulations possibly extending until ca. 2505 Ma in the gold veins themselves. The cyclicity of the plateau ages frequency peaks from white micas and the delay between quartz veins and mylonitic shear zones spectra are consistent with a fault-valve hydrothermal activity. Structural and rheological characteristics of «hot» precambrian orogeny could explain an hydrothermal activity extended over 100 Ma.

Finally, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Bourlamaque plutonic rock together with auriferous quartz veins and related mylonitic shear zones provides renewed perspective and elements for a better understanding of the global context of load gold deposits in the Val-d'Or area.

Keywords: Kenorean orogeny, Abitibi, South Volcanic Zone, Cadillac fault, Archean load gold deposits, Mylonitic shear zones, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology

INTRODUCTION

PRÉSENTATION DU PROJET

Ce projet de doctorat vise à une meilleure compréhension de l'origine et du développement des minéralisations filoniennes aurifères encaissées par le pluton de Bourlamaque (Val-d'Or, Abitibi), à travers la combinaison d'une approche structurale et d'une approche géochronologique. Cette étude repose sur un partenariat entre l'Université du Québec à Montréal (Canada) avec Alain Tremblay (professeur et directeur de thèse), l'Université de Rennes 1 (France) avec Gilles Ruffet (chercheur CNRS – UMR 6118 – et directeur de thèse) et la Corporation Minière Alexis avec Claude Gobeil (ingénieur et géologue senior). Alexis Minerals possède près de 80% des permis d'exploration ainsi qu'une importante base de données (forages et analyses géochimiques entre autres) sur le pluton et a inauguré en 2008 la mine d'or du Lac Herbin.

Les minéralisations filoniennes aurifères tardi-orogéniques associées aux cratons archéens sont l'objet de nombreuses études, en particulier dans les cratons du Supérieur au Canada et du Yilgarn en Australie. Elles y sont bien documentées, et ce dans des contextes géologiques similaires (Robert *et al.*, 2005). Ces gisements sont très répandus en particulier dans les terrains néoarchéens et seraient liés, d'après Kerrich, Goldfarb et Richards (2005), à des environnements géodynamiques de type cordillère, c'est-à-dire proches de la tectonique des plaques actuelle. De nombreuses études appuient cependant la nécessité pour l'exploration minérale d'une meilleure compréhension des relations entre le métamorphisme, la déformation et l'âge de ces minéralisations filoniennes (Goldfarb *et al.*, 2005, pour références).

Le but de cette étude est donc d'apporter des éléments de discussion significatifs afin de mieux comprendre le contexte structural et géochronologique de mise en place des minéralisations aurifères filoniennes archéennes dans le camp minier de Val-d'Or. Trois étés de travaux de terrain (2008, 2009 et 2010) ont été effectués avec la collaboration de la Corporation Minière Alexis, afin de préciser le contexte structural des minéralisations filoniennes du gisement du Lac Herbin en particulier, mais également de collecter des informations de surface sur l'ensemble du pluton. Le gisement du Lac Herbin s'étend sur une surface carrée d'environ

0,25 km² et développe une quinzaine de niveaux et sous-niveaux distribués le long d'une rampe hélicoïdale d'environ 400 m de profondeur. Bien que l'ensemble du réseau ait pu être visité, les niveaux (et sous-niveaux associés) 17, 20 et 25 ont été privilégiés par les modalités d'accès. Le niveau 25 est le plus développé du gisement et recoupe l'ensemble des zones minéralisées. La majorité des affleurements de surface de la moitié sud de l'intrusion de Bourlamaque a pu être visitée, l'emphase ayant été mise sur les zones les plus favorables à l'échantillonnage pour lames minces et datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Ces travaux de terrain ont été associés à l'utilisation de la base de données de forages de la Corporation Minière Alexis (corrélation de forages, localisation de zones aurifères, répartition des dykes, degré de déformation dans les zones de cisaillement).

Les précédentes datations isotopiques sur les minéralisations aurifères de la région de Val-d'Or ont été effectuées essentiellement sur des minéraux d'origine hydrothermale associés aux veines de quartz ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur micas, U/Pb sur titanite, rutile et zircon, Sm/Nd sur scheelite et Pb/Pb sur pyrite) et sur des intrusions dont les relations géométriques avec la minéralisation sont connues (Tableau 1). Cette étude propose des résultats géochronologiques par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ à la fois sur la déformation mylonitique et sur les veines minéralisées associées dans le but de mieux appréhender leurs relations mutuelles. Ces travaux de datation ont été effectués au laboratoire Géosciences de l'Université de Rennes 1 (UMR 6118 – CNRS).

Cette thèse est organisée en trois chapitres qui succèdent à la description du contexte géologique régional et à la présentation de la problématique spécifique à cette étude. Le volet structural (chapitre I) est principalement alimenté par l'étude du gisement Lac Herbin, qui suit la présentation du pluton de Bourlamaque. La proposition d'un modèle de mise en place pour ce gisement est suivie d'une description des principales caractéristiques des autres gisements connus du pluton afin de finalement proposer une synthèse structurale des minéralisations filoniennes aurifères à l'échelle de l'intrusion de Bourlamaque. Le volet géochronologique (chapitre II) est présenté à la suite du volet structural afin de pouvoir ancrer l'interprétation des âges radiométriques sur ce dernier. Ces données $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ portent à la fois sur des faciès non-déformés de l'intrusion de Bourlamaque et sur les zones de cisaillement aurifères qui le recoupent. La thèse se conclue par une discussion (chapitre III) confrontant les éléments de débat obtenus dans les volets structural et géochronologique avec les données et modèles de mise en place concernant les gisements filoniens aurifères documentés dans la région de Val-d'Or, et plus généralement avec les caractéristiques des orogènes précambriens.

CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

La Province du Supérieur

La Province du Supérieur, globalement stable tectoniquement depuis 2.6 Ga, constitue le cœur du Bouclier Canadien en Amérique du Nord (Fig. 1A). Percival (2007) propose une synthèse géologique et métallogénique de ce craton, dont les grands traits sont repris ici. La Province du Supérieur est considérée comme le résultat de l'assemblage de différents fragments continentaux mésoarchéens et de plaques océaniques néoarchéennes au cours d'une évolution tectonique complexe entre 2.75 et 2.68 Ga. Cet assemblage est illustré par une mosaïque de blocs tectoniques (Fig. 1B) qui serait issue d'un processus vraisemblablement proche de la tectonique des plaques actuelle d'après l'interprétation de profils sismiques suggérant la présence de zones de subduction océanique (par ex. Kerrich et Ludden, 2000; White *et al.*, 2003). Toutefois l'utilisation d'un modèle de tectonique des plaques pour expliquer la formation de la Province du Supérieur est sujet à débat (par ex. Boily *et al.*, 2009; Maurice *et al.*, 2009). L'essentiel de l'érosion de la Province du Supérieur a eu lieu avant 2.5 Ga, âge correspondant à celui des roches sédimentaires reposant en discordance sur le craton, par exemple la Formation de Livingston Creek dans le Groupe d'Elliot Lake en Ontario (Long, 2004). Le grain structural du Supérieur est orienté E-O dans sa partie sud, et NO-SE dans sa partie nord-est. Une foliation subverticale caractérise principalement les ceintures de roches vertes du Supérieur. Les gisements d'or orogénique sont globalement associés aux principales zones de failles et de cisaillements, y compris celles correspondant aux limites des blocs tectoniques.

Des profils sismiques profonds, en particulier du projet Lithoprobe, réalisés dans la partie sud-est de la Province du Supérieur (et traversant les Sous-provinces d'Opatoca, de l'Abitibi et du Pontiac; Fig. 2) montrent des réflecteurs plongeant faiblement vers le nord, compatibles avec une accréation du nord vers le sud (Jackson *et al.* 1990; Lacroix et Sawyer, 1995; Calvert et Ludden, 1999; Kerrich et Ludden, 2000). Kimura *et al.* (1993) ont proposé que les ceintures métasédimentaires représentent les restes de prismes d'accréation pincés entre les blocs accrétés ou bien subductés sous les assemblages volcano-plutoniques.

La Sous-province de l'Abitibi, constituant l'extrémité sud/sud-est du craton, compte parmi les plus importants districts miniers de la Province du Supérieur.

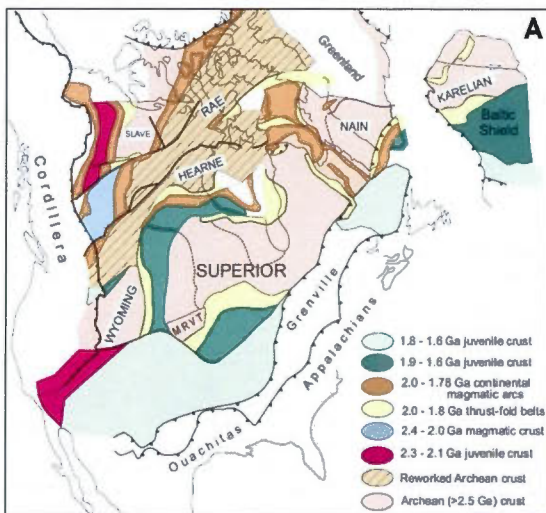
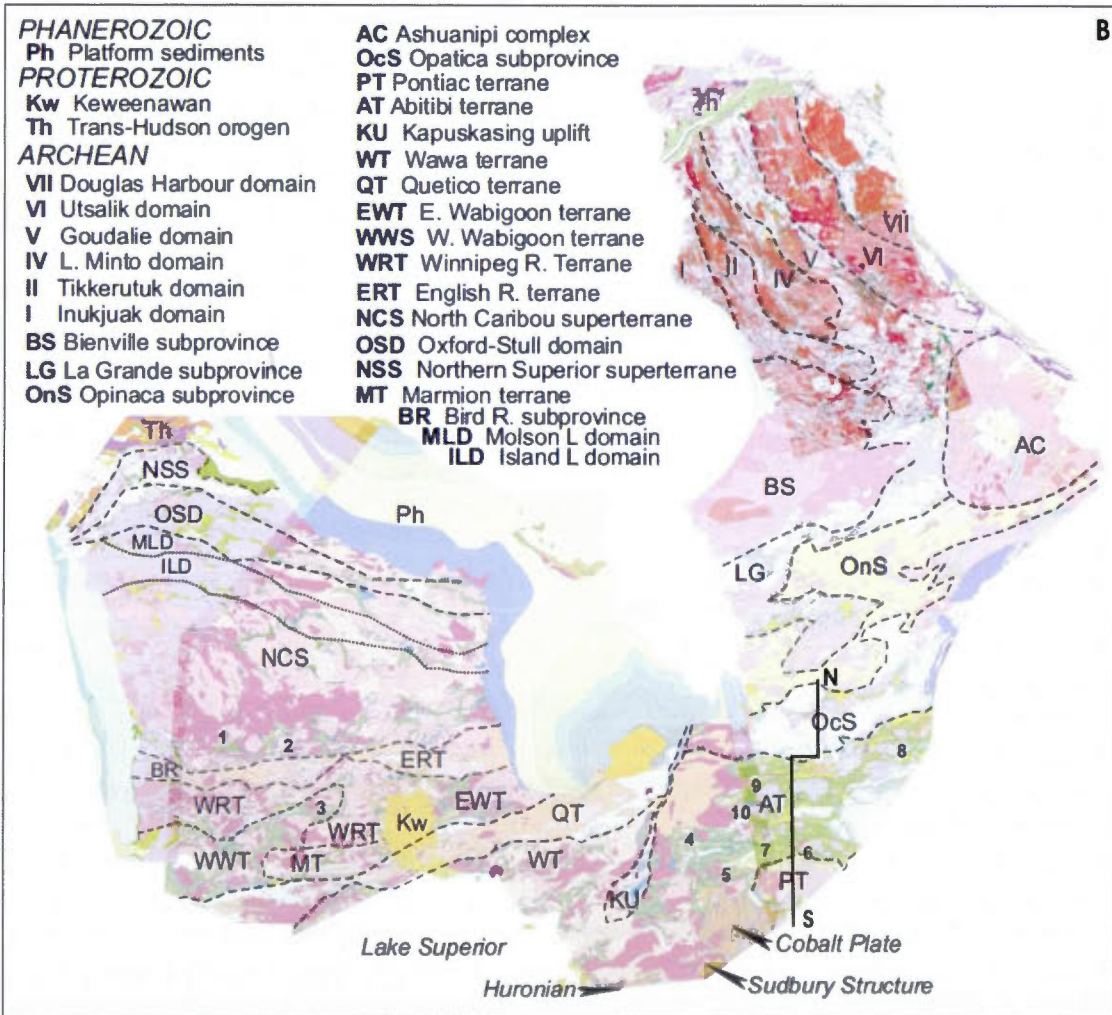


Figure 1 : Localisation et découpage de la Province du Supérieur. Les deux figures sont tirées de Percival (2007). A) Localisation de la Province du Supérieur au cœur du continent nord-américain. Le Groenland et le bouclier baltique sont restaurés avant l'ouverture de l'Océan Atlantique et de la Mer du Labrador. MRVT: Minesota River Valley Terrane. B) Représentation de la mosaïque de blocs tectoniques constituant la Province du Supérieur. Principaux districts miniers: 1: Red Lake; 2: Confederation Lake; 3: Sturgeon Lake; 4: Timmins; 5: Kirkland Lake; 6: Cadillac; 7: Noranda; 8: Chibougamau; 9: Casa Berardi; 10: Normétal. Ligne brisée noire NS: localisation des profils de réflexion et réfraction sismique de la figure 2.



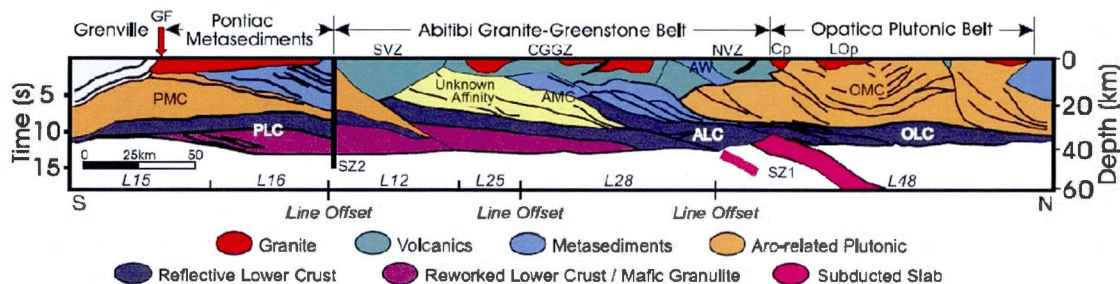


Figure 2 : Section interprétative composite du sud-est de la Province du Supérieur, établie à partir des profils sismiques Lithobrobe (voir la figure 1B pour la localisation). Les lignes noires épaisses et discontinues indiquent les réflecteurs sismiques. ALC, croûte inférieure de l'Abitibi; AW, prisme d'accrétion; CGGZ, zone centrale à granite-gneiss; Cp, pluton de Canet; GF, front du Grenville; LOp, pluton du lac Ouescapis; NVZ: Zone Volcanique Nord; OMC: croûte moyenne de l'Opatoca; OLC, croûte inférieure de l'Opatoca; PMC, croûte moyenne du Pontiac; PLC, croûte inférieure du Pontiac; SVZ, Zone Volcanique Sud; SZ1 et SZ2 représentent des zones de suture interprétées. Tiré de Kerrich et Ludden, 2000.

La Sous-province de l'Abitibi

La Sous-province de l'Abitibi est d'une grande importance économique et constitue la région produisant la grande majorité de l'or provenant des ceintures de roches vertes du Bouclier Canadien. Deux grands types de gisements d'or génétiquement distincts sont reconnus : les gisements Au associés à des sulfures volcanogènes, et les gisements filoniens Au associés à des corridors de déformation et des zones de cisaillement crustales.

Stratigraphie et structuration générale

La structure générale de la Sous-province de l'Abitibi s'apparente à un assemblage de blocs structuraux losangés, séparés par un réseau anastomosé de zones tectoniques orientées E-O et ONO-ESE (Hubert, 1990). La Sous-province de l'Abitibi s'est progressivement édifiée au cours de trois périodes volcaniques distinctes, datées à 2730-2725, 2718-2714 et 2705-2700 Ma, et est divisée en une Zone Volcanique Nord et une Zone Volcanique Sud (Ludden, Hubert et Garipey, 1986; Fig. 3). La Zone Volcanique Nord est interprétée comme un segment d'arc constitué d'une plaine basaltique subaquatique parsemée d'édifices volcaniques mafiques à felsiques (Chown *et al.*, 1992; Chown, Harrap et Moukhsil, 2002), dont les roches sont datées entre 2730 et 2710 Ma (Desrochers *et al.* 1993). Elle est séparée de la Zone Volcanique Sud par la zone de faille Destor-Porcupine-Manneville.

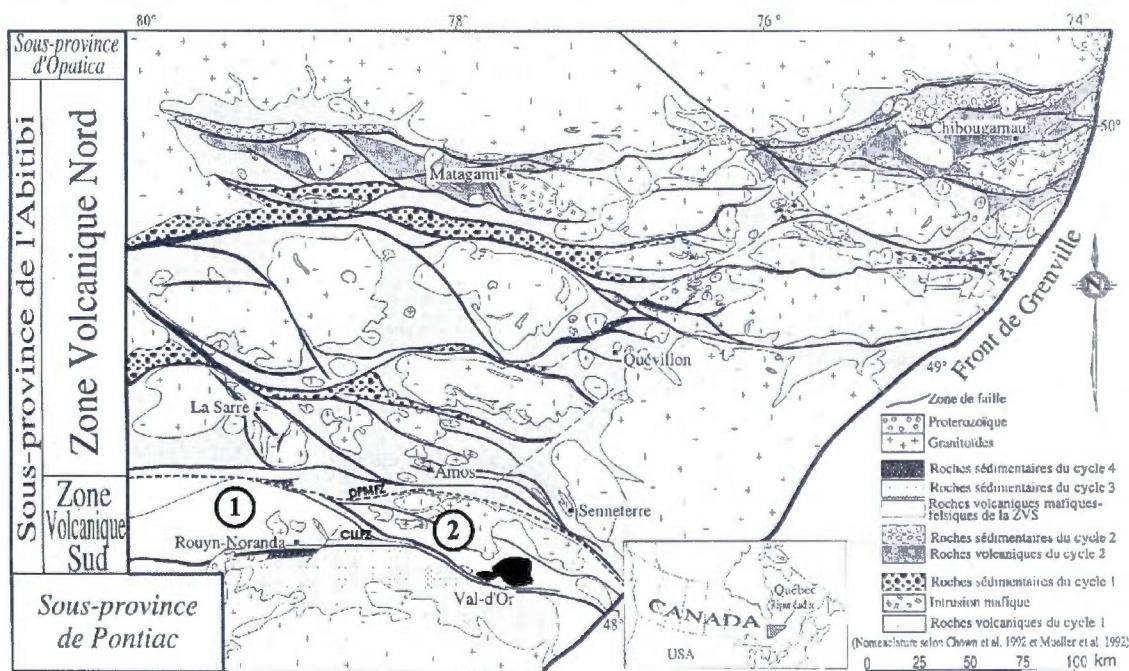


Figure 3 : Divisions tectono-stratigraphiques de la Sous-province de l'Abitibi. Modifié de Mueller *et al.* (1996). (1) Segment du Blake River (Zone Volcanique Sud). (2) Segment de Malartic (Zone Volcanique Sud). DPMFZ : Zone de faille Destor-Porcupine-Manneville. CLLFZ : Zone de faille Cadillac-Larder Lake. Le pluton de Bourlamaque est en noir.

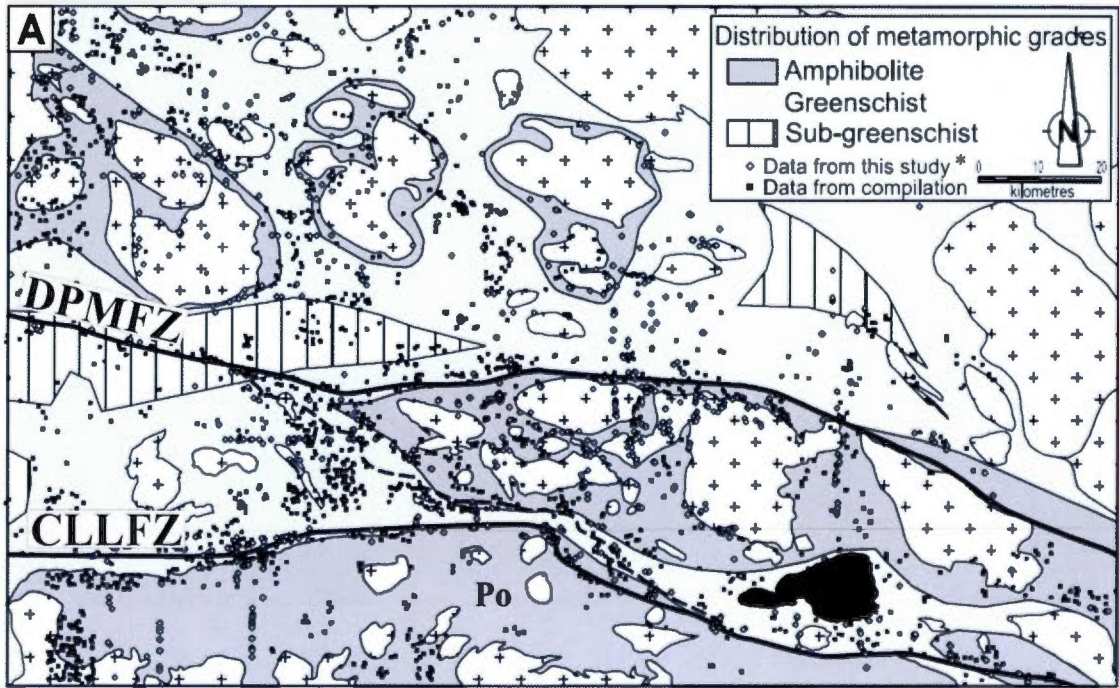
La Zone Volcanique Sud, dont les roches volcaniques sont datées entre 2714 Ma et 2696 Ma (Scott, Mueller et Pilote, 2002; Pearson et Daigneault, 2009), est séparée de la Sous-province du Pontiac par la zone de faille Cadillac-Larder Lake. Elle est divisée en deux micro-terrains, le segment du Blake River à l'ouest et le segment de Malartic à l'est (Fig. 3). Son évolution, complexe, est sujette à différentes interprétations présentées à la page 11.

Le grain structural est-ouest de la sous-province abitibienne résulte d'une déformation régionale complexe associée à un métamorphisme variant du faciès du sous-schiste vert (prehnite-pumpellyite) au faciès de l'amphibolite inférieur, ce dernier étant localisé autour d'intrusions plutoniques (Chown *et al.*, 1992; Powell, Carmichael et Hodgson, 1995; Mueller *et al.*, 1996; Fig. 4A). La fabrique structurale, bien que localement à faible pendage, est dominée par une schistosité subverticale. La déformation régionale est hétérogène et montre une alternance de zones fortement déformées et/ou cisailées avec des zones peu ou pas déformées, délimitant des couloirs de déformation dont les principaux sont les zones de faille Destor-Porcupine-Manneville et Cadillac-Larder Lake (Daigneault, Mueller et Chown, 2002; Fig. 4B).

La juxtaposition de part et d'autre de la zone de faille Cadillac-Larder Lake du faciès schiste vert de la Sous-province de l'Abitibi et du faciès amphibolite moyen de la Sous-province du Pontiac serait liée à une phase d'exhumation datée à 2660-2642 Ma (Daigneault, Mueller et Chown, 2002; Fig. 4A et 5A).

La mise en place de la Sous-province de l'Abitibi reste sujette à débat et il est proposé dans la littérature deux modèles : une évolution issue de l'accrétion de blocs allochtones ou bien une évolution stratigraphique autochtone (Fig. 5A et 5B).

Le modèle lié à l'accrétion de blocs allochtones est essentiellement basé sur le fait que la Sous-province de l'Abitibi montre une évolution et des caractéristiques compatibles avec le modèle de la tectonique des plaques actuelle. Dans ce modèle, l'accrétion d'arcs océaniques, marquée par la trace de zones de subduction d'après l'interprétation des profils sismiques, est accommodée par un important raccourcissement tectonique et associée à la présence de séquences inversées, de plis couchés et de bassins en *pull-apart* tardi-orogéniques (Jackson *et al.* 1990; Kerrich et Wyman, 1990; Sawyer et Benn, 1993; Sutcliffe *et al.* 1993; Mueller *et al.* 1996; Ranalli, 1997; Chown, Harrap et Moukhsil, 2002; Daigneault, Mueller et Chown, 2002). Les datations radiométriques U/Pb des unités volcano-sédimentaires et des plutons synvolcaniques suggèrent de plus un rajeunissement du nord vers le sud de la Sous-province de l'Abitibi (âges entre 2750 et 2700 Ma dans la partie méridionale de l'Abitibi, âges à ca. 2700 Ma dans la partie sud), compatible avec une accrétion du nord vers le sud (Chown *et al.*, 1992; Jenkins et Brown, 1999; Daigneault, Mueller et Chown, 2002). Cette évolution est synthétisée par Daigneault, Mueller et Chown (2002) à travers une histoire structurale complexe qui s'étale sur environ 60 Ma, sous un régime de compression oblique dextre aboutissant à l'accrétion des zones volcaniques Nord et Sud lors de l'orogénèse kénoréenne (Fig. 5A). Les roches métasédimentaires du Groupe du Pontiac de la Sous-province du Pontiac sont interprétées comme les vestiges d'un prisme d'accrétion (Benn *et al.*, 1994; Daigneault, Mueller et Chown, 2002).



* Daigneault, Mueller et Chown (2002)

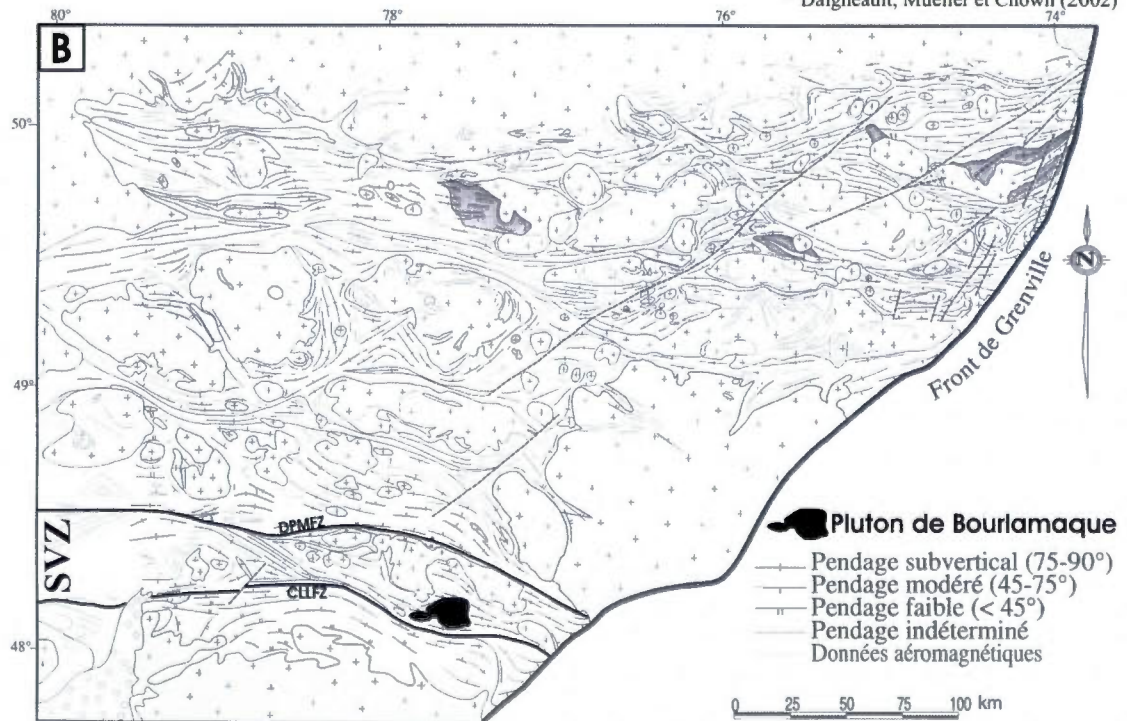
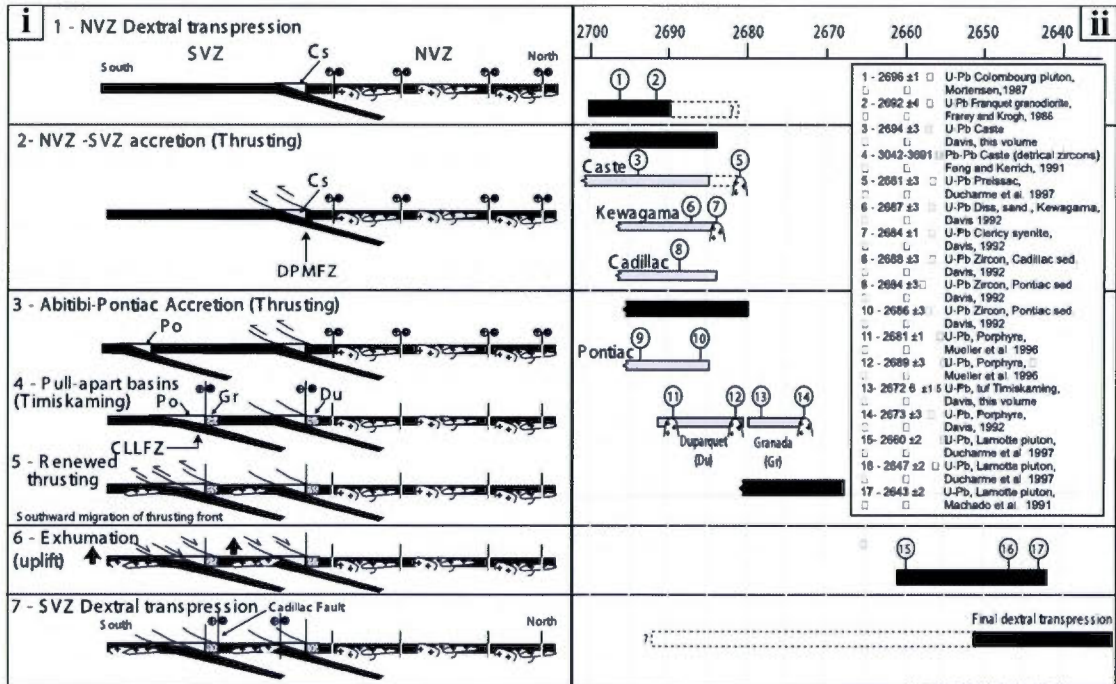


Figure 4 : Distribution du grade métamorphique et du grain structural en Abitibi. A) Distribution des faciès métamorphiques de la partie sud de la Sous-province de l'Abitibi et de la partie nord de la Sous-province du Pontiac. DPMFZ, zone de faille Destor-Porcupine-Manneville; CLLFZ, zone de faille Cadillac-Larder Lake; Po, Sous-province du Pontiac. Modifié de Daigneault, Mueller et Chown (2002). B) Carte du grain structural de la Sous-province de l'Abitibi montrant une succession de couloirs de déformation globalement orientés est-ouest. SVZ : Zone Volcanique Sud. Modifié de Daigneault, 1996.

Un modèle d'évolution stratigraphique autochtone est proposé notamment par Ayer *et al.* (2002), Benn et Peschler (2005), et Peshler, Benn et Roest (2006). Dans la partie ontarienne de la Sous-province de l'Abitibi, Ayer *et al.* (2002), sur la base d'interprétations lithologiques et géochronologiques, définissent neuf assemblages supracrustaux dont l'évolution serait compatible avec une stratigraphie régionale autochtone. De plus, ces auteurs documentent environ 20% de zircons hérités dans les assemblages stratigraphiques supracrustaux, les âges de ces zircons impliquant un recyclage depuis les assemblages sous-jacents.

Toujours dans la partie ontarienne de la Sous-province de l'Abitibi, Benn et Peschler (2005) proposent, sur la base d'une étude structurale de la faille Destor-Porcupine, que les principales failles régionales connues dans la ceinture de roches vertes abitibienne ne correspondent pas à des zones de sutures mais soient liées à un détachement majeur à la base de la stratigraphie volcanique (Fig. 5B). Cette interprétation est soutenue par une expérience de modélisation analogique de déformation à l'échelle de la croûte (Benn et Peschler, 2005) et par la modélisation du champ gravimétrique, imageant des plis d'échelle régionale (Peshler, Benn et Roest, 2006).

A - MODÈLE D'ACCRÉTION DE BLOCS ALLOCHTONES



B - MODÈLE D'ÉVOLUTION STRATIGRAPHIQUE AUTOCHTONE

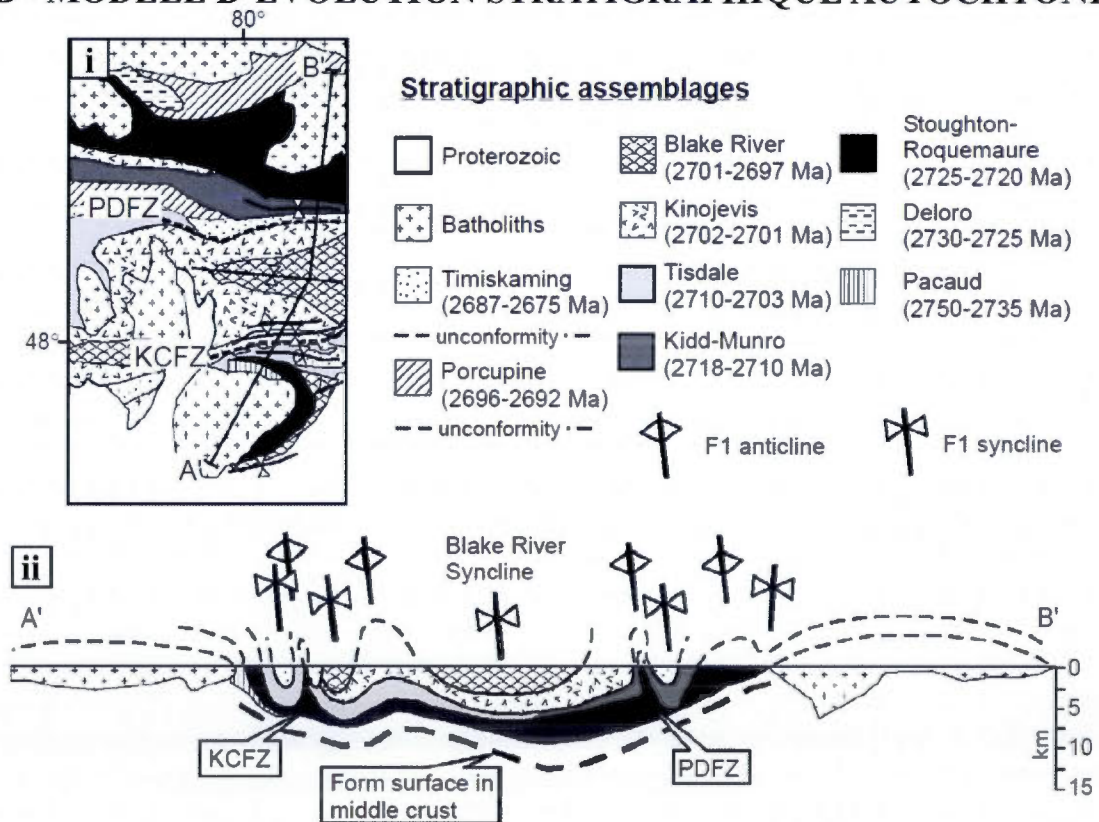


Figure 5 : Modèles d'évolution tectonique de la Sous-province de l'Abitibi. A) Modèle d'évolution lié à l'accrétion de blocs allochtones. Tiré de Daigneault, Mueller et Chown (2002). (i) Principales phases de déformation (vue en coupe). NVZ, Zone Volcanique Nord; SVZ, Zone Volcanique Sud; Cs, Formation du Lac Caste; Po, Sous-province du Pontiac; Gr, Formation de Granada; Du, Formation de Duparquet; DPMFZ, zone de faille Destor-Porcupine-Manneville; CLLFZ, zone de faille Cadillac-Larder Lake. (ii) Cadre géochronologique. B) Modèle d'évolution stratigraphique autochtone. Tiré de Benn et Peschler (2005). (i) Assemblages stratigraphiques et localisation de la section interprétative A'B' dans la partie ontarienne de la Sous-province de l'Abitibi. Nomenclature stratigraphique et données géochronologiques d'après Ayer *et al.* (2002). (ii) Section interprétée à travers le synclinal du Blake River. KCFZ : Kirkland-Cadillac Fault Zone; PDFZ : Porcupine-Destor Fault Zone.

La Zone Volcanique Sud

Dans la province de Québec, la Zone Volcanique Sud est définie dans sa partie ouest par le segment du Blake River et dans sa partie est par le segment de Malartic (Fig. 3). Le segment du Blake River, interprété par Dimroth *et al.* (1982, 1983a, 1983b) comme un arc océanique constitué de basaltes tholéitiques sous-jacents à une séquence volcanique calco-alcaline mafique à felsique, est plus récemment décrit comme un complexe de méga-caldeiras (Pearson et Daigneault, 2009). Dans le Groupe de Blake River, la schistosité est peu pénétrative et la déformation augmente progressivement à l'approche des zones de faille Destor-Porcupine-Manneville et Cadillac-Larder Lake (Pearson et Daigneault, 2009).

Desrochers, Hubert et Pilote (1996) rappellent que le segment de Malartic a d'abord été interprété comme un ensemble de groupes lithologiques en contact stratigraphique (Gunning et Ambrose, 1940; Imreh, 1984), dont le plissement régional, marqué par exemple dans le Groupe de Malartic par l'«anticlinal de La Motte – Vassan» (Imreh, 1984) permettrait la répétition des groupes sédimentaires et volcaniques. Par la suite, Desrochers *et al.* (1993), Desrochers et Hubert (1996) et Desrochers, Hubert et Pilote (1996) ont proposé le collage complexe de sept blocs tectono-stratigraphiques dont six seraient bordés par des zones tectoniques, définissant le Bloc Composite de Malartic, ce dernier encaissant le camp minier de Val-d'Or. Plus récemment, Scott, Mueller et Pilote (2002) ont proposé de réorganiser le Bloc Composite de Malartic en deux groupes, renouant ainsi avec une interprétation stratigraphique de la région. Le Groupe de Malartic représenterait une plaine volcanique sous-marine et le Groupe de Louvicourt un volcanisme lié à une zone de subduction. À l'image de la Sous-Province de l'Abitibi dans son ensemble, la déformation de la Zone Volcanique Sud est hétérogène et expose une alternance de zones fortement déformées et/ou cisailées avec des zones peu ou pas déformées. Le segment de

Malartic montre une fabrique structurale marquée par une schistosité essentiellement subverticale et pénétrative (Desrochers et Hubert, 1996).

Évolution structurale et cadre géochronologique

Dimroth *et al.* (1982, 1983a, 1983b) ont proposé pour la zone centrale sud de la ceinture abitibienne une évolution stratigraphique et paléogéographique comparable à celle des arcs volcaniques cénozoïques, évolution affectée par deux phases de plissement sous une compression nord-sud. Des plis par flexure F1 auraient d'abord permis la verticalisation des unités stratigraphiques, et l'aplatissement subséquent serait marqué par des plis F2 accompagnés d'une schistosité pénétrative de plan axial est-ouest. Des schistosités S3 et S4 s'y superposeraient localement.

Plus récemment, Robert (2001) a synthétisé l'évolution structurale de la sous-province abitibienne, avec une emphase sur sa partie sud, après la mise en place des principaux édifices volcano-plutoniques et la formation des bassins sédimentaires associés (Fig. 6A). Une phase D1 compressive responsable de plissements précoces et, localement, de chevauchements dans les unités supracrustales aurait eu lieu vers 2685 Ma. La période de surrection et d'érosion qui aurait suivi aurait permis le dépôt en discordance des roches sédimentaires fluviatiles du Groupe de Témiscamingue, qui représentent l'unité stratigraphique la plus jeune en Abitibi, préservée le long des failles Cadillac-Larder Lake et Destor-Porcupine. Le Groupe de Témiscamingue est défini par l'association de roches ignées alcalines et de faciès sédimentaires non-marins (Corfu, Jackson et Sutcliffe, 1991). L'âge de mise en place du Groupe de Témiscamingue est estimé entre 2680 et 2672 Ma par des âges U/Pb sur zircons détritiques et sur zircons et titanites magmatiques (Robert, 2001). La phase compressive D2 (raccourcissement nord-sud) qui s'ensuit serait quant à elle responsable de la fabrique structurale régionale orientée est-ouest et de la déformation pénétrative associée (schistosité généralement subverticale). Cette phase majeure aurait ensuite évolué vers une phase D3, marquée par du décrochement dextre essentiellement concentré le long des principales zones de failles régionales (Destor-Porcupine-Manneville et Cadillac-Larder Lake), qui seraient donc réactivées. Cette phase D3 se serait étendue selon Robert (2001) jusque vers 2660 Ma, d'après l'âge de mise en place des derniers plutons granitiques qui y sont associés.

Dans la partie orientale de la Zone Volcanique Sud, l'arrêt du volcanisme semble se produire vers 2700 Ma (Desrochers *et al.*, 1993), et est suivi par une phase de plissement et de métamorphisme jusque vers 2670 Ma (Corfu *et al.*, 1989) dans un contexte tectonique caractérisé par une convergence oblique avec raccourcissement le long de failles transpressives (Hubert, Trudel et Gélinas, 1984) et par la formation de bassins sédimentaires synorogéniques en *pull-apart* de type Témiscamingue (Daigneault, Mueller et Chown, 2002; Fig. 6B), correspondant à la phase D2 de Robert (2001). Cette phase de plissement régional attribuée à D2 se serait produite entre 2700 et 2686 Ma selon Couture *et al.* (1994). Un épisode d'exhumation tardive, estimé à ca. 2660-2642 Ma (Daigneault, Mueller et Chown, 2002), aurait permis la juxtaposition des roches métamorphiques de la Sous-province de Pontiac avec la Sous-province de l'Abitibi de part et d'autre de la zone tectonique de Cadillac-Larder Lake (Fig. 4A et 5A). Selon Daigneault, Mueller et Chown (2002), la structuration de la Zone Volcanique Sud se termine par un épisode décrochant dextre, correspondant à la phase D3 de Robert (2001) (Fig. 5A et 6). Cette évolution structurale de la Zone Volcanique Sud dans le segment de Malartic serait associée à deux évènements thermiques majeurs d'après Feng *et al.* (1992), (1) un évènement ancien, vers 2690-2670 Ma, qui serait à l'origine du métamorphisme régional au faciès du schiste vert et pénécontemporain de l'intrusion de plutons syn-tectoniques, et (2), un second évènement à ca. 2670-2630 Ma, qui serait quant à lui associé à la subduction de la Sous-province du Pontiac lors de la collision avec la Zone Volcanique Sud, ayant donné naissance aux granites de type S liés à la fusion partielle des roches métasédimentaires de la Sous-province du Pontiac.

L'ensemble de ces éléments suggère une évolution tectonique et structurale probablement asynchrone au sein de la Zone Volcanique Sud, au même titre que l'évolution générale de la Province du Supérieur (Percival, 2007). Plusieurs gisements filoniens aurifères de la Zone Volcanique Sud suggèrent d'ailleurs des écarts d'âge parfois considérables entre la minéralisation aurifère et le métamorphisme régional: jusqu'à 60 Ma à Camflo dans le district minier de Malartic (Zweng, Mortensen et Dalrymple, 1993), 100 Ma à la mine Sigma (district minier de Val-d'Or) ou bien encore 70 Ma pour le gisement Davidson-Tisdale en Ontario (Hanes, Archibald et Hodgson, 1992). Tout comme la déformation régionale, les épisodes minéralisateurs aurifères pourraient donc également être asynchrones à l'échelle de la Zone Volcanique Sud.

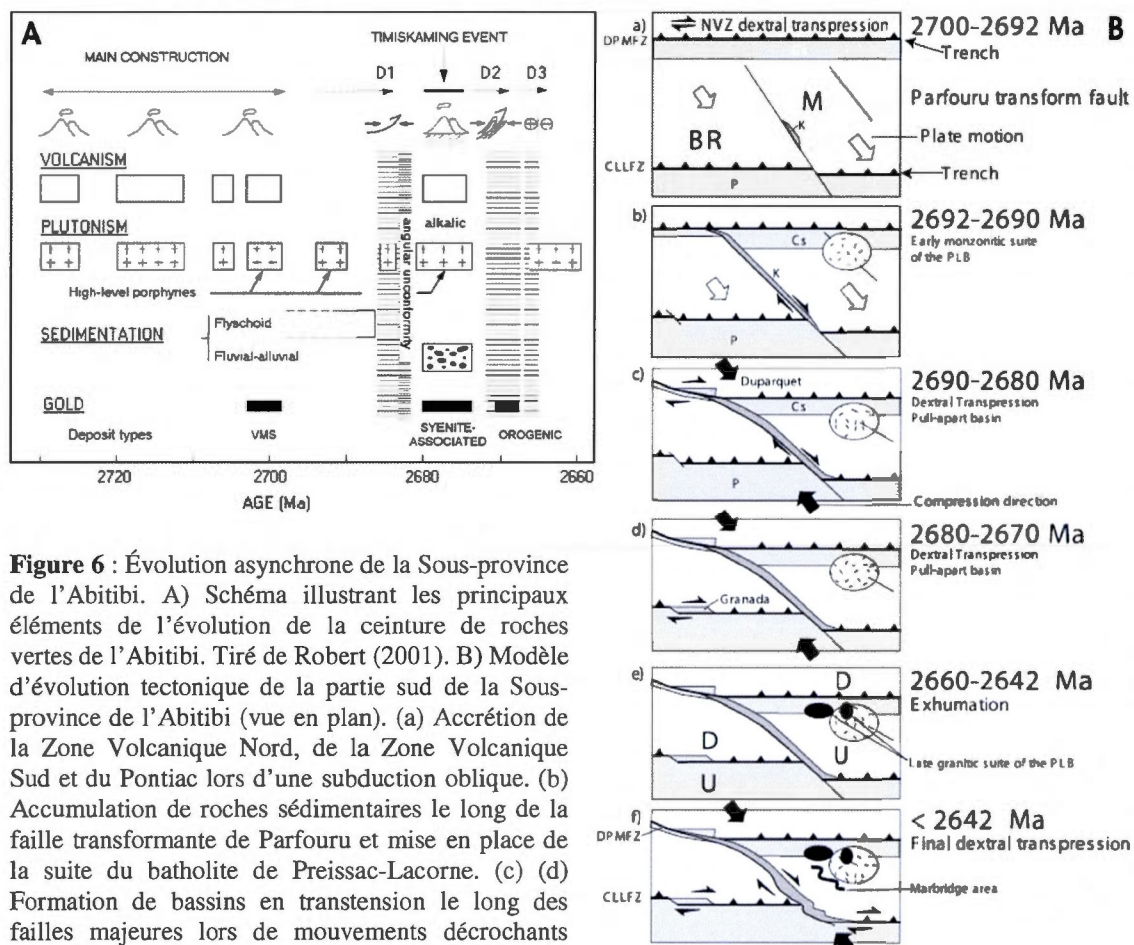


Figure 6 : Évolution asynchrone de la Sous-province de l'Abitibi. A) Schéma illustrant les principaux éléments de l'évolution de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi. Tiré de Robert (2001). B) Modèle d'évolution tectonique de la partie sud de la Sous-province de l'Abitibi (vue en plan). (a) Accrétion de la Zone Volcanique Nord, de la Zone Volcanique Sud et du Pontiac lors d'une subduction oblique. (b) Accumulation de roches sédimentaires le long de la faille transformante de Parfouru et mise en place de la suite du batholite de Preissac-Lacorne. (c) (d) Formation de bassins en transtension le long des failles majeures lors de mouvements décrochants dextres. (e) Exhumation et mise en place de la suite granitique tardive du batholite de Preissac-Lacorne. (f) Épisode tardif de transpression finale dextre. BR : segment du Blake River. M : segment de Malartic. Tiré de Daigneault, Mueller et Chown (2002).

Métamorphisme régional

Le métamorphisme régional de la Zone Volcanique Sud, dont l'origine et l'âge reste sujet à débat, varie du faciès prehnite-pumpellyite dans la région de Rouyn-Noranda au faciès du schiste vert dans la région de Val-d'Or.

Les relations entre le métamorphisme et la déformation régionale semblent localement contradictoires. Dimroth *et al.* (1983b) décrivent un métamorphisme syntectonique qui semble augmenter avec l'intensité de la déformation, les minéraux métamorphiques définissant la schistosité dans les zones au faciès du schiste vert. Par contre, à la mine Sigma, des dykes de porphyres feldspathiques non affectés par la déformation régionale (Robert et Brown, 1986a)

sont intrusifs dans une diorite porphyrique et les roches volcaniques encaissantes ayant enregistré la déformation régionale. Tous ces différents types de roches sont affectés par le métamorphisme régional qui est donc clairement post-déformation dans le cas présent. Les dykes de porphyres feldspathiques sont datés à 2694 ± 2 Ma (U/Pb sur zircon, Wong *et al.*, 1991), fournissant ainsi un âge minimal pour la déformation et un âge maximal pour le métamorphisme. Il n'est toutefois pas impossible que les roches volcaniques et la diorite aient pu subir un épisode métamorphique antérieur, contemporain de la déformation régionale, et qu'il y ait plusieurs épisodes métamorphiques successifs (Robert et Brown, 1986a). Wong *et al.* (1991) datent le métamorphisme régional à 2684 ± 7 Ma à partir d'un âge U/Pb sur rutile, considéré métamorphique d'après des observations en lame mince, de la rhyolite de Colombière, une roche volcanique felsique de la Formation de Val-d'Or. Cet âge est compatible avec ceux mesurés sur amphiboles, porphyroblastiques et interprétées comme métamorphiques, dans la diorite encaissant le gisement de la mine Sigma, à 2672 ± 16 Ma et 2693 ± 10 Ma (Hanes *et al.* 1989; Hanes, Archibald et Hodgson, 1992). Toutefois, selon Powell, Carmichael et Hodgson (1995), l'âge sur rutile de Wong *et al.* (1991) pourrait aussi être le résultat d'un métamorphisme de contact relié à la mise en place d'intrusions de syénite-monzonite à ca. 2.68 Ga.

Powell *et al.* (1995) estiment le métamorphisme régional à un âge minimal de 2657 ± 3 Ma, sur la base d'un âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite, et à un âge maximal de 2677 Ma basé sur l'âge U/Pb sur titanite d'un dyke porphyrique recoupant les roches sédimentaires du Groupe du Témiscamingue (Corfu, Jackson et Sutcliffe, 1991). Selon Powell *et al.* (1995), le métamorphisme de la Zone Volcanique Sud serait contemporain de celui de la Sous-province du Pontiac et pénécotemporain de la déformation. Toutefois, dans la Sous-province du Pontiac, le passage du faciès du schiste vert au faciès amphibolite se fait rapidement vers le sud depuis la zone de faille Cadillac-Larder Lake, sur 5 km seulement dans la région de Rouyn-Noranda (Benn *et al.*, 1994), suggérant que le métamorphisme ne soit pas tout à fait synchrone de celui de la Sous-province de l'Abitibi et soit lié à la subduction de la Sous-province du Pontiac sous celle de l'Abitibi (Camiré et Burg, 1993; Benn *et al.*, 1994). Kerrich et Ludden (2000) proposent quant à eux deux épisodes métamorphiques régionaux distincts. Un épisode M1 entre 2695 et 2674 Ma serait lié à la mise en place d'un important magmatisme durant la subduction-accrétion entre les sous-provinces d'Opatoca, de l'Abitibi et du Pontiac, ce qui va dans le sens de la proposition de Jemielita, Davis et Krogh (1990) qui considèrent que les âges du métamorphisme provenant de la région de Val-d'Or sont globalement compatibles avec une activité magmatique

se terminant vers 2670 Ma dans la région. Un épisode M2 tardif – entre 2645 et 2611 Ma – serait quant à lui responsable de la fusion des roches sédimentaires du Pontiac et de la formation des granites de type S (Kerrick et Cassidy, 1994).

Powell, Carmichael et Hodgson (1995) proposent que le métamorphisme soit lié à la tectonique régionale et non pas à du métamorphisme régional de contact puisqu'il affecte aussi les intrusions de tonalite-granodiorite et de syénite. Ces auteurs ont proposé un âge pour le métamorphisme dans la région de Rouyn-Noranda entre 2677 et 2643 Ma grâce aux relations entre trois isogrades métamorphiques des roches au faciès schiste vert et sous-schiste vert (pumpellyite-actinolite, prehnite-pumpellyite et prehnite-épidote), et les événements plutoniques et tectoniques de cette région. Selon ces auteurs, ces isogrades métamorphiques recoupent la zone de faille Destor-Porcupine, et les assemblages métamorphiques des roches situées de part et d'autre de la zone de faille Cadillac – Larder Lake sont à des grades métamorphiques proches (schiste vert supérieur à amphibolite inférieur). Ces relations suggèrent d'après ces auteurs que le métamorphisme régional est postérieur aux principaux incréments de déformation le long de ces failles, de même que par rapport à la juxtaposition des blocs tectoniques de l'Abitibi et par rapport au développement des plis régionaux. Cette idée ne serait pas incompatible avec un métamorphisme syn-cinématique dans la mesure où, pour Powell, Carmichael et Hodgson (1995), les fabriques tectoniques en Abitibi enregistreraient les derniers incréments de la déformation régionale, qui, contrairement aux principaux couloirs de déformation tels que les zones de faille Destor-Porcupine-Manneville et Cadillac-Larder Lake, auraient peu d'impact sur la géométrie globale de la ceinture de roches vertes abitibienne. Powell, Carmichael et Hodgson (1995) soulignent également que des conditions de faible pression ont perduré durant le métamorphisme régional et la mise en place des phases tardives du batholite de Preissac-Lacorne, indiquant que l'érosion post-métamorphique de la Sous-province de l'Abitibi a été négligeable, comme l'indique d'ailleurs la prédominance de larges zones au faciès du schiste vert. Daigneault, Mueller et Chown (2002) ont proposé un déplacement vertical post-métamorphique du Pontiac de l'ordre de 5-7 km lors d'une période d'exhumation supposée ayant permis de juxtaposer les roches au faciès amphibolite de la Sous-province du Pontiac au sud de la zone de faille de Cadillac-Larder Lake avec celles au faciès du schiste vert de la Sous-province de l'Abitibi. Pour Kerrich et Ludden (2000), les différences de conditions P-T de part et d'autre de la zone de faille de Cadillac-Larder Lake indiqueraient une remontée du compartiment sud (la Sous-province du Pontiac) de 1 km maximum. Les isogrades

métamorphiques étudiés par Powell, Carmichael et Hodgson (1995) seraient de plus subparallèles aux contours topographiques, suggérant un pendage faible, compatible avec de l'enfouissement statique. Par ailleurs, Robert, Boullier et Firdaous (1995) proposent également que le métamorphisme régional ait pu permettre le développement d'isogrades sub-horizontaux indiquant des pressions de 250-300 MPa, correspondant à une érosion post-métamorphique de 8-10 km.

Les failles Cadillac-Larder Lake et Destor-Porcupine

Les failles Cadillac-Larder Lake et Destor-Porcupine, longues de 200 et 300 km respectivement, sont des structures régionales majeures, d'échelle crustale, généralement interprétées comme héritées des phases d'accrétion lors de l'orogénèse kénoréenne (Fig. 5A). Selon Powell, Carmichael et Hodgson (1995), l'activité tectonique archéenne le long de ces structures se serait poursuivie pendant 250 Ma.

La faille de Cadillac-Larder Lake est marquée par une foliation pénétrative, fortement à modérément inclinée vers le nord, associée à des linéations d'étirement aval-pendage. Les profils sismiques Lithoprobe suggèrent que cette structure est fortement pentée vers le nord et devienne listrique au-delà de 15 km de profondeur (Green *et al.* 1990; Jackson *et al.* 1990). Dans la région de Val-d'Or, la zone tectonique de Cadillac (ZTC) a été définie par Robert (1989) comme formant une zone de déformation intense large de 200 à 750 mètres. La coexistence de linéations d'étirement subverticales et subhorizontales a conduit Robert (1989) à interpréter la zone tectonique de Cadillac comme une zone de transpression dextre évoluant depuis une phase D1 essentiellement en raccourcissement vers une phase D2 dominée par du décrochement. Toutefois, les études régionales ultérieures (par ex. Robert, 1994; Robert, 2001; Daigneault, Mueller et Chown, 2002) suggèrent que cette phase D2 définie par Robert (1989) dans la zone tectonique de Cadillac correspond à la phase régionale D3, caractérisée par un décrochement dextre. Le coeur de la faille de Cadillac, *sensu stricto*, large de 50 à 250 mètres, se serait formé lors de l'épisode tardif de transpression dextre et est caractérisé par une forte altération à carbonates-chlorite qui est aussi caractéristique des zones minéralisées aurifères orogéniques (Daigneault, Mueller et Chown, 2002). Plusieurs indices d'ordre géochronologique et structural suggèrent une activité prolongée de la zone de faille Cadillac-Larder Lake, se poursuivant même bien après la phase décrochante régionale D3. Par exemple, Powell *et al.* (1995) ont suggéré que

de nombreux évènements hydrothermaux post-métamorphiques aient affecté la faille Cadillac – Larder Lake, et ce jusque vers 2415 Ma. Un âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur une biotite post-cinématique dans la région de Kirkland Lake témoignerait, selon Feng *et al.* (1992) d'un évènement thermique et/ou de circulations hydrothermales à 2513 ± 10 Ma. La faille Cadillac-Larder Lake affecterait également la formation paléoproterozoïque de Gowganda (Groupe de Cobalt) en Ontario, datée à ca. 2250 Ma (Claoué-Long, King et Kerrich, 1990; Powell et Hodgson, 1992), témoignant ainsi d'un jeu prolongé ou d'une réactivation de cette structure majeure.

À l'échelle de la Zone Volcanique Sud, la zone tectonique de Destor-Porcupine-Manneville est inclinée fortement vers le nord et devient probablement listrique en profondeur (par ex. Jackson *et al.*, 1990). Selon Mueller *et al.* (1996), la faille de Destor-Porcupine est caractérisée par deux évènements tectoniques : une phase précoce en chevauchement (qui représente une combinaison d'incrémentes compressifs et transpressifs) entre 2697 et 2690 Ma et une phase en décrochement pur entre 2689 et 2680 Ma. Dans la région de Destor et de Duparquet, la faille de Destor-Porcupine, large de 15 à 200 mètres, est marquée par une zone schisteuse à chlorite, talc, séricite, carbonates et lentilles de serpentinite. La déformation ductile, qui est aussi associée à des veines de quartz-carbonates, est reprise par une intense bréchification. La linéation d'étirement est fortement plongeante vers l'est et les relations stratigraphiques de part et d'autre de la faille suggèrent un mouvement principalement inverse associé à une composante dextre (Goutier et Lacroix, 1992). Les roches sédimentaires de la formation de Duparquet, au toit de la zone tectonique de Destor-Porcupine-Manneville, ont enregistré uniquement un mouvement décrochant, suggérant une histoire structurale complexe très semblable à ce qui est proposé pour la faille Cadillac-Larder Lake (Mueller *et al.*, 1996).

Le camp minier de Val-d'Or

Stratigraphique et structure

La région de Val-d'Or est essentiellement constituée de roches d'affinité calco-alkaline mafiques à felsiques, et d'une faible proportion de roches volcaniques mafiques d'affinité tholéitique (Jenkins et Brown, 1999). Deux modèles géologiques distincts sont proposés dans la littérature pour expliquer la mise en place et l'évolution structurale des roches dans la région de Val-d'Or – Malartic : un modèle structural et un modèle stratigraphique (Pilote, Moorhead et Mueller, 2000). Scott, Mueller et Pilote (2002) proposent une synthèse comparative de la

nomenclature lithologique, c'est-à-dire des formations (approche stratigraphique) versus les domaines structuraux (approche structurale), propre à chacune de ces deux interprétations (Fig. 7).

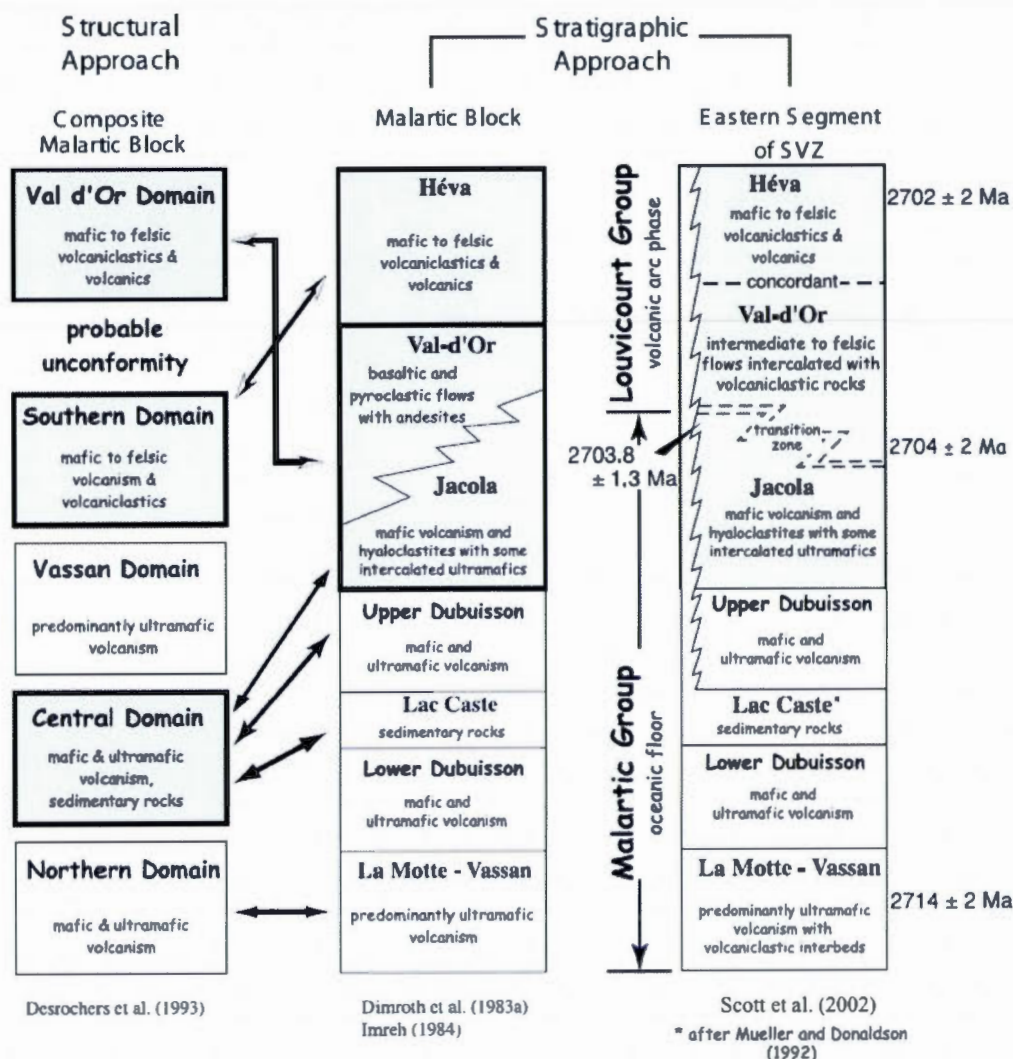


Figure 7 : Schéma illustrant les différentes interprétations lithologiques de la région de Val-d'Or selon un modèle structural ou stratigraphique. Les équivalences domaines-formations sont reliées par les doubles flèches. Les zones en grisé sont représentées sur la figure 8B. Tiré de Scott, Mueller et Pilote (2002).

Dans le modèle structural, Desrochers, Hubert et Pilote (1996) ont proposé un découpage de la région de Val-d'Or – Malartic en un ensemble de sept blocs tectonostratigraphiques sur la base de leur contraste lithologique, de leur style structural et de leur composition géochimique (Fig. 8A). Selon ces auteurs, des structures D1 associées à la juxtaposition des blocs crustaux seraient recouvertes en discordance par les roches calco-alcalines du Domaine de Val-d'Or (datées à 2705 Ma) et tronquées par le pluton de Bourlamaque (daté à 2700 Ma), représentant donc une limite inférieure en ce qui concerne l'âge de D1. Selon cette interprétation, le Domaine de Val-d'Or se serait formé en contexte d'extension causée par la subduction d'une dorsale océanique et la formation d'un panache mantellique sous le Bloc Composite de Malartic (Desrochers, Hubert et Pilote, 1996). Le Domaine de Val-d'Or aurait donc été uniquement affecté par la déformation D2.

Le modèle stratigraphique, proposé entre autres par Scott, Mueller et Pilote (2002), décrit la Formation de Val-d'Or comme reposant en contact stratigraphique graduel avec la Formation de Jacola sous-jacente, et comme étant recouverte en contact stratigraphique concordant par la Formation de Héva sus-jacente (Fig. 8B). Scott Mueller et Pilote (2002) soutiennent que cet ensemble stratigraphique définit l'Arc de Val-d'Or et représente un cycle géodynamique complet marqué par le développement d'un proto-arc intercalé de laves massives (la Formation de Jacola), la construction d'un arc volcanique (la Formation de Val-d'Or), et l'immersion de cet arc sous des laves mafiques suite à la formation d'une dorsale océanique (Formation de Héva).

La région de Val-d'Or est caractérisée par de nombreux cisaillements est-ouest subparallèles au grain structural régional, et Robert (1990) regroupe ces structures en trois ordres qui formeraient un réseau interconnecté disponible pour les circulations de fluides (Fig. 9), du moins à certains stades de l'évolution structurale de cette région. La faille Cadillac – Larder Lake, dont le pendage est de 60-80° vers le nord, constitue une structure de 1^{er} ordre (Robert, 1989). Les structures de 2nd ordre, subverticales, s'étendent latéralement sur 1 à 10 km tandis que les nombreuses structures de 3^{ème} ordre, avec un pendage de 35 à 75° vers le nord ou le sud, montrent une extension latérale inférieure à 1 km.

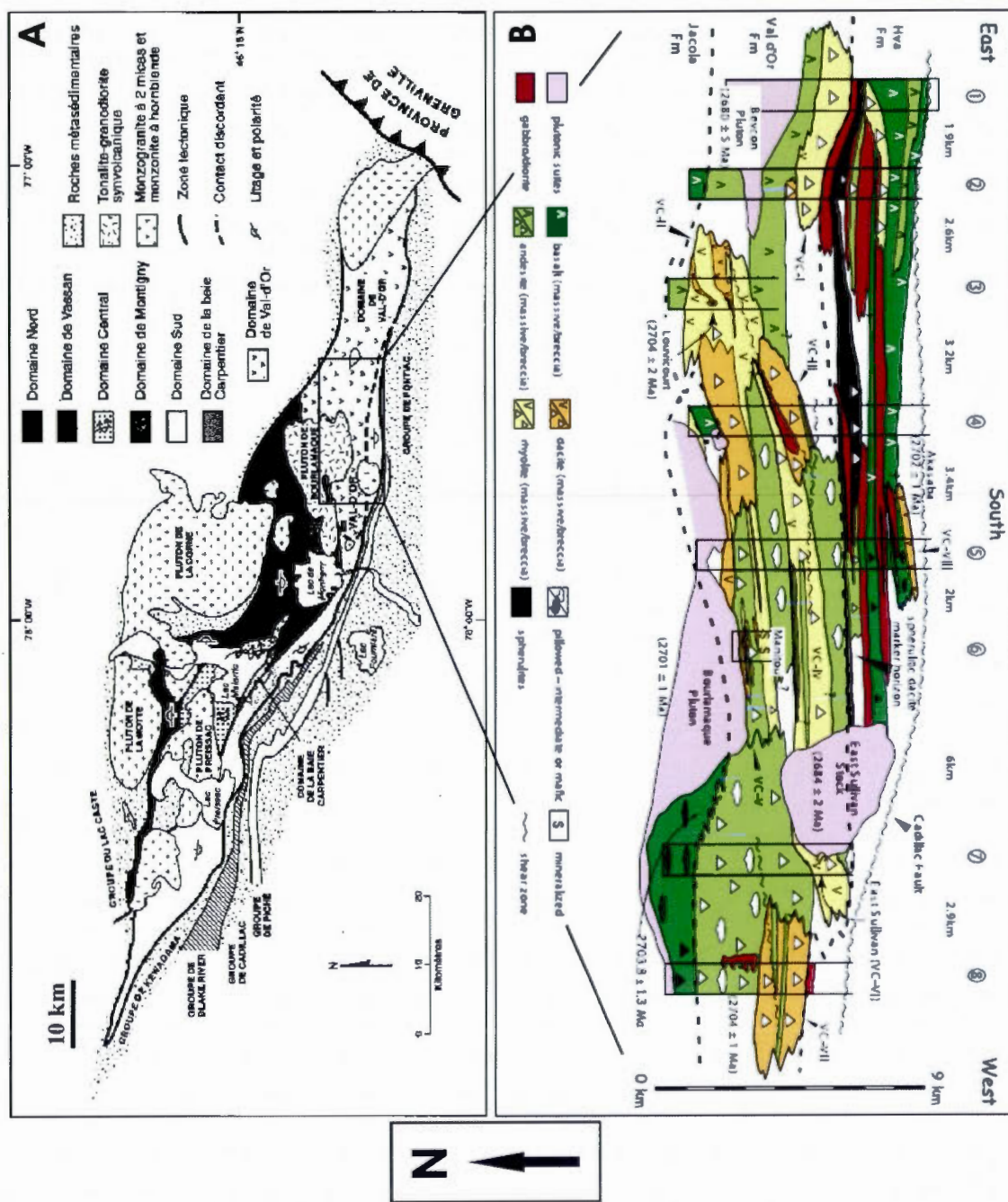


Figure 8 : Interprétation géologique du Segment de Malartic. A) Modèle structural : découpage du Bloc Composite de Malartic en sept blocs tectoniques selon Desrochers, Hubert et Pilote (1996). B) Modèle stratigraphique : la Formation de Val-d'Or repose en contact stratigraphique avec les formations de Héva et de Jacola. Les limites approximatives des formations sont en tireté épais. VC : Centre Volcanique. Tiré de Scott, Mueller et Pilote (2002).

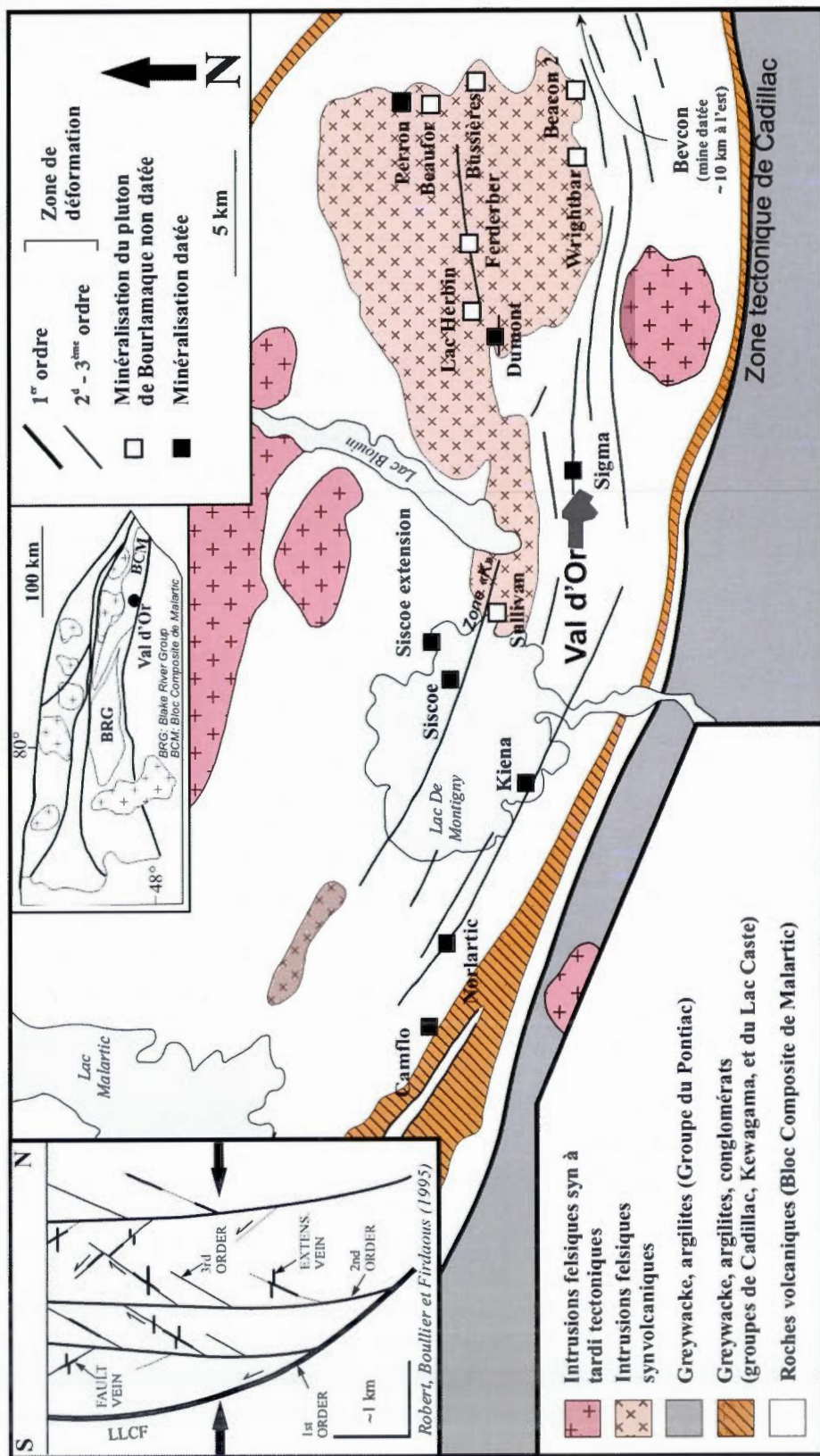


Figure 9 : Carte géologique simplifiée de la région de Val-d'Or, montrant les zones de déformation cisaillante de 1^{er}, 2^d et 3^{ème} ordre. Les gisements connus au sein de l'intrusion de Bourlamaque sont localisés, ainsi que les minéralisations datées. On remarquera les structures de 2^d et 3^{ème} ordre qui moulent la bordure sud du pluton de Bourlamaque. BCM : Bloc Composite de Malarctic. BRG : Groupe de Blake River. Modifié d'après Neumayr, Hagemann et Couture (2000). Encadré en haut à gauche : coupe schématique interprétative des relations entre les veines aurifères et les structures d'ordre 1, 2 et 3 dans la région de Val-d'Or. LLCF, Faille Cadillac - Larder Lake. D'après Robert, Boullier et Firdaous (1995).

Trois phases de déformation ont été répertoriées dans la région de Val-d'Or (Robert, 1994; Robert et Poulsen, 2001; Fig. 10). Un épisode D1, montrant une schistosité faiblement développée au nord du pluton de Bourlamaque et recoupée par ce dernier, a été reconnu localement par Desrochers et Hubert (1996). Un épisode structural D2 (subdivisé en trois incréments par Desrochers, Hubert et Pilote, 1996) est associé à une schistosité régionale subverticale, d'orientation est-ouest, qui est à l'origine du grain structural régional et est le résultat d'un important raccourcissement nord-sud. Cet épisode serait associé au pic du métamorphisme régional qui est au faciès schiste vert inférieur à moyen (Robert, Boullier et Firdaous, 1995), et dont l'âge est estimé à 2680-2660 Ma par Powell *et al.* (1995). La phase D3 de Robert (1994), qui correspond à l'incrément D2.3 de Desrochers, Hubert et Pilote (1996), est associée à un épisode de décrochement dextre affectant les structures préexistantes. Cet épisode explique les plis asymétriques dextres (en «Z») caractérisant le secteur de Cadillac-Malartic, à l'ouest de Val-d'Or (Daigneault, Mueller et Chown, 2002). Le stock de Camflo, la plus jeune intrusion de la région de Val-d'Or, daté à 2680 ± 4 Ma (Jemielita, Davis et Krogh, 1990) se serait mis en place dans un pli asymétrique associée à la phase D3.

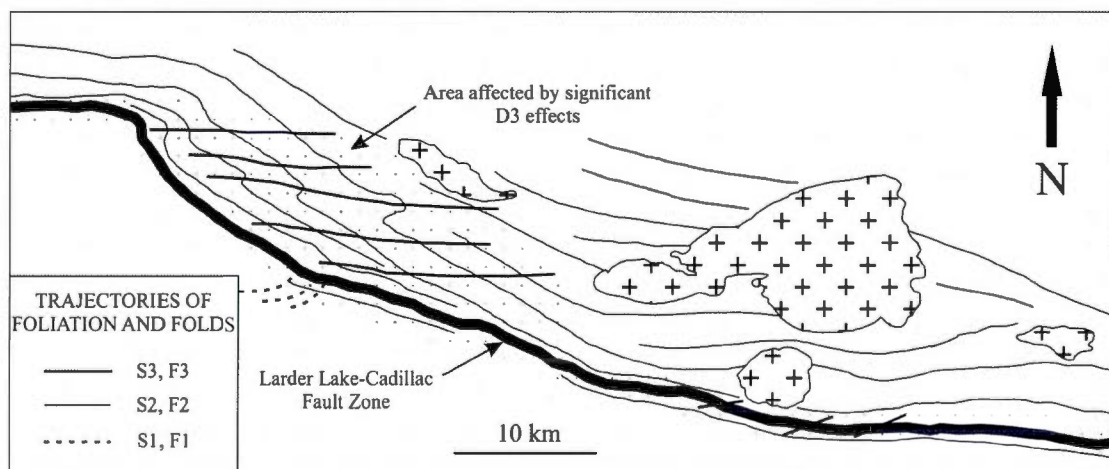


Figure 10 : Représentation schématique des trajectoires de la schistosité dans la région de Val-d'Or. Les schistosités S1, S2 et S3 sont associées aux phases de déformation D1, D2 et D3. Tiré de Robert et Poulsen (2001).

Les minéralisations floniennes aurifères

Définition du champ filonien étudié

Deux types de dépôts aurifères sont décrits dans la région de Val-d'Or (Robert, 1994), des gisements d'or disséminés et des gisements d'or filonien. Ces derniers, appartenant au type mésothermal ou orogénique mésozonal (Groves *et al.*, 1998), sont les plus importants dans le camp minier de Val-d'Or. Le contrôle morphologique de ces gisements aurifères est d'ordre structural (Hodgson, 1989; Peters, 1993; Sauvé, Imreh et Trudel, 1993; Kreuzer, 2004).

Deux évènements de minéralisations floniennes aurifères sont reconnus (Hanes, Archibald et Hodgson, 1992; Pilote *et al.*, 1993; Couture *et al.*, 1994) et associés à deux types de gisements (Robert, 1994) : (1) des veines « précoces » à quartz-carbonates-pyrite, généralement plissées et boudin es, attribu es à un  v nement pré-métamorphique et recoup es par les nombreux dykes mafiques présents dans la région, et (2) des veines aurifères « jeunes », post-métamorphiques, à quartz-tourmaline-carbonates-pyrite recoupant toutes les intrusions de la région, de même que les dykes mafiques (  l'exception des dykes de diabase protérozoïques, Latulippe, 1966). Ce sont ces veines aurifères «jeunes» qui constituent le champ filonien d'intérêt pour cette étude (Fig. 11).

L' v nement minéralisateur ancien (type 1) est mis en évidence à la mine Norlartic, entre autres, où une tonalite, dat e à 2692 ± 2 Ma (Pilote *et al.*, 1993), recoupe la zone min ralis e constitu e d'un stockwork de veinules de quartz-carbonates-pyrite (Couture *et al.*, 1994). Les roches intrusives encaissant les minéralisations de type (2) aux mines Sigma et Camflo, dat es à 2682 ± 2 et 2680 ± 4 Ma respectivement, permettent d'estimer l'âge des veines aurifères de type (2)   2684 Ma au maximum (Couture *et al.*, 1994). L'ensemble de ces veines aurifères partagent certaines caractéristiques minéralogiques et sont principalement constitu es de quartz, tourmaline (selon le type de veine), carbonates, sulfures, et de chlorite et séricite en moindre proportion (Sauvé, Imreh et Trudel, 1993). L'or semble fortement lié à la présence de carbonates (Robert et Brown, 1984; Neumayr et Hagemann, 2002; Olivo, Chang et Kyser, 2006), la calcite étant généralement plus abondante que l'ankérite (Beaudoin et Pitre, 2005).   la mine Sigma, les fluides associés aux minéralisations sont de trois types : riches en CO₂, H₂O-CO₂ (faible salinité) et H₂O-NaCl (forte salinité). De façon générale, le champ filonien semble s'être développé sous des conditions globalement isothermales, autour de 350  C (Beaudoin et Pitre, 2005).

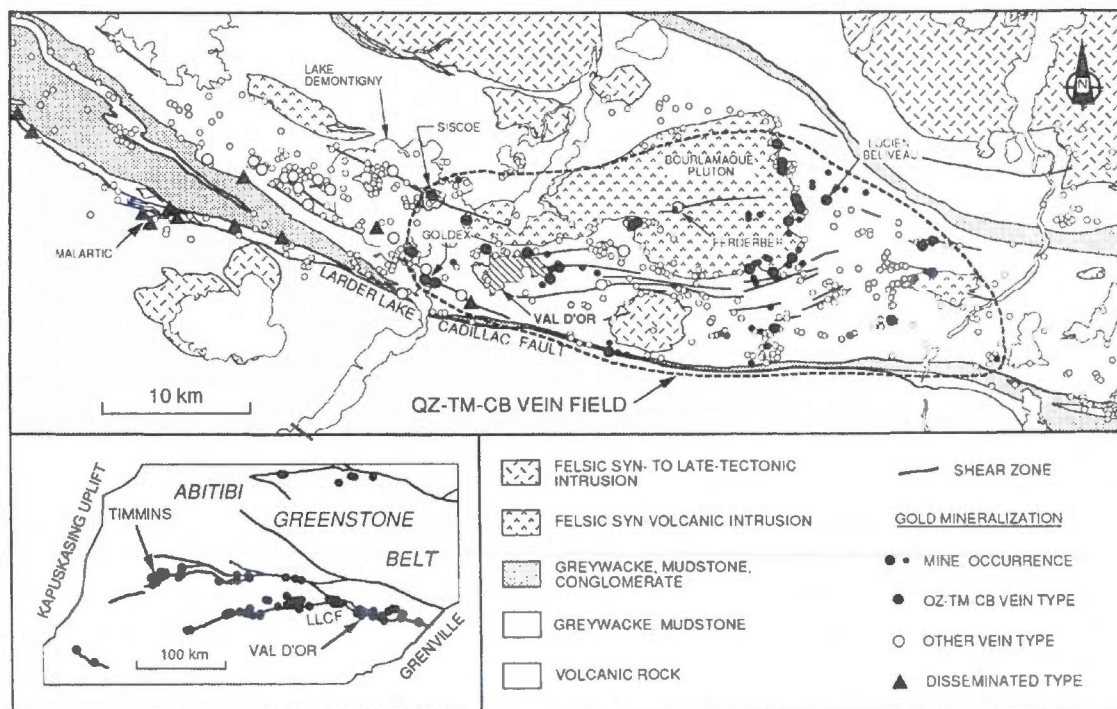


Figure 11 : Distribution des différents types de dépôts et indices aurifères connus dans la région de Val-d'Or. Les veines à quartz-tourmaline-carbonates (type 2) occupent une aire géographique restreinte soulignée par la ligne en tireté. Tiré de Robert, Boullier et Firdaous (1995).

Caractéristiques structurales

L'orientation et la géométrie des veines minéralisées marquent généralement un raccourcissement nord-sud compatible avec la déformation régionale D2, et les structures de 3^{ème} ordre qui les encaissent sont considérées par Robert (1994) comme antérieures à la phase de décrochement D3. Les veines minéralisées occupent généralement la partie centrale de zones de cisaillement inverse à pendage modéré à fort vers le sud, parfois vers le nord. Ces cisaillements sont aussi associés à des veines d'extension subhorizontales. Les veines sont contemporaines de la déformation et montrent un rubanement typique, marqué par l'alternance de niveaux riches en tourmaline et la présence d'écailles de roche encaissante altérée séparant des lentilles de quartz-tourmaline-carbonates (Boullier et Robert, 1992). Ce rubanement est interprété comme étant le résultat de séquences complexes d'ouverture, de glissement, de déformation plastique et d'amalgamation de veines plus petites (Robert et Brown, 1986a) formées en contexte fragile-ductile et associées à des variations cycliques de la pression de fluide (Sibson, Robert et Poulsen, 1988; Boullier et Robert, 1992; Fig. 12).

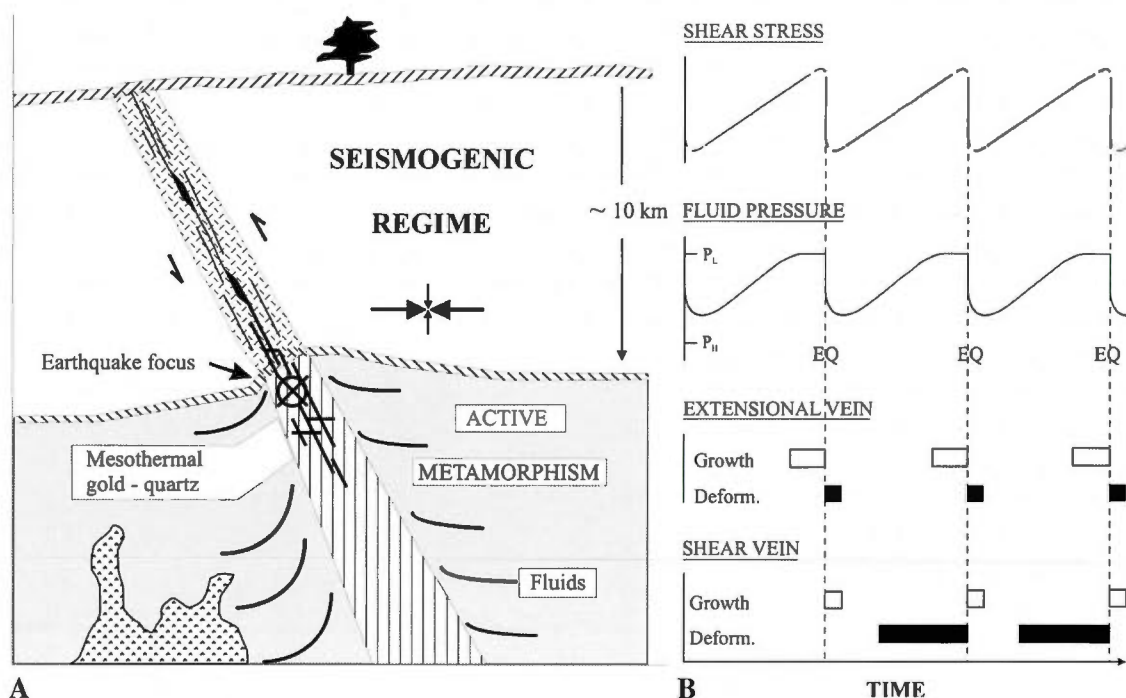


Figure 12 : Principe du modèle faille-valve. (A) Représentation schématique du contexte structural des veines de quartz aurifères mésothermales en relation avec le régime sismique continental. Tiré de Sibson, Robert et Poulsen (1988). (B) Diagrammes illustrant les fluctuations cycliques de la contrainte cisailante et de la pression de fluide : les phases de croissance et de déformation des veines minéralisées étant tributaires de ces variations. P_L , pression lithostatique. P_H , pression hydrostatique. EQ, tremblement de terre. Tiré de Boullier et Robert (1992).

Bien que présentes dans des structures régionales de 1^{er} ordre (telle que la faille Cadillac) et de 2^{ème} ordre, les minéralisations filoniennes du district de Val-d'Or sont essentiellement encaissées dans des structures de 3^{ème} ordre, considérées comme tributaires des structures régionales de 1^{er} et 2^{ème} ordre (Robert, Boullier et Firdaous, 1995; Neumayr, Hagemann et Couture, 2000; encadré Fig. 9), une hypothèse ayant été localement remise en question par Tremblay (2001). La complexité des relations structurales et temporelles entre des structures régionales (dites de 1^{er} ordre) et locales (de 2^{ème} et 3^{ème} ordre) est très bien décrite par Castaing *et al.* (1993, p.1) : « les interactions entre les hétérogénéités de premier ordre préexistantes et les cisaillements régionaux développent une instabilité croissante dans les systèmes, entraînant la création d'hétérogénéités de deuxième, puis d'ordre inférieur. De telles hétérogénéités de plus en plus petites induisent la localisation de plus en plus précise de perturbations tectoniques qui permettent la chenalisation des fluides hydrothermaux. Pour cette

raison, ce sont généralement les structures les plus tardives et d'ordre inférieur qui concentrent les minéralisations économiques ».

Données géochronologiques

Les veines aurifères « jeunes » à quartz-tourmaline-carbonates-pyrite recoupant les intrusions de la région et constituant l'essentiel des minéralisations aurifères, sont attribuées à un évènement tardi- à post-métamorphique. L'altération hydrothermale associée à ces minéralisations recoupe le métamorphisme régional et déstabilise les minéraux métamorphiques des épontes (Daigneault, Perrault et Bédard, 1983; Ludden *et al.* 1984; Robert et Brown 1984; Olivo et William-Jones, 2002). Les datations sur zircon des intrusions recoupant les minéralisations pré-métamorphiques des mines Kiena et Norlartic donne un âge maximum pour les minéralisations post-métamorphiques à ca. 2690-2698 Ma (Tableau 1).

Deux groupes d'âges sont documentées pour ces minéralisations filoniennes dans la région de Val-d'Or - Malartic : des âges autour de 2700-2680 Ma, et des âges à partir de 2630 Ma et plus jeunes (Tableau 1). L'interprétation de ces âges a été fortement discutée dans la littérature (Corfu et Davis, 1991; Kerrich, 1994; Hanes *et al.*, 1994) mais reste toujours sujette à débat, en particulier au regard de l'âge estimé du métamorphisme (Wong *et al.*, 1991; Hanes, Archibald et Hodgson, 1992; Powell *et al.*, 1995; Powell, Carmichael et Hodgson, 1995; Kerrich et Ludden, 2000).

Claoué-Long, King et Kerrich (1990) ont mesuré des âges sur zircons hydrothermaux entre 2700 et 2680 Ma dans les mines Bras d'Or (i.e. Dumont), Nord Pascalis (i.e. Perron), Sigma et Bevcon. Ces âges sont toutefois associés à des marges d'erreurs importantes (de 10 à 70 Ma) et Corfu et Davis (1991) ont suggéré qu'il s'agisse de zircons hérités des roches encaissantes. Kerrich et Kyser (1994) ont également daté des zircons hydrothermaux dans les mines Bras d'Or et Nord Pascalis et les âges qu'ils ont obtenus (U/Pb et évaporation de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) sont également dans la fourchette 2700-2680 Ma, pour des conditions de précipitation estimées à 260-380°C et ~ 2 kbar (Kerrich et King, 1993). La possibilité qu'il s'agisse de zircons hérités est considérée comme peu probable par ces auteurs du fait que ces zircons contiennent des inclusions primaires d'or et de veines de quartz, et qu'ils possèdent une composition en terres rares différente des zircons magmatiques du pluton de Bourlamaque. Bien que la reconnaissance de zircons hydrothermaux dans des conditions BT-BP et MT-BP soit

fortement sujette à débat, Hoskin et Schaltegger (2003) suggèrent que les zircons rapportés par Kerrich et King (1993) aient effectivement une origine hydrothermale.

À la mine Camflo, la minéralisation est datée à 2633 ± 3 Ma par U/Pb sur rutile hydrothermal (Jemielita, Davis et Krogh, 1990). Des âges à 2627 ± 2 Ma et 2600 ± 3 Ma sont également documentés (Jemielita, Davis et Krogh, 1990). Zweng et Mortensen (1989) et Zweng, Mortensen et Dalrymple (1993) ont également mesuré des âges U/Pb à ca. 2620 Ma sur sphène et titanite hydrothermales, c'est-à-dire 60 Ma plus jeunes que l'âge de l'intrusion encaissant la minéralisation (à ca. 2685 Ma). À la mine Sigma, la minéralisation est datée à 2599 ± 9 Ma par U/Pb (Wong *et al.* 1991) sur rutile hydrothermal prélevé dans un halo d'altération pré- ou syn-aurifère (Robert et Brown, 1986a). Selon Wong *et al.* (1991), cet âge ne correspond pas à du refroidissement étant donné que les amphiboles de la diorite encaissant le gisement de la mine Sigma, interprétées comme métamorphiques (Hanes, Archibald et Hodgson, 1992), enregistrent un âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ environ 80 Ma plus vieux alors que les températures de rétention de l'amphibole pour l'Ar et du rutile pour l'U seraient comparables et autour de 400°C , toujours d'après Wong *et al.* (1991), qui se basent sur une étude de Mezger, Hanson et Bohlen (1989). Toutefois, des études plus récentes suggèrent une température de fermeture pour l'amphibole nettement plus élevée et autour de $550\text{-}560^\circ\text{C}$ (Villa, 1998). Zweng, Mortensen et Dalrymple (1993) ont cependant proposé que les âges provenant de la mine Sigma puissent effectivement correspondre à du refroidissement, du fait qu'à la mine Camflo un rutile hydrothermal est également daté à 2600 Ma tandis que d'autres rutiles et titanites hydrothermales y sont datés vers 2620-2630 Ma. Anglin, Jonasson et Franklin (1996) ont quant à eux analysé des grains de scheelite et tourmaline provenant des mines Sigma, Nord-Pascal (i.e. Perron) et Siscoe Extension. Les isochrones Sm-Nd obtenus suggèrent un âge de 2596 ± 33 Ma (2593 ± 18 Ma pour l'isochrone obtenue à Nord-Pascal). Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mesurés dans la région de Val-d'Or sont inférieurs à 2600 Ma, mais des âges Sm/Nd obtenus par Anglin, Jonasson et Franklin (1996) sont compatibles avec les âges U/Pb à 2630-2600 Ma (Tableau 1). Plus généralement, Hanes, Archibald et Hodgson (1992) estiment l'âge des minéralisations post-métamorphiques dans la région de Val-d'Or entre 2690-2675 Ma (âge du métamorphisme régional estimé par ces auteurs) et 2579 ± 9 Ma (âge sur muscovite dans une veine de quartz à la mine Sigma), suggérant que cet âge sur muscovite soit un âge minimal de la minéralisation à la mine Sigma.

Tableau 1 : Synthèse des données géochronologiques des gisements aurifères filoniens de la région de Val-d'Or

Gisement	Objet daté	Technique	Âge	Référence
Bevcon	zircon dans veine de quartz zircon dans veine de quartz	sonde ionique U/Pb sonde ionique U/Pb	~ 2681 Ma ~ 2704 Ma	Claoué-Long, King et Kerrich (1990)
Camfo	titanite dans veine de quartz-carbonate titanite hydrothermale rutile dans syénite quartzifère minéralisée rutile dans veine de quartz-scheelite biotite dans veine de quartz biotite dans éponge muscovite dans veine de quartz muscovite dans éponge	U/Pb U/Pb U/Pb U/Pb ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	2627 ± 2 Ma 2621 ± 4 Ma 2633 ± 3 Ma 2600 ± 3 Ma 2519 ± 7 Ma 2507 ± 8 Ma à 2469 ± 9 Ma 2553 ± 7 Ma 2511 ± 7 Ma	Jemielita, Davis et Krogh (1990) Zweng et Mortensen (1993) Jemielita, Davis et Krogh (1990) Jemielita, Davis et Krogh (1990) Zweng et Mortensen (1993) Zweng et Mortensen (1993) Zweng et Mortensen (1993) Zweng et Mortensen (1993)
Dumont - Bras d'Or	zircon dans veine de quartz zircon dans veine de quartz	sonde ionique U/Pb U/Pb	2694 ± 70 Ma 2693 ± 2 Ma	Claoué-Long, King et Kerrich (1990) Kerrich et Kyser (1994)
Kiena	zircon dans dyke felsique recoupant un stockwork minéralisé	U/Pb	2696 ± 2 Ma	Morassee et al. (1993)
Norlartic	zircon dans tonalite post minéralisation	U/Pb	2692 ± 2 Ma	Couture et al. (1994)
Perron - Nord Pascalls	scheelite et tourmaline dans veine de quartz zircon dans veine de quartz	Sm/Nd sonde ionique U/Pb	2593 ± 27 Ma 2697 ± 19 Ma	Anglin, Jonasson et Franklin (1996) Claoué-Long, King et Kerrich (1990)
Sigma	rutile dans halo d'altération d'une veine de quartz scheelite dans veine de quartz zircon dans veine de quartz muscovite dans veine de quartz	U/Pb Sm/Nd sonde ionique U/Pb ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	2599 ± 9 Ma 2485 ± 250 Ma 2682 ± 8 Ma 2579 ± 9 Ma	Wong et al. (1991) Anglin, Jonasson et Franklin (1996) Claoué-Long, King et Kerrich (1990) Hanes, Archibald et Hodgson (1992)
Siscoe	pyrite hydrothermale d'une veine de quartz-tourmaline et de son éponge	Pb/Pb	2566 ± 71 Ma	Olivo et al. (2007)
Siscoe Extension	scheelite dans veine de quartz	Sm/Nd	2602 ± 20 Ma	Anglin, Jonasson et Franklin (1990)

Compilation d'après Powell *et al.* (1995) et Desrochers, Hubert et Pilote (1996), à l'exception du gisement Siscoe. Les gisements sont localisés à la figure 9.

La datation isotopique de la minéralisation aurifère reste donc sujette à caution dans la mesure où les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur micas hydrothermaux donnent généralement des âges significativement plus jeunes que les âges U/Pb sur zircons associés aux mêmes minéralisations, ce qui soulève des questions fondamentales en ce qui concerne l'interprétation des résultats. Ainsi, les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ pourraient représenter du refroidissement ou traduisent peut-être une remise à zéro du système isotopique K-Ar lors d'un événement thermique tardif ou postérieur à la minéralisation (Zweng, Mortensen et Dalrymple, 1993). D'un autre côté, les zircons analysés pourraient être hérités de la roche hôte (Corfu et Davis, 1991) alors que les titanites et rutiles pourraient avoir été remis à zéro suite à des épisodes hydrothermaux successifs (Kerrick, Robert et Cassidy, 1994).

Modèles de mise en place des minéralisations

Deux principaux modèles sont documentés dans la littérature pour rendre compte de la mise en place des minéralisations filoniennes aurifères orogéniques : le modèle de continuum crustal et le modèle métamorphique.

Le modèle de continuum crustal (Groves, 1993), largement cité dans la littérature (par ex. McCuaig et Kerrich, 1998; Goldfarb, Groves et Gardoll, 2001; Goldfarb *et al.* 2005), implique des fluides d'origine magmatique et/ou métamorphique provenant de sources profondes. Ce modèle propose de relier l'ensemble des gisements d'or orogénique se formant à différents faciès métamorphiques par un important système hydrothermal permettant la mise en place des minéralisations, globalement contemporaines du métamorphisme, à n'importe quelle profondeur sur un profil crustal de 20-25 km, depuis le faciès prehnite-pumpellyite jusqu'au faciès granulite (Fig. 13). Groves (1993) base ce modèle sur le fait que les gisements filoniens aurifères tardi-archéens, en Australie et au Canada en particulier, présentent des caractéristiques structurales, pétrographiques et géochimiques communes, une mise en place dans un intervalle de temps restreint, ainsi qu'un style structural et un assemblage minéralogique lié à l'altération hydrothermale cohérents avec le grade métamorphique de la roche hôte. Par exemple, les gisements encaissés dans des roches au faciès du schiste vert sont associés à des structures fragiles-ductiles et présentent une altération hydrothermale à carbonates – micas blancs – biotite – chlorite \pm albite, tandis que les gisements encaissés dans des roches au faciès de l'amphibolite sont associés à des structures ductiles et présentent une altération hydrothermale à amphibole – biotite – plagioclase.

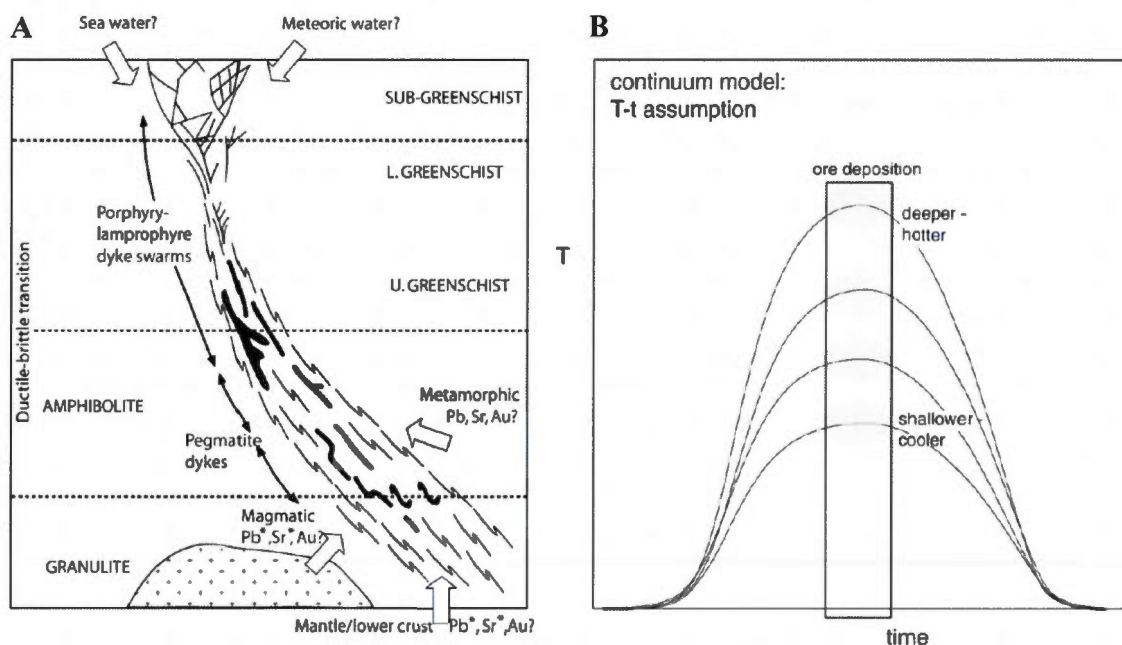


Figure 13 : Modèle de continuum crustal. A) Reconstruction schématique d'un large système hydrothermal continu hypothétique s'étendant sur une épaisseur crustale de 25 km. D'après Groves, 1993. B) Illustration de la contemporanéité du pic métamorphique et de la minéralisation aurifère associée pour quatre profondeurs différentes dans la croûte (courbes T-t). D'après Phillips et Powell, 2009.

Ce modèle de continuum crustal a toutefois été réévalué à la faveur du modèle métamorphique, ce dernier impliquant comme source principale de fluide aurifère la dévolatilisation de la croûte lors d'un métamorphisme prograde (Powell, Will et Phillips, 1991; Stüwe, Will et Zhou, 1993; Stüwe, 1998; Phillips et Powell, 2009 et 2010). Contrairement au continuum crustal, ce modèle est basé sur une évolution asynchrone du métamorphisme dans les différents niveaux crustaux et implique l'existence de deux types d'évolution métamorphique à l'échelle de la croûte (Fig. 14) : (i) le type *deep-later*, où les conditions maximales du métamorphisme sont atteintes plus tard dans les niveaux crustaux profonds que dans les niveaux supérieurs, et (ii) le type *deep-earlier*, où c'est l'inverse qui se produit, les conditions maximales étant atteintes plus tôt dans les niveaux profonds que dans les niveaux supérieurs de la croûte (Stüwe, Will et Zhou, 1993; Stüwe, 1998). Ces auteurs ne chiffrent pas la profondeur entre les niveaux supérieurs et inférieurs de la croûte, la forme de la courbe de l'évolution temporelle du pic métamorphique étant très variable selon les paramètres utilisés pour la modélisation.

Le modèle *deep-later* (i) permet de décrire les orogènes de type barrovien, où le métamorphisme est causé par un épaissement crustal lors de la déformation, les conditions

maximales de température étant atteintes quelques dizaines de Ma après l'épaississement crustal. La dévolatilisation et déshydratation métamorphique en profondeur pourrait donc être à l'origine des veines minéralisées post-métamorphiques des niveaux supérieurs. Les fluides sont produits de façon continue pendant cette évolution et les conditions maximales du métamorphisme entre les niveaux supérieurs et inférieurs de la croûte peuvent être séparés de plusieurs dizaines de millions d'années (probablement jusque 50 Ma d'après Stüwe, 1998).

Dans le modèle *deep-earlier* (ii), le métamorphisme n'est pas dû à l'épaississement crustal mais à une source de chaleur externe en profondeur, ce flux thermique pouvant être associé à un amincissement lithosphérique et une remontée asthénosphérique (Powell, Will et Phillips, 1991), ou à du sous-placage magmatique en base de croûte (Stüwe, 1998). Dans ce cas, le pic thermique du métamorphisme sera atteint plus tôt en profondeur que dans les niveaux supérieurs de la croûte. Ainsi, dans les niveaux supérieurs, les veines pourront être préservées en tant que «veines précoces» lors du métamorphisme prograde. Ce modèle ne rend cependant pas compte de l'occurrence de veines post-métamorphiques que l'on observe dans les ceintures de roches vertes archéennes.

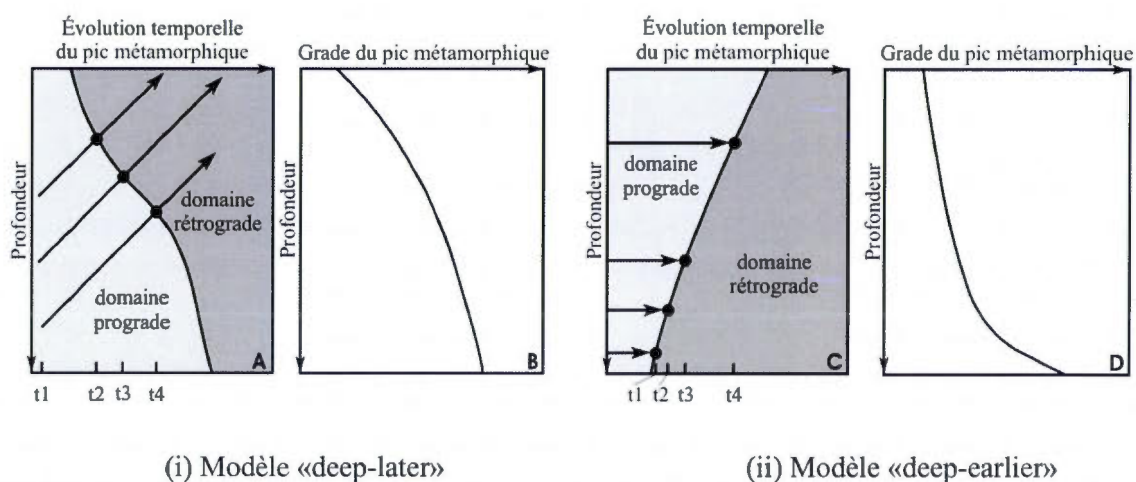


Figure 14 : Évolution asynchrone des conditions métamorphiques maximales en fonction de la profondeur pour les modèles *deep-later* et *deep-earlier*. Pour chaque modèle, le diagramme de gauche représente l'évolution temporelle du pic métamorphique, marqué par la ligne séparant les domaines prograde et rétrograde. Les flèches indiquent à titre d'exemple le chemin P-t suivi par des roches situées à différentes profondeurs (diagrammes A et C). Les diagrammes de droite (fond blanc) illustrent l'évolution maximum métamorphique en fonction de la profondeur (diagrammes B et D). D'après Stüwe, 1998.

PROBLÉMATIQUE ET CHOIX DE L'OBJET D'ÉTUDE

Les gisements filoniens aurifères archéens sont largement documentés dans la littérature, en particulier au Canada et en Australie, et de nombreuses études soulignent le rôle d'un contexte structural complexe comme facteur favorable à la formation de ce type de minéralisations (par ex. Goldfarb *et al.*, 2005; Robert *et al.*, 2005). Cette complexité structurale se traduit par le développement de failles régionales d'échelle crustale, d'un réseau de failles d'importance variable à l'échelle d'un camp minier et même d'un gisement particulier, de relations structurales et temporelles complexes entre des structures de 1^{er}, 2^{ième} et 3^{ième} ordre, et par la présence fréquente d'intrusions plutoniques formant des masses compétentes par rapport à un encaissant beaucoup plus ductile. À l'échelle régionale, Cox, Knackstedt et Braun (2001) et Cox (2005) ont proposé que la concentration à long terme de circulations hydrothermales à l'échelle d'un champ filonien soit favorisée par le développement de failles majeures caractérisées par un important déplacement (par exemple, la zone tectonique de Cadillac) et actives sur une longue période de temps. Ainsi, Weinberg, Hodkiewicz et Groves (2004) soulignent que le long de la zone de cisaillement de Boulder-Lefroy (craton du Yilgarn, Australie), la localisation des gisements filoniens est contrôlée par des zones de grande complexité structurale situées, par exemple, à proximité d'une importante inflexion dans cette faille d'échelle crustale. Le gisement de St-Ives (craton du Yilgarn, Australie; Cox et Ruming, 2004) est encaissé par des cisaillements à faible déplacement et se présente sous forme d'amas localisés au niveau d'un relais compressif (*contractional jog*) situé à proximité de failles de plus grand déplacement. La géologie de la région de Val-d'Or correspond à une combinaison de ces éléments dont l'association semble favorable à la mise en place de minéralisations filoniennes aurifères.

Le camp minier de Val-d'Or, situé dans la Zone Volcanique Sud de la Sous-province de l'Abitibi (Fig. 9), est exploité depuis environ un siècle, en particulier pour ses nombreuses minéralisations filoniennes aurifères. La géologie de cette région est donc relativement bien connue mais les relations structurales et temporelles entre les gisements aurifères et l'histoire tectonique régionale demeurent cependant sujettes à débat. De plus, l'analyse structurale est rendue compliquée par la faible densité d'affleurements, la nature très hétérogène de la déformation régionale (Robert and Poulsen, 2001) et un développement domaniale des différentes fabriques structurales (Fig. 4B). Malgré les nombreuses datations U/Pb et ⁴⁰Ar/³⁹Ar qui ont déjà

été effectuées dans la région, l'âge des minéralisations aurifères demeure lui aussi incertain du fait d'une possible perturbation du signal isotopique liée à des événements hydrothermaux post-métamorphiques le long des failles majeures (Powell *et al.*, 1995) auxquelles serait connecté le réseau minéralisé (Neumayr, Hagemann et Couture, 2000) et/ou du caractère apparemment asynchrone des minéralisations (Hanes, Archibald et Hodgson, 1992).

Le pluton de Bourlamaque, une intrusion essentiellement tonalitique (Jébrak *et al.*, 1991) synvolcanique datée à 2700 ± 1 Ma (Wong *et al.* 1991), représente un excellent objet d'étude dans le cadre d'une analyse structurale et géochronologique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, et ce pour quatre raisons:

(1) les roches granitiques sont généralement des unités très compétentes qui favorisent la formation de gisements filoniens (Goldfarb *et al.*, 2005). Le pluton de Bourlamaque encaisse d'ailleurs bon nombre de minéralisations filoniennes aurifères (Fig. 9) et plusieurs publications scientifiques témoignent de son fort potentiel aurifère (Taner et Trudel, 1989; Sauvé, Imreh et Trudel, 1993). À ce jour, il n'existe cependant pas d'étude-synthèse englobant l'ensemble des données structurales disponibles sur le pluton.

(2) le pluton de Bourlamaque forme un corps géologique isotrope au regard des séries volcano-sédimentaires qui l'encaissent et est susceptible de mieux préserver le cadre structural et temporel des minéralisations aurifères. L'absence théorique de fractionnement de la déformation au sein du pluton, contrairement à son encaissant, devrait permettre d'étudier la localisation de la déformation cisailante directement en relation avec le développement des veines aurifères.

(3) les minéralisations aurifères du pluton ont été peu étudiées du point de vue géochronologique (Fig. 9), hormis deux âges U/Pb sur zircons hydrothermaux (Claoué-Long, King et Kerrich, 1990; Kerrich et Kyser, 1994) provenant des mines Bras d'Or (i.e. Dumont) et Perron, ainsi qu'un âge Sm/Nd sur scheelite (Anglin, Jonasson et Franklin, 1990) à la mine Perron (Tableau 1). De plus, le pluton de Bourlamaque et les structures aurifères qui le recoupent contiennent une proportion suffisante de minéraux pouvant faire l'objet de datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (amphiboles, micas blancs, biotite) pouvant permettre de préciser l'âge de cristallisation du pluton, ainsi que l'âge de formation et de déformation des filons aurifères. La datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ permet aussi de comparer l'enregistrement géochronologique du pluton de Bourlamaque avec les différents épisodes hydrothermaux documentés le long des failles majeures (Powell *et al.*, 1995). La possibilité de concentrer l'étude géochronologique sur

différentes mines situées dans un même encaissant plutonique fournit également le moyen de s'affranchir en principe d'un possible asynchronisme régional.

(4) enfin, le partenariat avec la Corporation Minière Alexis, qui détient près de 80% des droits miniers au sein du pluton et qui possède la mine du Lac Herbin, a permis la collecte et la compilation de nombreuses données de terrain. La plupart des mines répertoriées dans le pluton ne sont plus accessibles et toutes n'ont pas été étudiées en grand détail. L'étude structurale du gisement du Lac Herbin, coïncidant pratiquement avec l'ouverture de la mine, constituait donc une opportunité unique permettant de compléter le corpus de données structurales et géochronologiques existantes au sein du pluton.

L'étude des minéralisations filoniennes aurifères encaissées par le pluton de Bourlamaque doit permettre d'apporter des éléments de discussion sur deux questions: (1) quels sont les éléments qui contrôlent la géométrie des structures minéralisées, et (2) comment interpréter les âges radiométriques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ associés aux minéralisations. Ces deux questions sont en effet intimement liées dans la mesure où le contrôle des minéralisations est clairement structural mais que le lien géochronologique entre la déformation régionale (ainsi que le métamorphisme) et la mise en place des minéralisations reste sujet à débat.

CHAPITRE I

VOLET STRUCTURAL

1.1 – LE PLUTON DE BOURLAMAQUE

1.1.1 – Origine et pétrographie

Le pluton de Bourlamaque, qui couvre une superficie d'environ 170 km², est situé à quelques kilomètres au nord-est de la ville de Val-d'Or (Fig. 9) et est encaissé dans les groupes de Malartic et de Louvicourt tels que définis par Scott, Mueller et Pilote (2002), dont les relations stratigraphiques sont synthétisées sur les figures 7 et 8B. Cette intrusion, datée à 2700 ± 1 Ma (Wong *et al.* 1991), est interprétée comme étant synvolcanique et est d'affinité calco-alcaline, vraisemblablement cogénétique de la Formation de Val-d'Or (Taner et Trudel, 1989; Jébrak *et al.* 1991) qu'elle recoupe. L'intrusion de Bourlamaque aurait été formée en contexte extensif dans le cadre de la formation d'un bassin d'arrière arc (Jenkins, 1994; Jenkins et Brown, 1999). Les assemblages minéralogiques répertoriés sont généralement constitués de quartz, albite, chlorite, épidote, mica blanc, leucoxène, hornblende localement, et de rares carbonates. Les carbonates, typiquement associés aux zones minéralisées, sont localement présents dans l'intrusion non déformé (et à proximité de zones minéralisées) sous forme de veinules microscopiques ou en imprégnation. Deux types de quartz sont présents, un quartz blanc considéré primaire et un quartz bleu secondaire. Campiglio (1977) a proposé que ce dernier soit issu de l'altération de la hornblende, selon la réaction suivante : $3 \text{Hbl}_2 + 7 \text{H}_2\text{O} = 5 \text{Chl} + 14 \text{Qtz} + 6 \text{Ca}^{++}$. Toutefois, cette interprétation est obsolète, les études récentes indiquant d'autres phénomènes comme par exemple l'exsolution épigénétique de nanoparticules de rutile (Seifert *et al.*, 2011). L'assemblage minéralogique décrit plus haut correspond au faciès du schiste vert. Ce dernier n'est pas développé de façon homogène dans l'intrusion et de rares reliquats de plagioclase calcique et de clinopyroxène sont localement présents. Le clinopyroxène est souvent partiellement résorbé et entouré par de la hornblende (Taner et Trudel, 1989). Belkabir (1990) propose une minéralogie primaire constituée de plagioclase (60-70%), quartz (15-20%), orthose

(0-10%), hornblende (3-7%) et biotite (2-5%). Illménite, titanite et apatite représentent moins de 1% chacun et le clinopyroxène n'apparaît que sous forme de traces.

La partie centrale du pluton montre des faciès mélanocrates particulièrement riches en hornblende, et la partie nord-ouest, contenant de la biotite et rarement du feldspath potassique, pourrait représenter le faciès le plus différencié de l'intrusion d'après Campiglio et Darling (1976) et Campiglio (1977).

Campiglio et Darling (1976) et Campiglio (1977) ont classé le pluton de Bourlamaque entre un gabbro, une diorite (faciès le plus commun) et une diorite quartzifère sur la base du contenu normatif en feldspaths. Jébrak *et al.* (1991) proposent une composition entre diorite, tonalite (faciès le plus abondant) et granodiorite après réinterprétation des données géochimiques de Campiglio et Darling (1976) dans un diagramme multicationique de De La Roche *et al.* (1980), qui permet de prendre en compte l'ensemble des éléments majeurs. Selon Jébrak *et al.* (1991), la cartographie des faciès après cette réévaluation des données ne confirme pas l'interprétation de Campiglio et Darling (1976) selon laquelle la partie nord-ouest serait plus différenciée (Fig. 1.1). Bien que Campiglio et Darling (1976) et Campiglio (1977) interprètent l'intrusion de Bourlamaque comme un batholite, la surface limitée du massif et la réinterprétation des données géochimiques de Campiglio et Darling (1976) par Jébrak (1991) suggèrent plutôt l'emploi du terme pluton.

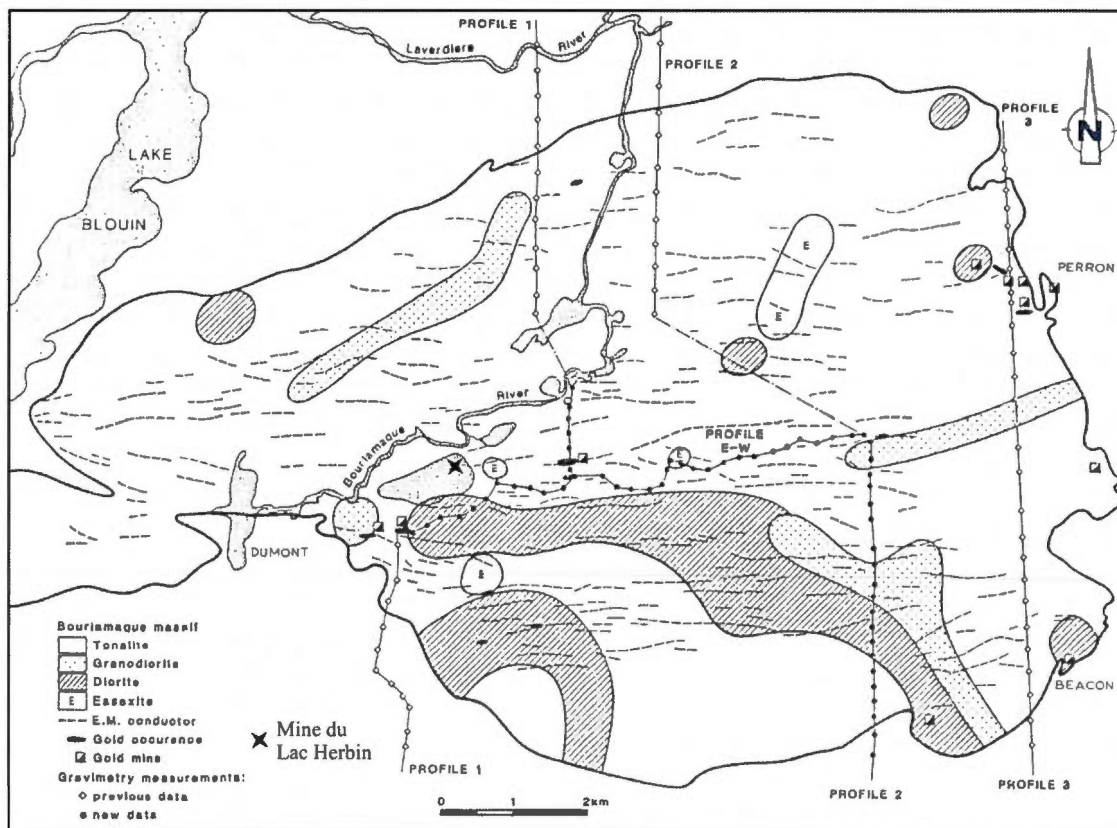


Figure 1.1 : Distribution des différents faciès pétrographiques de l'intrusion de Bourlamaque établie à partir de la réinterprétation des données de Campiglio et Darling (1976) par Jébrak *et al.* (1991). Les profils gravimétriques mentionnés à la section 1.1.3 sont également localisés sur la carte. D'après Jébrak *et al.*, 1991.

1.1.2 – Déformation, dykes, zones de cisaillement et minéralisation filonienne aurifère

La déformation au sein du pluton est variable en intensité et de larges secteurs ont été préservés (Taner et Trudel, 1989). Les zones peu déformées du pluton montrent généralement une fabrique peu pénétrative dont l'attitude moyenne (N80°E/80°N) correspond à celle de la schistosité régionale dans les roches encaissantes. Des corridors de déformation intense encaissant la majorité des minéralisations aurifères de l'intrusion sont soulignés par des zones mylonitiques associées à de la recristallisation métamorphique. La déformation hétérogène à l'échelle du pluton et les caractéristiques microstructurales de cette déformation (extinction roulante ou recristallisation locale du quartz marquée par du rubanement et la réduction de la taille des grains, fracturation des feldspaths, absence d'orientation préférentielle des minéraux magmatiques) confirme l'origine tectonique de cette déformation (Paterson, Vernon et Tobisch,

1989). L'altération associée aux zones mylonitiques montre une intense silicification et le développement de micas blancs principalement en remplacement du plagioclase (Taner et Trudel, 1989). Plusieurs générations de dykes, tous affectés par le métamorphisme régional, ont été rapportées au sein du pluton, en particulier par des études diverses sur les gisements filoniens : des dykes felsiques précoces (aplites et pegmatites) et des dykes mafiques (dioritiques) qui recourent les dykes felsiques (Trudel, 1985c; Belkibir, 1990; Tessier, 1990). Les observations dans le gisement du Lac Herbin semblent toutefois indiquer qu'il y a probablement une zone de recouvrement dans les périodes de mise en place de ces dykes mafiques et felsiques (cf. section 1.2.2.2).

Le pluton de Bourlamaque encaisse huit gisements d'or filonien (Beacon 2, Beaufor/Perron, Bussières/Courvan/Cournor, Dumont/Bras-d'Or/New Formaqué, Ferderber, Lac Herbin, Sullivan et Wrightbar; Fig. 9), majoritairement localisés en bordure de l'intrusion. Ces gisements sont associés à des structures cisailantes inverses, généralement orientées est-ouest, à pendage modéré à fort vers le sud, à l'exception des gisements Wrightbar et Sullivan où les structures minéralisées reportées en littérature sont à pendage modéré à faible vers le nord. Les corps minéralisés sont constitués de veines à quartz-tourmaline-carbonates-sulfures cisillées et rubanées, encaissées par des zones de cisaillement ductile à fragile-ductile, dont l'épaisseur varie de 1 mètre environ à une dizaine de mètres au maximum. Localement, des stries subhorizontales frustes, attribuées à une phase décrochante tardive, sont superposées sur des stries et linéations minérales aval-pendage qui sont bien marquées et dominantes dans tous les gisements encaissés par le pluton.

Le pluton de Bourlamaque est localement exposé en surface à travers plusieurs zones d'affleurement et de décapage. Bien que la qualité des affleurements soit généralement limitée (couverture végétale, anciennes tranchées inondées), plusieurs sites se sont révélés propices aux relevés structuraux (Fig. 1.2 A). Les données de surface sont similaires à celles des zones minéralisées connues en profondeur. Les zones de cisaillement, généralement constituées d'un réseau anastomosé de plus petits cisaillements de quelques dizaines de centimètres d'épaisseur, sont larges de quelques mètres à une dizaines de mètres localement, avec une extension latérale visible de plusieurs dizaines de mètres à quelques centaines de mètres selon la qualité des affleurements ou des décapages. Ces couloirs de déformation montrent la même attitude que la schistosité générale dans l'intrusion (Fig. 1.2 B et C, 1.3 A), et des mouvements inverses (Fig.

1.3 D) associés à des linéations minérales aval-pendage sont localement bien visibles (Fig. 1.2 D et 1.3 E). Quelques indicateurs de sens de cisaillement décrochants, superposés sur des linéations aval-pendage, ont été observés (Fig. 1.2 D et 1.3 F). Ces cisaillements de surface sont aussi localement associés à des veines de cisaillement et d'extension à quartz-tourmaline-carbonates-sulfures (Fig. 1.2 E et 1.3 C).

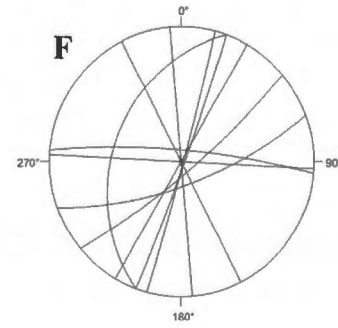
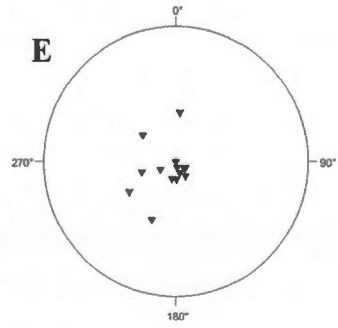
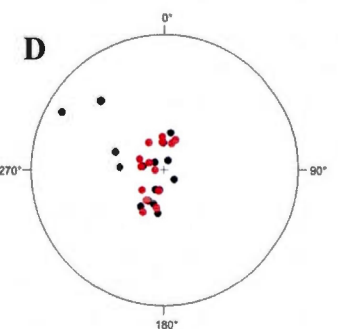
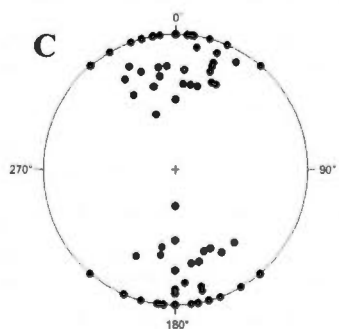
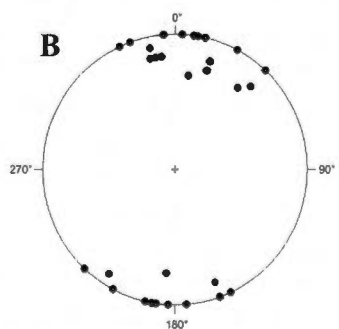
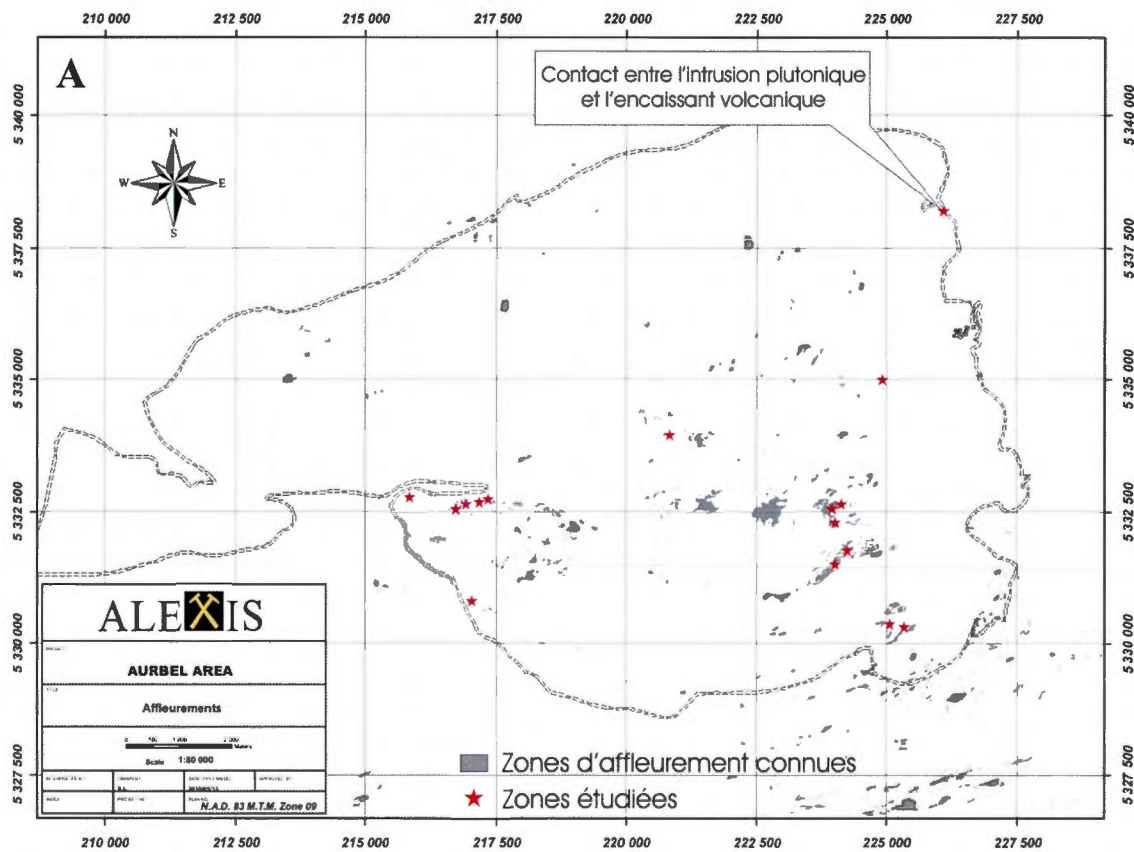


Figure 1.2 : Localisation et projection stéréographique des données structurales de surface au sein du pluton de Bourlamaque. A) Localisation des affleurements visités. Le contact de l'intrusion de Bourlamaque avec l'encaissant volcanique est décrit à la figure 1.4. B) Pôles des plans de schistosité. C) Pôles des zones de cisaillement. D) Linéations minérales (en rouge) et stries (en noir) observées sur les plans de schistosité des zones de cisaillement. E) Pôles des veines d'extension. F) Failles fragiles discrètes.

Des failles fragiles discrètes de quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres d'épaisseur ont également été relevées (Fig. 1.2 F), certaines failles d'orientation nord-sud recoupant les zones de cisaillements (Fig. 1.3 B). Les dykes mafiques et felsiques affectés par les zones de cisaillement ductile sont aussi localement exposés en surface. Un dyke mafique, orienté N25°E/60°O, recoupant une zone de cisaillement a également été observé en surface, ce dyke appartenant probablement aux intrusions de diabase protérozoïques reconnues dans la région. À la mine Sigma, des dykes mafiques subverticaux orientés globalement nord-sud et recoupant la minéralisation filonienne ont également été rapportés, et sont associés, selon Robert et Brown (1986a) à un essaim de dykes daté par Rb/Sr à 2147 ± 68 Ma en Abitibi. Ces dykes postérieurs à la minéralisation restent toutefois très rares dans le pluton de Bourlamaque.

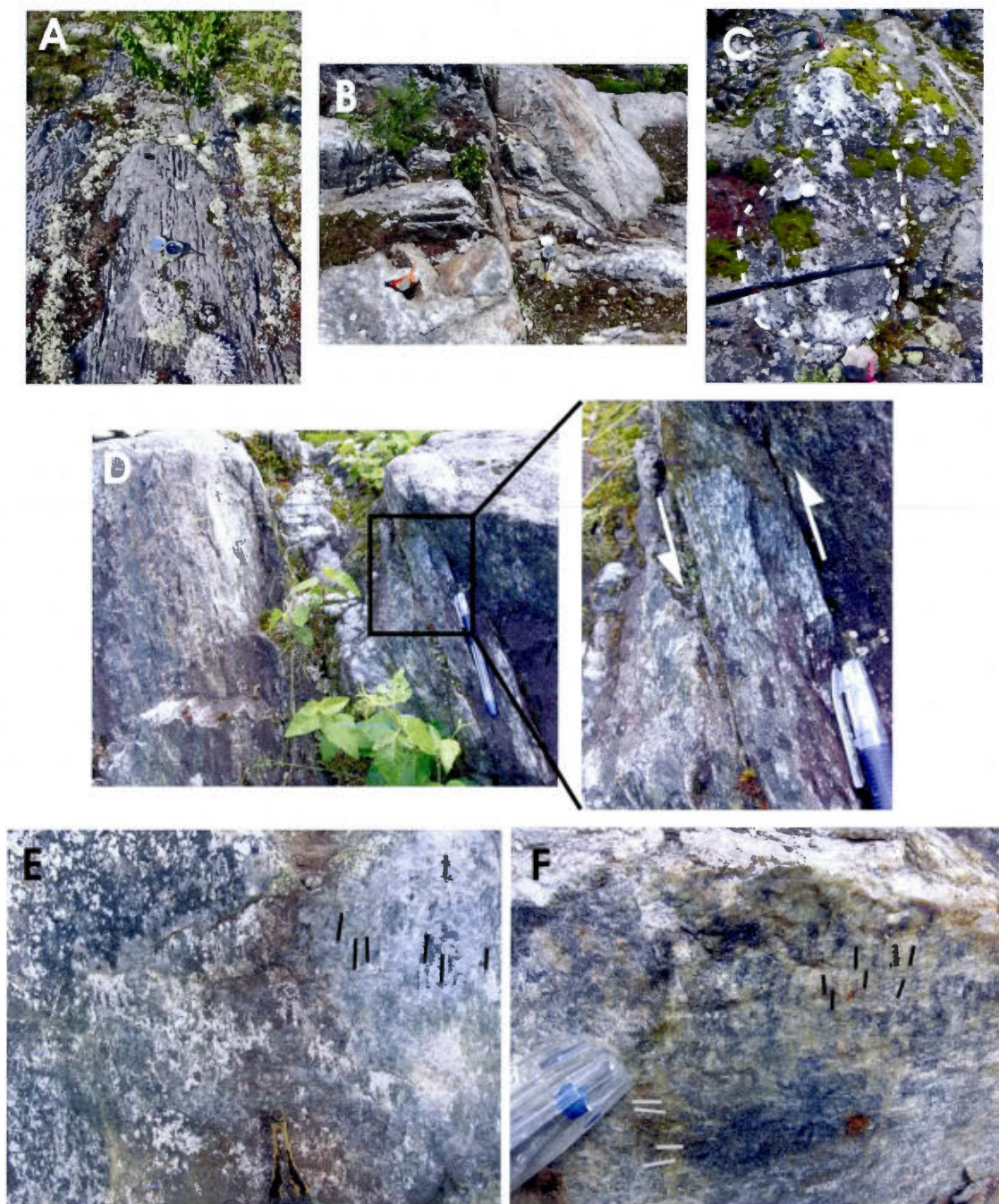
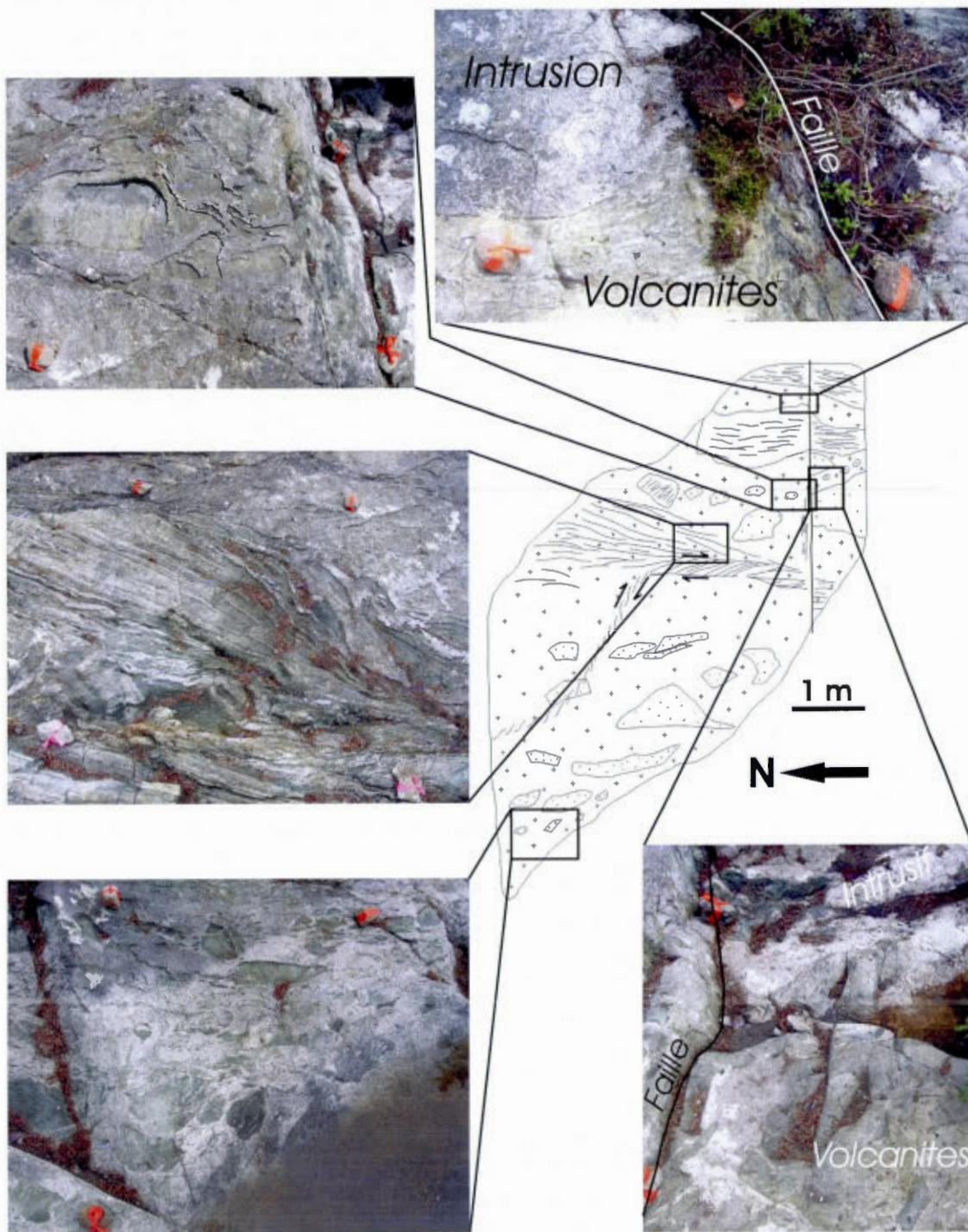





Figure 1.3 : Caractéristiques structurales des affleurements de surface dans le pluton de Bourlamaque. Le viseur de la boussole indique le nord sur les photos A, B, C. A) Aspect général des zones de cisaillement. Le relief est marqué par des veinules de quartz. B) Faille fragile tardive nord-sud affectant une structure cisailante est-ouest. C) Veine d'extension subhorizontale à quartz-tourmaline. D) Vue en coupe d'une zone de cisaillement mylonitique inverse associée à une veine de quartz. Vue vers l'est. E) Linéations minérales aval-pendage (soulignées par des traits noirs) sur un plan de cisaillement subvertical est-ouest. F) Stries de faille décrochante subhorizontales (soulignées par les traits gris) superposées sur des linéations minérales aval-pendage (soulignées par les traits noirs).

1.1.3 – Discussion sur la géométrie 3D du pluton de Bourlamaque

Le contact entre le pluton et son encaissant est exposé à environ 2 km au nord du gisement de la mine Beaufor (Fig. 1.2 A), où il est essentiellement marqué par des injections felsiques, de texture grenue, qui s'introduisent dans le pseudo-litage volcanique et/ou incorporent des enclaves de roches volcaniques (Fig. 1.4). À cet endroit spécifique, les roches volcaniques possèdent une orientation nord-sud, un sommet stratigraphique vers l'est, et montrent des linéations à faible plongée (30°) vers le nord. La mise en place du pluton est probablement associée à une réorientation locale du litage des roches volcaniques (qui est nord-sud au nord de la mine Beaufor). Dans le gisement du Lac Herbin, une zone d'une 50^{aine} de mètres de large, située environ 500 m au sud des zones de cisaillement minéralisées, expose un encaissant plutonique avec une granulométrie fine à très fine suggérant une bordure de trempé (*chilled margin*), associé à des zones de roches mafiques très altérées et déformées (probablement des roches volcaniques), et marqué par des injections felsiques se matérialisant sous forme de veines tortueuses (Fig. 1.5 A) à quartz et feldspaths (\pm chlorite et biotite), localement pegmatitiques (Fig. 1.5 B). Ce type d'observations suggère évidemment l'existence d'un contact intrusif entre le pluton de Bourlamaque et les roches volcaniques encaissantes, un contact intrusif d'ailleurs bien marqué par la cartographie irrégulière du contour de l'intrusion en surface (Fig. 9).

L'étude gravimétrique de Jébrak *et al.* (1991) sur le pluton de Bourlamaque suggère qu'il s'agirait d'une intrusion de faible épaisseur (une lame d'environ 1 km d'épaisseur) de type sill, discordante et subhorizontale. Toutefois, cette géométrie semble difficilement compatible avec le fait de considérer le pluton de Bourlamaque comme étant syn-volcanique et pénécontemporain de la Formation de Val-d'Or (Taner et Trudel, 1989; Jébrak *et al.* 1991) puisque cela impliquerait de plisser (ou de basculer) les formations volcaniques sous-jacentes avant la mise en place du pluton. De plus, la possibilité d'un déracinement de l'intrusion semble également à exclure au regard de son caractère intrusif d'après les observations de surface et sous terre (Fig. 1.4 et 1.5; Ferkous et Tremblay, 1997). Bien que les profils gravimétriques permettent de mettre en évidence des variations d'épaisseur du pluton de Bourlamaque, il est proposé que ce dernier puisse éventuellement s'enraciner plus profondément (Fig. 1.6). La discordance du pluton sur le contact entre les formations de Val-d'Or et de Jacola marquerait la trace, après plissement et/ou basculement des unités volcaniques, du caractère intrusif du pluton.



-  Faciès volcanique lité
-  Faciès volcanique massif
-  Injection plutonique



-  Cisaillement
-  Faille fragile

Figure 1.4 : Contact entre le pluton de Bourlamaque et son encaissant volcanique au nord de la mine Beaufor (localisation Fig. 1.2 A). Les injections grenues associées à l'intrusion délimitent des enclaves de l'encaissant ou s'introduisent dans le pseudo-litage. Les mouvements cisillants indiqués sur le schéma sont apparents. Les repères cartographiques (roches entourées de ruban orange) forment un quadrillage nord-sud et est-ouest avec un espacement de 1 m.

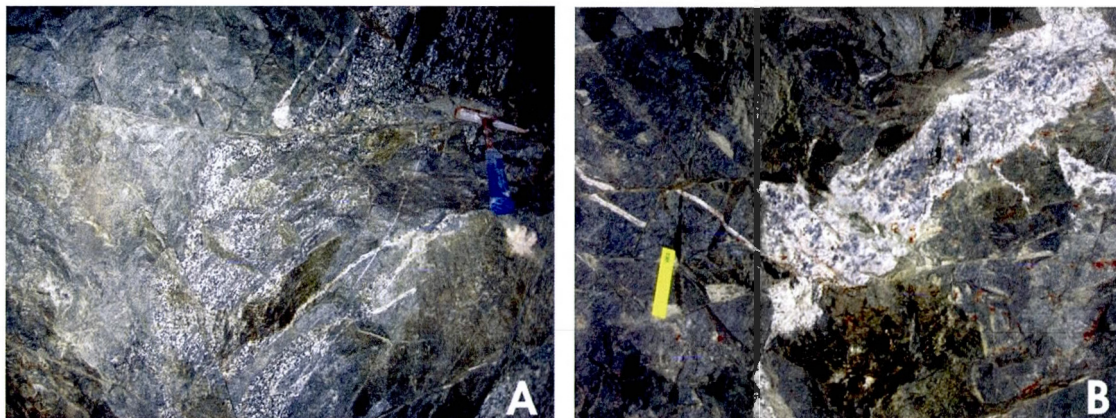


Figure 1.5 : Contact entre l'intrusion de Bourlamaque et les roches volcaniques encaissantes dans la mine du Lac Herbin (niveau 20). Des injections felsiques tortueuses (A) et localement pegmatitiques (B), contenant du quartz bleuté et du plagioclase (couleur blanche), s'introduisent dans un faciès mafique très finement grenu mêlé de zones microgrenues (bordure de trempe). Échelle : marteau de 30 cm à gauche, règle de 15 cm à droite.

Un couloir de déformation central qui semble traverser le pluton et qui serait associé entre autres aux gisements Ferderber et Dumont, ainsi qu'à plusieurs cisaillements reconnus le long de sa trace présumée (Fig. 1.7), possédant un pendage fort vers le sud et un jeu inverse (Vu *et al.* 1987), pourrait expliquer le fait que le lobe nord du pluton semble plus épais que le lobe sud d'après les profils gravimétriques (Fig. 1.6). La localisation du gisement Ferderber, encaissé plus profondément au cœur de l'intrusion que les autres gisements, pourrait également s'expliquer par la présence d'une telle structure. Jébrak *et al.* (1991) proposent que ce couloir de déformation représente une structure tributaire de la zone de faille Cadillac. Au niveau de la bordure sud, à la mine Wrightbar, et bien que les observations de surface indiquent à cet endroit que le pluton est intrusif, le contact faillé sous terre avec les roches volcaniques encaissantes (Ferkous et Tremblay, 1997) pourrait suggérer la présence très locale de niveaux de décollement.

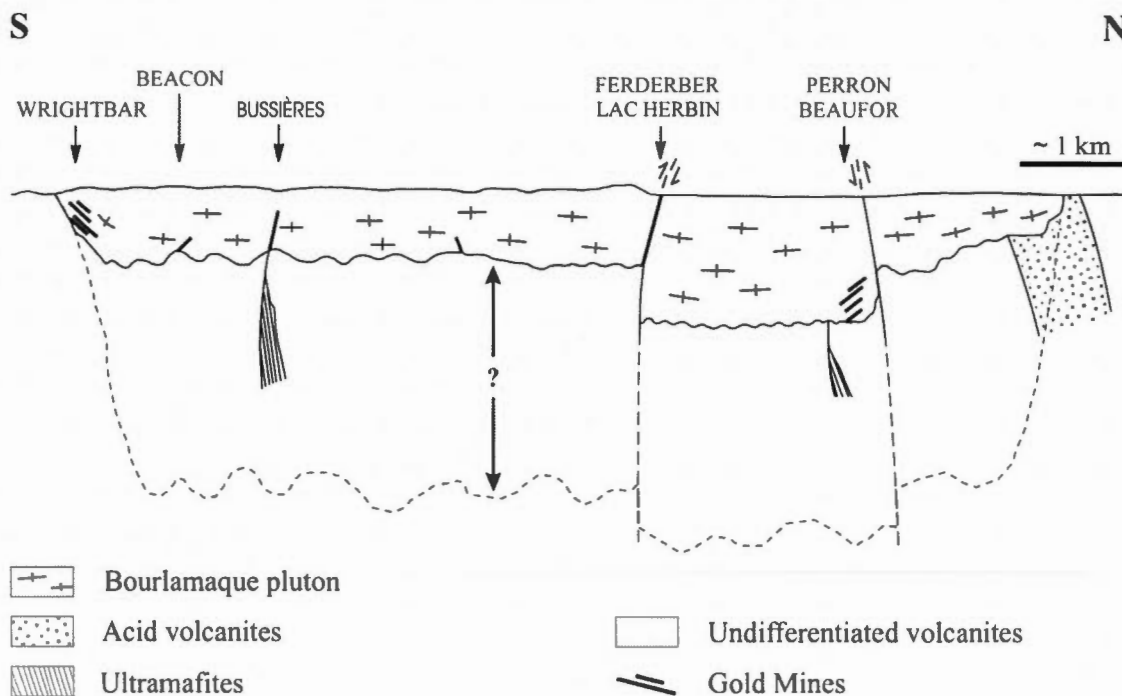


Figure 1.6 : Coupe schématique du pluton de Bourlamaque obtenue par la combinaison de trois profils gravimétriques interprétés (localisation figure 1.1) et de données géologiques. Modifié d'après Jébrak *et al.* (1991).

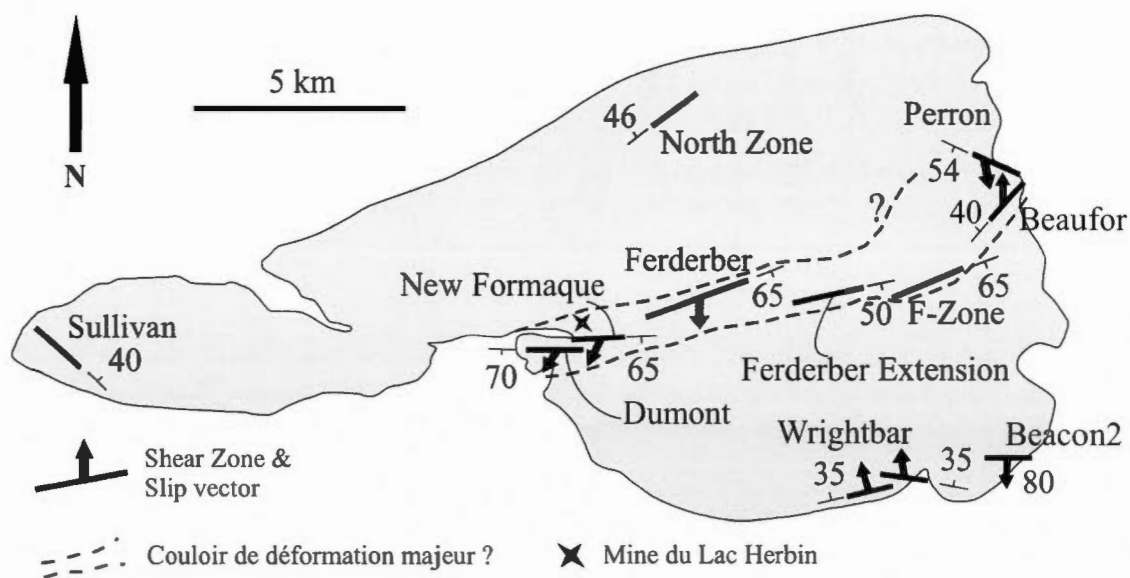


Figure 1.7 : Représentation schématique de la distribution des principaux cisaillements aurifères au sein du pluton de Bourlamaque et de la zone de faille centrale inférée qui découperait l'intrusion, proposée par Jébrak *et al.* (1991). Modifié d'après Belkabar *et al.* (1993).

1.2 – LA MINE DU LAC HERBIN

1.2.1 – Rappel historique des découvertes dans la propriété Aurbel

Le gisement du Lac Herbin est situé sur l'actuelle propriété Aurbel, qui couvre près de 80% de la surface du pluton de Bourlamaque, à l'exception des bordures est, ouest et sud-est, excluant les mines Beaufor, Wrightbar et Sullivan.

Le premier gisement de cette propriété a été découvert en 1920 à proximité de la mine Dumont, et exploité par Payore Consolidated de 1934 à 1939, fournissant seulement 1800 tonnes de minerai à 0,18 once/tonne. La mine Dumont elle-même, exploitée par la société Bras d'Or Mines, a été en production de 1980 à 1994, bien que le cisaillement porteur principal ait été connu depuis déjà 25 ans, sans jamais avoir été développé à cause d'un manque de financement et d'un prix de l'or trop bas à cette époque. Dans la foulée des travaux de développement prometteurs du gisement de Dumont au début des années 1970, des travaux d'exploration ont été menés par Peter Ferderber et la compagnie Belmoral Mines, aboutissant à la découverte du gisement Ferderber, exploité de 1979 à 1994, et ce malgré un grave effondrement causant la mort de huit personnes en 1980. Ces deux gisements réunis, Dumont et Ferderber, ont produit un peu plus de 610 000 onces d'or pour environ 3,28 millions de tonnes de minerai.

La première intersection minéralisée reliée au gisement du Lac Herbin a été forée en janvier 1995 par Aur Resources, également le dernier propriétaire des mines Dumont et Ferderber. Après un premier accord entre la Corporation Minière Alexis et Aur Resources en 2003, un programme d'exploration souterrain a été lancé en 2005 et Alexis a alors acquis l'intégralité de la propriété Aurbel, ainsi que l'usine de traitement Belmoral en 2006. L'étude de faisabilité a été conduite vers la fin de l'année 2007 et la mine du Lac Herbin est entrée officiellement en production à la fin de l'année 2008. Environ 70 000 onces d'or ont été extraites du gisement depuis le début de l'exploitation.

1.2.2 – Description des différentes lithologies et des structures encaissant la minéralisation

La description du gisement Lac Herbin est établie à partir des travaux effectués sous terre dans le cadre de cette étude, des données minières existantes (forages, cartographie) et des discussions avec les géologues de la mine. L'intrusion plutonique est recoupée par des dykes de divers compositions et encaisse des zones de cisaillement ductile à fragile-ductile lorsque

minéralisées, fragile lorsque non minéralisées, ainsi que des structures cassantes discrètes qui sont généralement soulignées par de la gouge de faille.

1.2.2.1 – Encaissant plutonique

La roche plutonique encaissant la minéralisation à la mine du Lac Herbin s'inscrit dans les descriptions de Campiglio (1977) sur l'ensemble de cette intrusion. La roche, de teinte verdâtre (Fig. 1.8 A), est au faciès métamorphique du schiste vert et est affectée par une foliation généralement fruste, très localement prononcée, d'orientation générale est-ouest et subverticale, compatible avec la déformation régionale. La granulométrie de l'encaissant est relativement homogène dans l'ensemble du gisement du Lac Herbin, les minéraux ayant une taille de 2-3 mm. Quelques variations compositionnelles correspondant à du litage magmatique ont été observées localement, marquées par l'alternance de niveaux de composition mafique de couleur sombre avec des niveaux plus felsiques de couleur claire, ces niveaux étant d'épaisseur pluricentimétrique à décimétrique. La minéralogie est constituée d'une association de quartz, plagioclase, amphibole, biotite, chlorite, épidote, apatite, avec la présence locale de sphène et de carbonates (Fig. 1.8 B et C). L'altération des plagioclases ne permet pas de déterminer leur composition par méthode optique, mais les analyses géochimiques effectuées par la Corporation Minière Alexis indiquent une composition dioritique sur un diagramme de De La Roche *et al.* (1980).

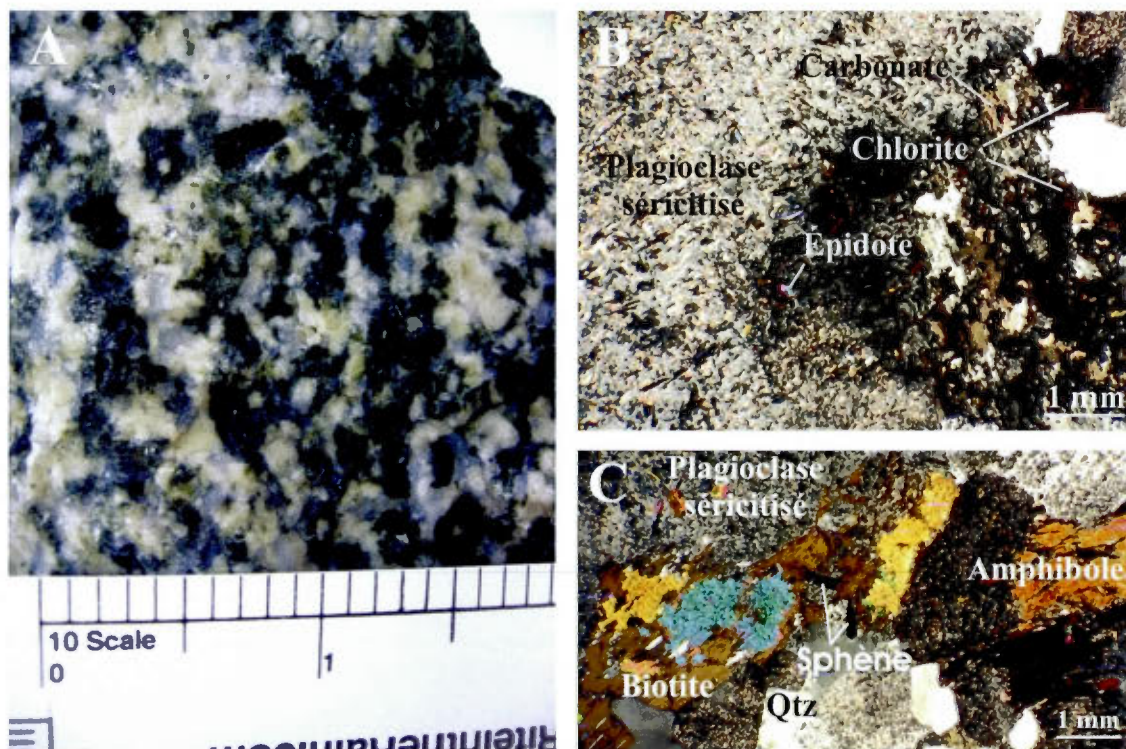
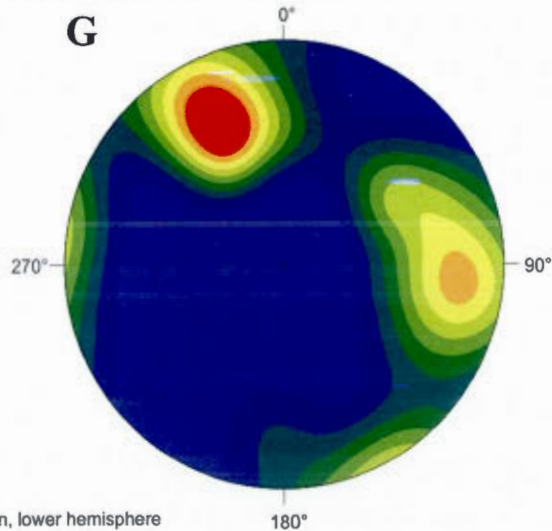
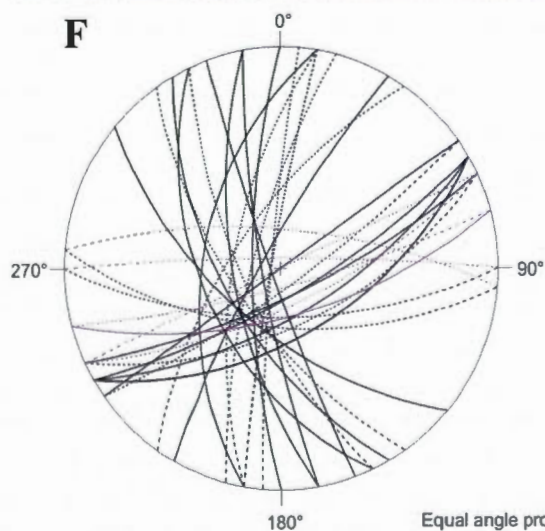
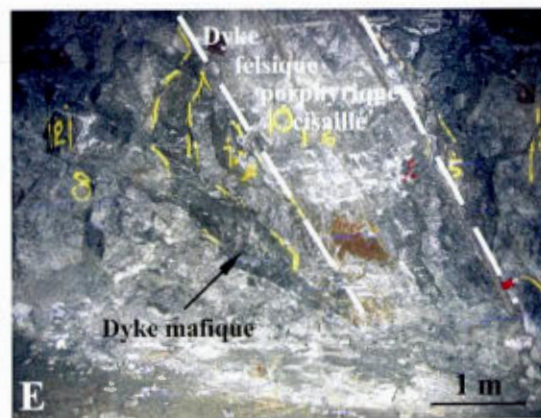
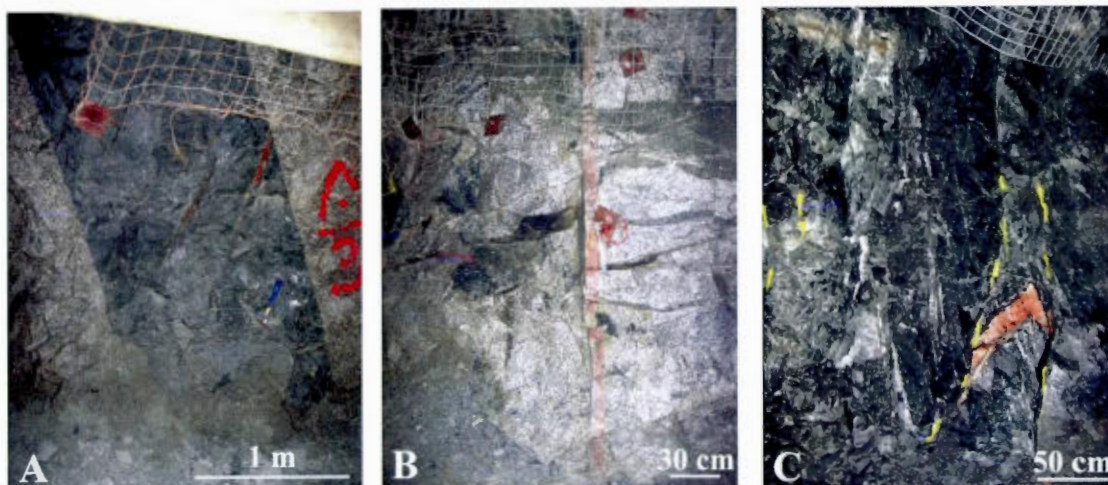


Figure 1.8 : Encaissant plutonique du gisement Lac Herbin. A) Aspect macroscopique de teinte légèrement verdâtre (échelle en mm). B) C) Lames minces (lumière polarisée analysée, LPA) provenant respectivement des niveaux 25 et 29.

1.2.2.2 – Dykes

Comme pour les autres mines d'or filonien encaissées par le pluton de Bourlamaque, la diorite formant la principale lithologie de la mine du lac Herbin est recoupée par différents types de dykes subverticaux ou à fort pendage, qui sont tous affectés par le métamorphisme régional (Fig. 1.9). Les dykes mafiques (aphanitiques ou porphyriques à feldspaths et/ou amphiboles plurimillimétriques) sont très fréquents et de composition dioritique à tonalitique d'après les analyses géochimiques effectuées par la Corporation Minière Alexis. Les dykes felsiques aplitiques (qui sont silicifiés) sont beaucoup plus rares. Un dyke felsique porphyrique à quartz et feldspaths, les phénocristaux ayant une taille de 3-4 mm, a également été observé.



Equal angle projection, lower hemisphere

Stereo32, Unregistered Version

N = 33
 Maximum density = 7.91
 Minimum density = 0.00
 Mean density = 1.57
 Density calculation: Cosine sums
 Cosine exponent = 20
 Contour intervals = 10
 From minimum to maximum

Figure 1.9 : Types de dykes observés dans l'encaissant plutonique formant la lithologie principale de la mine du lac Herbin. A) Dyke mafique. B) Dyke felsique. C) Dyke mafique recoupant un dyke felsique. D) Dyke felsique s'injectant dans un dyke mafique. E) Dyke felsique porphyrique (à quartz et feldspaths) cisailé recoupant un dyke mafique. F) Projection stéréographique de l'orientation des différents types de dykes observés à la mine du Lac Herbin. Trait plein noir: dykes mafiques porphyriques. Tireté noir: dykes mafiques aphanitiques. Trait plein violet: dyke felsique porphyrique cisailé. Tireté violet: dykes felsiques aphanitiques. G) Stéréogramme de densité (pôles des dykes observés) mettant en évidence deux familles principales: OSO-ENE et N-S.

Les dykes mafiques ont une épaisseur variable, de quelques dizaines de cm à 1,5 m environ. Les dykes felsiques aphanitiques ont une épaisseur limitée, entre 20 et 50 cm, tandis que le dyke felsique porphyrique observé en association avec la structure HW (cf. p. 67) a une épaisseur d'un peu plus d'un mètre. Les dykes ne sont généralement pas déformés, bien qu'une légère schistosité au niveau des épontes soit parfois visible. La seule déformation significative de ces dykes est liée à la présence des cisaillements ductiles à fragiles-ductiles décrits à la section 1.2.2.3 qui suit. Aucun de ces dykes ne recoupe la minéralisation au Lac Herbin.

Les observations effectuées sous terre semblent confirmer le fait que les dykes mafiques recoupent généralement les dykes felsiques (Belkabir, 1990; Tessier, 1990; Fig. 1.9 C). Toutefois, un dyke felsique s'injectant dans un dyke mafique a été observé (Fig. 1.9 D), indiquant qu'il y a probablement un recouvrement dans les périodes de mise en place de ces intrusions mafiques et felsiques. Un dyke felsique porphyrique cisailé d'épaisseur métrique recoupant un dyke mafique a également été observé (Fig. 1.9 E). Bien que leur attitude soit très variable, il se dessine deux orientations préférentielles de dykes, OSO-ENE et N-S (Fig. 1.9 F et G). Les dykes felsiques, peu nombreux par rapport aux dykes mafiques, sont a priori restreints à une orientation E-O à OSO-ENE (Fig. 1.9 F). Belkabir *et al.* (1993) ont suggéré qu'il existait un important contrôle rhéologique des dykes mafiques sur la localisation des cisaillements aurifères pour les mines Dumont/New Formaqué et Ferderber. Tremblay (2001) a suggéré que ce contrôle rhéologique soit discutable à la mine Beaufor, et ce contrôle semble également être à nuancer dans le gisement du Lac Herbin (cf. section 1.2.3.2. p. 83).

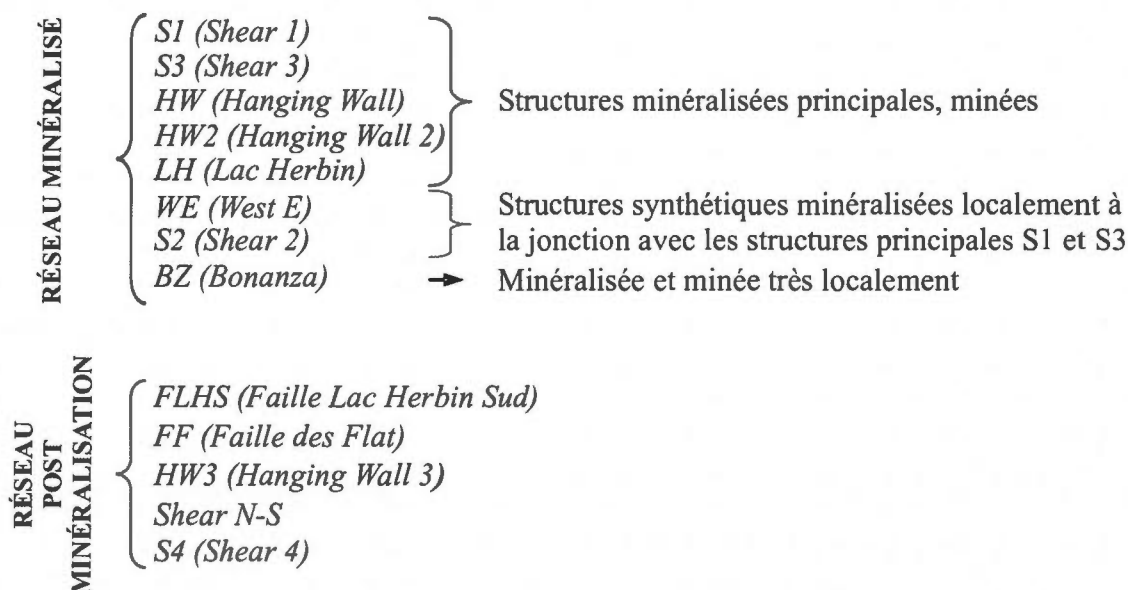
1.2.2.3 – Zones de cisaillement

Les travaux miniers et la cartographie effectués dans le cadre de cette étude du gisement Lac Herbin ont permis de répertorier treize structures cisailantes principales (Fig. 1.10). Les

principales caractéristiques structurales des cisaillements répertoriés et des veines de quartz associées sont reportées à la figure 1.11.

Présentation générale du réseau minéralisé et de la minéralisation

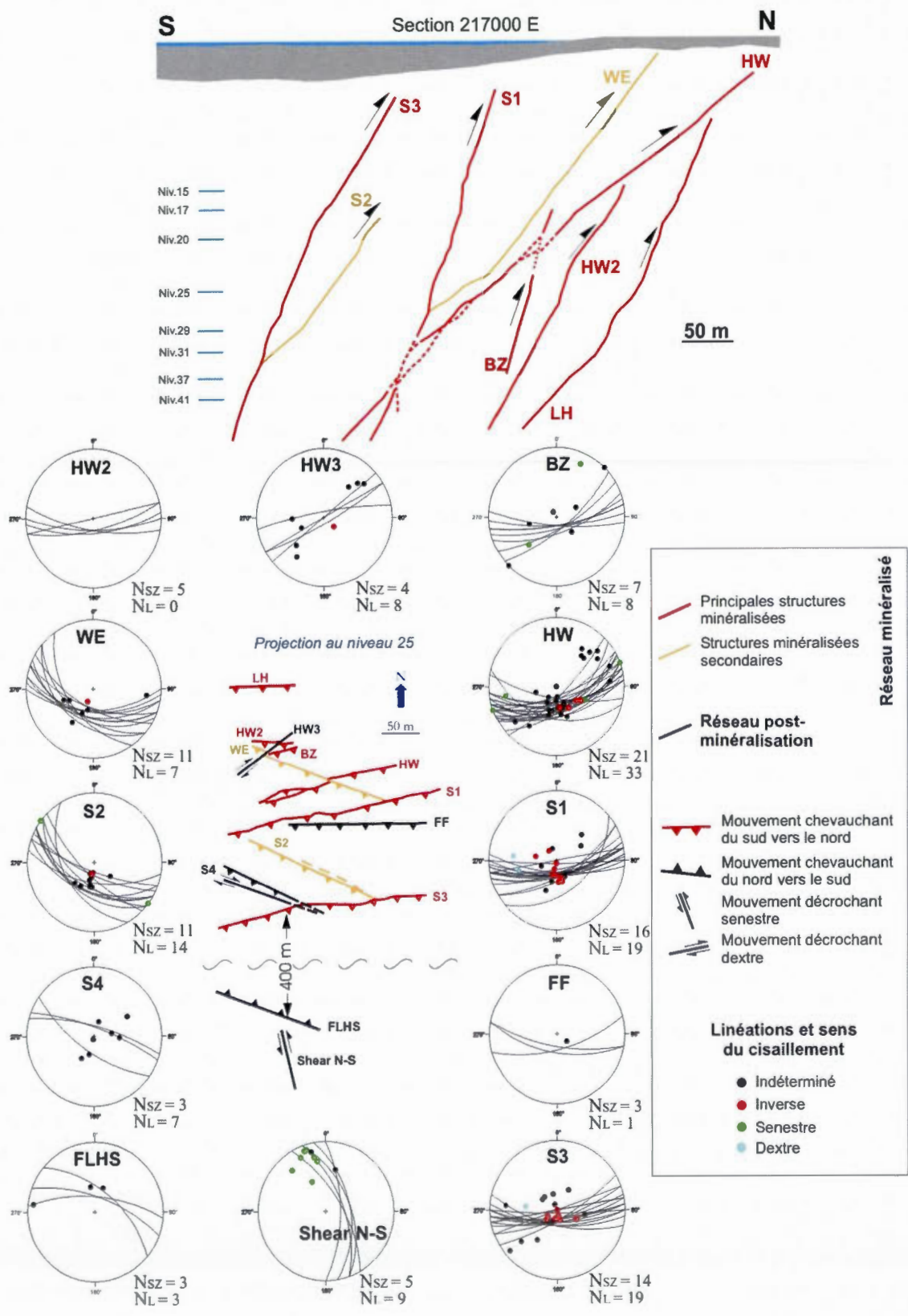
Le réseau minéralisé est constitué du nord vers le sud (projection au niveau 25; Fig. 1.10) de six zones de cisaillement principales – LH, HW2, BZ, HW, S1 et S3 – à pendage fort vers le sud (seule la zone HW montre un pendage plus modéré), orientées E-O à OSO-ENE. Ces zones de cisaillement mylonitique montrent une cinématique inverse clairement marquée par des structures C/S (Fig. 1.12 A), et sont associées à des linéations minérales (Fig. 1.12 B) ainsi que des stries de glissement aval-pendage avec recristallisation de quartz en marches d'escalier. À partir de ce réseau principal se sont développées les structures WE et S2, orientées NO-SE, qui sont aussi porteuses d'indicateurs cinématiques de mouvement inverse, mais qui ne sont minéralisées respectivement qu'à la jonction avec les zones S1 et S3. La zone BZ est peu développée mais encaisse localement de la minéralisation sous forme d'or visible. Les zones de cisaillement ont une extension horizontale et verticale nettement plus importante que les veines qu'elles encaissent, probablement d'au moins une centaine de mètres d'après les forages.



Les mylonites soulignant les différents cisaillements du réseau minéralisé montrent une pétrographie et des caractéristiques microstructurales compatibles avec une formation en contexte fragile-ductile au faciès métamorphique du schiste vert (Simpson, 1985; Fitz Gerald &

Stünitz, 1993; Christiansen et Pollard, 1997; Passchier & Trouw, 2005). En lame mince, le quartz se présente à la fois sous la forme de plages allongées parallèlement à la foliation, avec extinction roulante et bordures suturées, et de rubans marqués par des textures de recristallisation dynamique. Les plagioclases montrent le plus souvent une fracturation cataclastique intense mais aussi localement le développement de kink-bands. Les épontes cisillées des zones HW, S1, S3 et BZ montrent généralement des alternances de niveaux mylonitiques (marqués essentiellement par de la chlorite et/ou des micas blancs) et de niveaux protomylonitiques. Les niveaux mylonitiques sont définis par une proportion de matrice entre 50 et 90%, cette proportion de matrice étant <50% pour les niveaux protomylonitiques (Passchier & Trouw, 2005). Les zones S1 et S3, sont les mieux développées du gisement et présentent peu de niveaux protomylonitiques, moins de 30% (Fig. 1.12 C). Les zones WE et S2 présentent quant à elles une mylonitisation peu développée, localement assez fruste (c'est-à-dire protomylonitique), en particulier à l'écart des zones de jonction avec les structures S1 et S3 respectivement (Fig. 1.12 D). L'épaisseur de ces zones mylonitiques et la proportion de veines et veinules qu'elles contiennent est extrêmement variable d'une zone à l'autre, ainsi qu'au sein d'une même zone de cisaillement. Toutefois, les portions de cisaillement encaissant une veine de quartz-tourmaline massive (> 1 m), rectiligne et bien délimitée, montrent généralement une mylonitisation aux épontes avec moins de 20% de veinules de quartz, sur 30 à 50 cm de part et d'autre de la veine. Les linéations minérales des mylonites sont aval-pendage et marquées par l'étirement des amphiboles et plagioclases, mais également par de la chlorite et des micas blancs en placage.

Des stries subhorizontales, superposées sur les linéations aval-pendage, sont visibles sur presque toutes les zones minéralisées, en particulier sur les surfaces de placage de chlorite/micas blancs et/ou de sulfures de certaines veines. Ces stries indiquent des déplacements «tardifs» dextres et/ou senestres, témoignant d'une reprise complexe. Les indicateurs de mouvements décrochants qui ont pu être observés sur les structures du réseau minéralisé sont majoritairement senestres sur trois structures – zones HW, S2 et BZ – et majoritairement dextres sur deux structures – S1 et S3 – (Fig. 1.10, 1.11 et 1.12 E), ces mouvements dextres étant toutefois mieux marqués que les mouvements senestres. Des stries sub-verticales avec recristallisation de quartz marquant des mouvements normaux ont également été observées localement.



	ATTITUDE MOYENNE	MOUVEMENTS OBSERVÉS	CARACTÉRISTIQUES
S3		Inverse + Décrochement dextre	- Zone la mieux développée - Forte altération hydrothermale - Rubanement marqué à tourmaline/chlorite/sulfures - Reprise par de la gouge de faille
S2		Inverse + Décrochement senestre	- Association claire avec un dyke mafique - Minéralisation uniquement à la jonction avec la zone S3 - Quantité importante de séricite localement - Constitué de plusieurs branches parallèles localement
S1		Inverse + Décrochement dextre	- Zone bien développée - Veine marquée par un rubanement localement très régulier de lamines de tourmaline et de placages de chlorite et sulfures
WE		Inverse + Décrochement	- Déformation essentiellement fragile, mylonite peu développée - Association claire avec un dyke mafique - Minéralisation à proximité de la zone S1 (niveau 37)
HW		Inverse + Décrochement senestre	- Pendage modéré par rapport aux autres structures minéralisées - Associée à un dyke felsique porphyrique au niveau 17 - Associée à des dykes mafiques aux niveaux 27 et 37 - Aspect anastomosé généralement bien marqué
HW2		Inverse	- Poche minéralisée à la faveur de l'intersection avec la zone WE - Recoupée par la zone HW3
BZ		Inverse + Décrochement senestre	- Associée à un dyke mafique au niveau 22 et à un dyke felsique au niveau 25 - Minée très localement, or visible localement - Stries et linéations minérales dispersées
LH		Inverse	Pas d'observation (Données d'après Lickorish, 2007)
FLHS		Inverse + décrochement ?	- Aspect bréchique, absence de mylonitisation - Zone d'épaisseur significative (une 10 ^{ème} de mètres)
FF		Inverse	- Veine de quartz limitée et non minéralisée - Présence marquée de gouge de faille - Déformation fragile
HW3		Inverse + Décrochement dextre	- Associée à un dyke mafique subvertical
Shear N-S		Décrochement senestre	- Orientation N-S - Jeu purement décrochant - Caractère fragile, absence de mylonitisation
S4		Inverse	- Structure à pendage sud qui recoupe la structure à pendage nord - Structure à pendage sud associée à un dyke mafique

Figure 1.10 (page 55) : Section interprétative des structures minéralisées du gisement Lac Herbin (en haut) et projection en plan des structures cisailantes minéralisées et non-minéralisées (en bas). Les stéréogrammes représentent les mesures de l'attitude des structures (traces cyclographiques, N_{SZ} : nombre de mesures) et des linéations (points, N_L : nombre de mesures).

Figure 1.11 (page 56) : Principales caractéristiques structurales des zones de cisaillement répertoriées. Légende des stéréogrammes à la figure 1.10.

Une déformation cassante matérialisée par la présence de fractures, localement associées à de la bréchification et généralement soulignées par de la gouge de faille (Fig. 1.12 F), est également superposée sur les cisaillements ductiles. Ces failles cassantes sont présentes dans toutes les zones minéralisées et serpentent le long des zones de cisaillement ductile et des veines de quartz associées. Leur extension latérale et en profondeur semble au moins comparable à celle des zones minéralisées dans la mesure où ces failles se retrouvent dans les différents niveaux de la mine et dans l'ensemble des extensions latérales des zones minées. L'épaisseur de ces failles varie de quelques centimètres à 30 cm environ. L'essentiel de cette épaisseur est constitué par la bréchification de la roche directement au contact de la faille, c'est-à-dire de la diorite déformée et/ou du matériel de veine de quartz. La gouge de faille soulignant cette fracturation ne mesure généralement que quelques millimètres d'épaisseur, mais peut localement atteindre 5 cm dans les zones les mieux développées. Quelques failles fragiles est-ouest marquées par de la bréchification ont également été observées à l'extérieur des zones de cisaillement minéralisées.

La minéralisation aurifère est associée à des veines de quartz-tourmaline-sulfures (avec une altération à chlorite et carbonates) cisillées et rubanées, encaissées dans les zones mylonitiques précédemment décrites (Fig. 1.13 A), et accompagnées de veines d'extension subhorizontales. L'altération hydrothermale associée à la mise en place des veines recoupe clairement les assemblages métamorphiques du schiste vert, témoignant d'une activité hydrothermale post-métamorphique (Fig. 1.13 B).

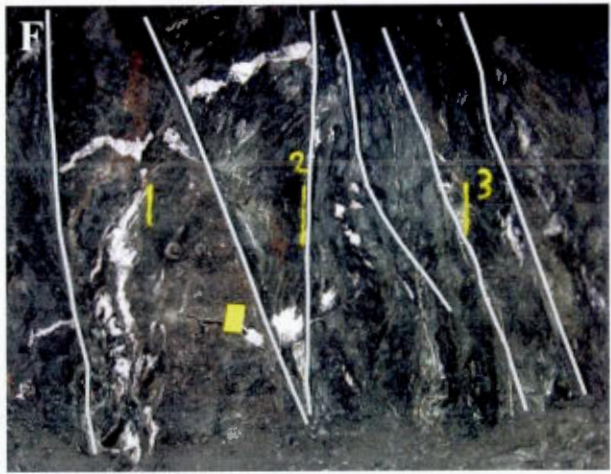
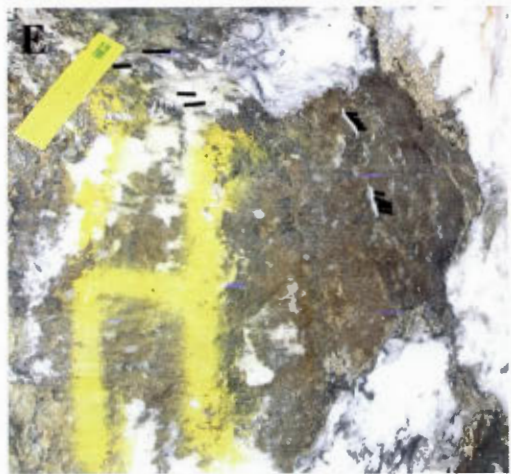
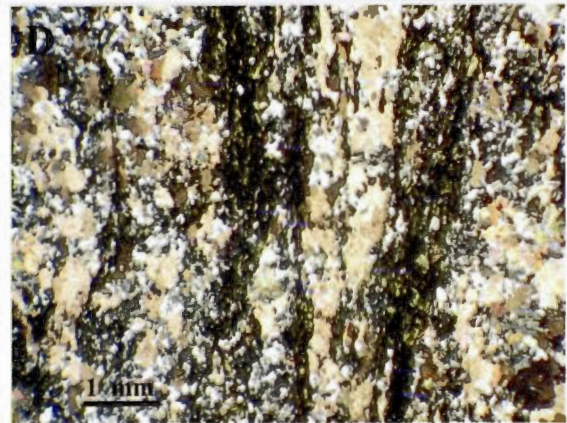
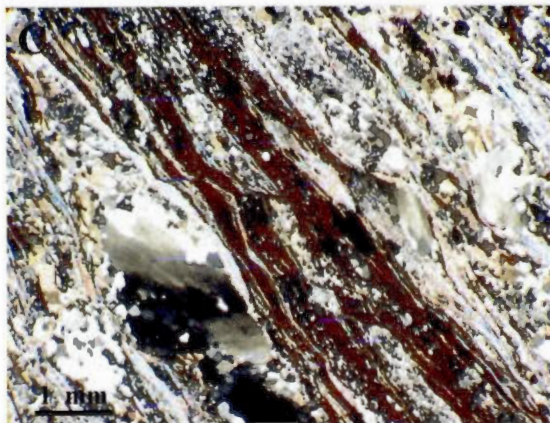
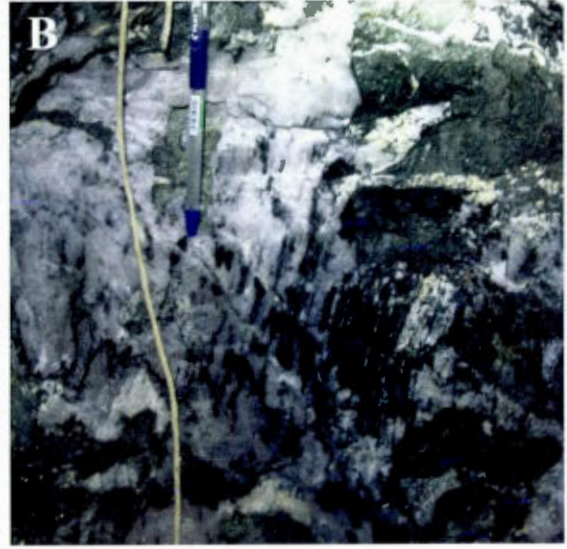
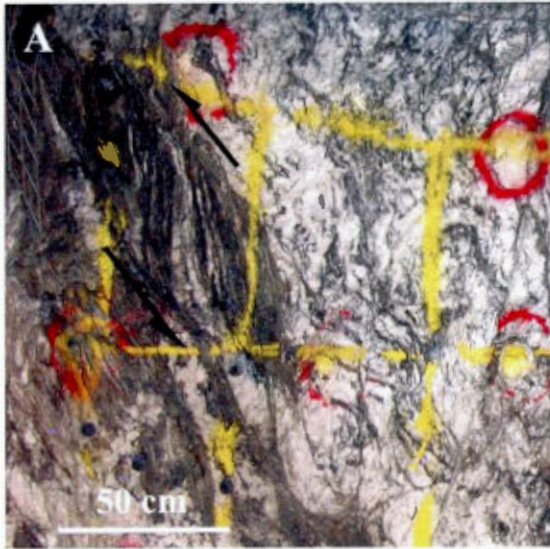


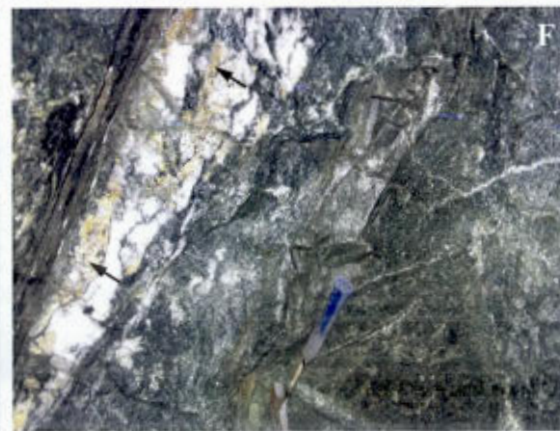
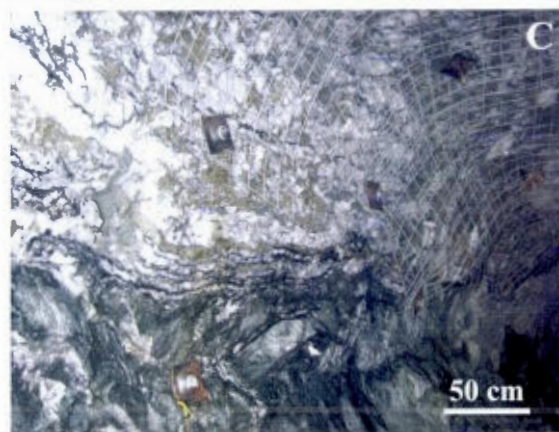
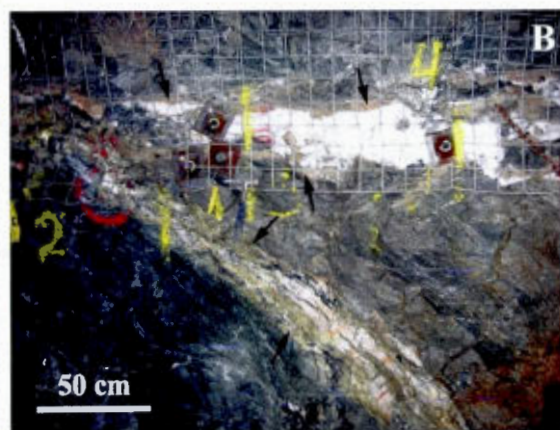
Figure 1.12 : Caractéristiques structurales du réseau de cisaillements minéralisés du gisement Lac Herbin. A) Structure C/S indiquant un mouvement inverse dans la zone minéralisée S3 (sous-niveau 29, regard vers l'est). B) Linéations minérales aval-pendage marquées par des baguettes de tourmaline dans la veine minéralisée de la zone S1 (regard vers le sud). Longueur du crayon: 15cm. C) Photo d'observation en lame mince (LPA) des roches mylonitiques de la zone S1 (sous-niveau 32). La fabrique mylonitique est marquée par des niveaux de chlorite (de teinte brune) et de micas blancs. D) Photo d'observation en lame mince (LPA) de la zone S2 (sous-niveau 25). La fabrique proto-mylonitique est soulignée par des niveaux de carbonates (couleur beige) et de chlorite (de teinte verte foncée). E) Décrochement dextre marqué par des stries de glissement (en trait plein noir, le trait plein gris indiquant des zones de recristallisation en «escalier») sur un placage de sulfure de la zone S3 (sous-niveau 29). Longueur de la réglette: 15cm. F) Réseau de fractures (en trait plein gris) subparallèles aux cisaillements minéralisés, souligné par de la gouge de faille. Les traits jaunes sont espacés de 1 mètre. Zone S3, sous-niveau 25, regard vers l'est.

Les veines occupent généralement la partie centrale des zones de cisaillement et montrent un rubanement typique marqué par l'alternance de niveaux de tourmaline et de quartz. La présence d'écailles d'encaissant mylonitique dans les veines de quartz-tourmaline témoigne de la contemporanéité entre déformation et mise en place des veines minéralisées (Fig. 1.13 A). Des écailles de dyke mafique cisailé sont aussi localement présentes. Le rubanement est également souligné par la présence de «lits» de chlorite et de sulfures, en particulier dans les zones où le cisaillement mylonitique est fortement développé (Fig. 1.13 C). Les veines sont souvent affectées par du plissement et/ou du boudinage compatible avec une compression horizontale et un étirement vertical (Fig. 1.13 D et E). Cette géométrie est interprétée comme le résultat de séquences complexes d'ouverture, de glissement, de déformation et d'amalgamation de veines plus petites (Robert et Brown, 1986a) formées en contexte fragile-ductile et associées à des variations cycliques de la pression de fluide (Sibson, Robert et Poulsen, 1988; Boullier et Robert, 1992).

Des carbonates de fer de teinte orangée sont localement reconnaissables en association avec le quartz (Fig. 1.13 F). Deux types de quartz, un quartz gris légèrement translucide et un autre blanc laiteux, peuvent être distingués dans les veinules localisées en marge des veines principales. Les veines principales sont constituées de quartz blanc recristallisé et fracturé. L'aspect et la géométrie des veines minéralisées peuvent rapidement changer dans l'espace, sur quelques dizaines de mètres. À l'extrémité des zones minéralisées, les veines de quartz disparaissent en s'amenuisant progressivement dans le cisaillement sous forme d'un réseau plus ou moins anastomosé de petites veines et de veinules (Fig. 1.13 G). La minéralisation aurifère, généralement soulignée par la présence de sulfures (majoritairement de la pyrite, mais également de la chalcopyrite), peut se poursuivre sur quelques mètres dans ces zones de terminaison des

veines de quartz. Certaines zones minéralisées sont localement associées à des zones de brèches, par exemple les zones HW et S3 (Fig. 1.13 H).

L'observation en lame mince des veines de cisaillement montre un aspect suturé des grains de quartz, des évidences d'une intense recristallisation dynamique marquée par une forte réduction de la taille moyenne des grains (Fig. 1.13 I), et une orientation préférentielle de la chlorite et de la tourmaline sous forme de rubanement parallèle aux épontes. Les veines d'extension ne montrent pas, ou très peu, de déformation (Fig. 1.13 J), et les cristaux de chlorite, tourmaline et carbonates y sont distribués en large plages informes.



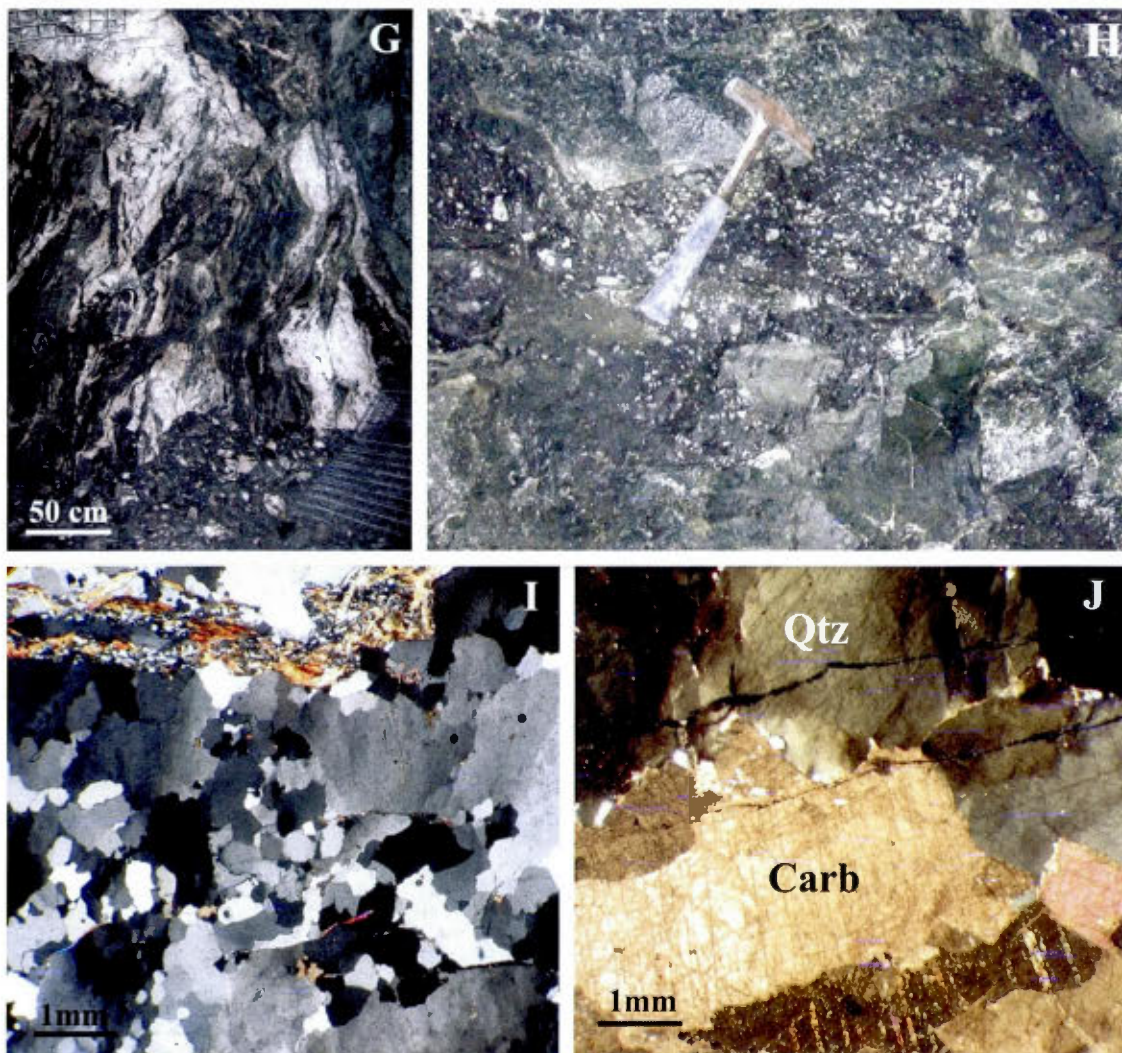


Figure 1.13 : Caractéristiques des veines minéralisées. A) Rubanement de quartz et tourmaline dans la zone S1, niveau 27, regard vers l'est. Remarquez la présence de veines d'extension recoupant ce rubanement. B) Exemple de bordure d'altération hydrothermale (flèches noires) recoupant l'encaissant dioritique au faciès du schiste vert. Zone HW au sous-niveau 22. C) Niveaux de sulfures dans la zone S1, sous-niveau 25. Regard vers le NE. D) Plissement (marqué en trait plein noir) d'une veinule de quartz (axes de plis sub-horizontaux). Zone HW, niveau 27. E) Boudinage marquant un étirement vertical (trait plein gris) au toit de la zone S3 au niveau 29. Longueur du marteau: 45 cm. F) Carbonates de fer (flèches noires) reconnaissables à leur altération orangée. Zone HW2, niveau 25. G) Dilution de la veine minéralisée de la zone S3, au sous-niveau 20. H) Brèche à matrice de chlorite-tourmaline, avec éléments de veine minéralisée. Extrémité est de la zone HW (niveau 22). I) Photo d'observation en lame mince (LPA) d'une veine de cisaillement. Le quartz montre un aspect suturé typique d'une recristallisation dynamique. Zone HW, sous-niveau 17. J) Veine d'extension sub-horizontale vue en lame mince (LPA). Zone S3, sous-niveau 25.

Particularités des différentes structures du réseau minéralisé

Bien que les différentes structures du réseau minéralisé présentent de nombreuses caractéristiques communes, cette section s'attache à préciser certains éléments propres à chacune des structures minéralisées et aux veines d'extension afin de mieux comprendre l'interprétation structurale du gisement.

- *Zone S3 (Shear 3)*

La zone S3, la plus développée du gisement du Lac Herbin en terme de volume de minerai exploité, a pu être étudiée aux niveaux et sous-niveaux 20, 25, 29 et 38. La largeur de la veine peut atteindre jusqu'à 3,5 mètres. L'empreinte de l'altération hydrothermale mieux marquée que dans les autres zones minéralisées, la présence plus importante de lamines phylliteuses, la mylonitisation plus poussée que pour les autres cisaillements et une schistosité très perturbée, ces éléments ayant pour conséquence une mauvaise tenue géomécanique des terrains, semble témoigner d'une activité hydrothermale plus intense et/ou plus longue que pour les autres cisaillements. La principale veine de quartz de la zone S3 est caractérisée par la présence d'un niveau de gouge de faille pouvant atteindre 5 cm d'épaisseur, qui serpente plus ou moins parallèlement au cisaillement encaissant la veine minéralisée, et ce sur plusieurs niveaux, et qui semble interrompre et/ou mettre en contact différentes portions de cette veine (Fig. 1.14 A et B). La terminaison latérale de la veine laisse la place à un cisaillement sur une épaisseur de 3-4 mètres, et le niveau de gouge de faille qui parcourait la veine est remplacé par un réseau de failles cassantes qui sont également soulignées par de la gouge et dont le mouvement est inverse (Fig. 1.12 F et 1.14 C). La schistosité aux épontes de ces failles cassantes est localement très perturbée (c'est-à-dire marquée par la disparition des structures C/S caractérisant les mouvements inverses dans les mylonites), suggérant une reprise ultérieure. La veine montre également une fracturation dense et fine localement, qui semble contrôler en partie la localisation des sulfures (Fig. 1.14 D), suggérant des épisodes de déformation fragile contemporains de la mise en place de la veine dans la mesure où les sulfures sont associés aux circulations hydrothermales minéralisatrices.

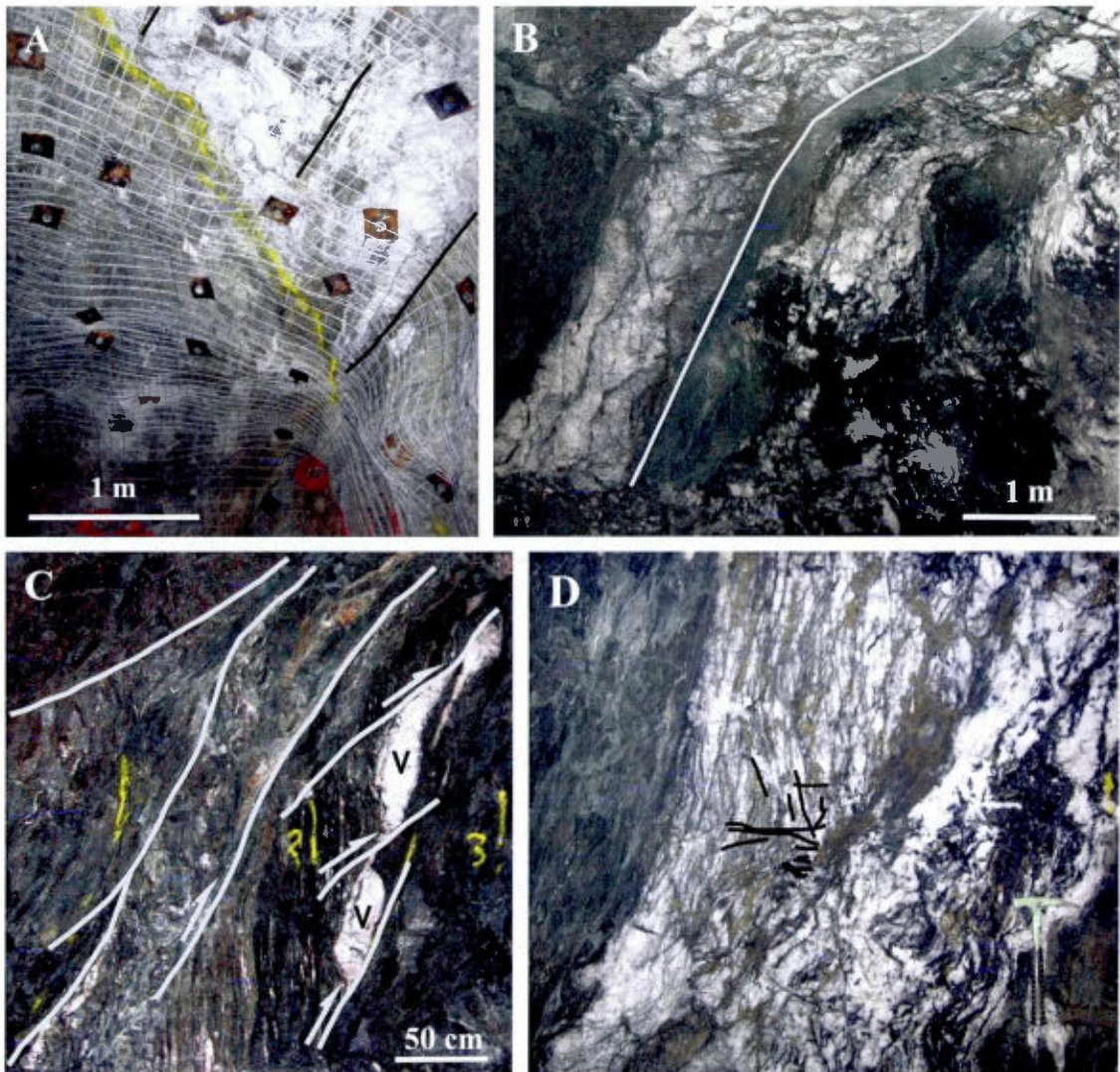


Figure 1.14 : Zone S3. A) Au niveau 38, la veine (dont la direction est marquée par les traits noirs) est biseautée par de la gouge de faille (trait jaune). Vue au toit de la galerie, vers l'est. B) Zone de gouge de faille mettant en contact une portion de veine enrichie en tourmaline et chlorite (à droite) et une portion de veine plus riche en quartz (à gauche). La gouge en elle-même (trait gris) ne fait que quelques cm d'épaisseur et correspond à la bordure gauche de la zone broyée grise. Niveau 29. C) À l'extrémité ouest de la galerie de minage, la veine laisse la place à une large zone cisailée reprise par un réseau de failles fragiles soulignées par de la gouge (trait plein gris) et marquant généralement un mouvement inverse. V = veinule de quartz (niveau 25). D) Fracturation fine (soulignée localement en trait noir) qui affecte la zone minéralisée (niveau 29). Longueur du marteau: environ 40 cm.

- *Zone S2 (Shear 2)*

La zone S2 est caractérisée par une association claire avec un dyke mafique, des rubanements de carbonates et une orientation NO-SE. Des structures C/S et des plis

d'entraînement indiquent un jeu inverse. La zone S2 n'est minéralisée qu'à la jonction avec la zone S3 et n'a pu être étudiée qu'aux niveaux et sous-niveaux 25, 29 et 37. Il apparaît assez clairement en carte et par l'aspect de cette jonction sous terre que la S2 prend naissance au niveau de la S3 (Fig. 1.15 A). La compatibilité des mouvements inverses et de l'orientation aval-pendage des linéations minérales dans la veine S2 plaide également en faveur d'un développement synthétique des deux structures. La zone S2 semble constituée de plusieurs branches parallèles (jusqu'à quatre). La veine principale ne dépasse pas 1 mètre d'épaisseur et n'est présente que jusqu'à une distance de 30 mètres depuis la jonction avec la zone S3. L'aspect de la veine est désordonné et perturbé à la jonction avec la S3 (Fig. 1.15 B), mais apparaît plus régulier lorsqu'on s'éloigne de la jonction (Fig. 1.15 C).

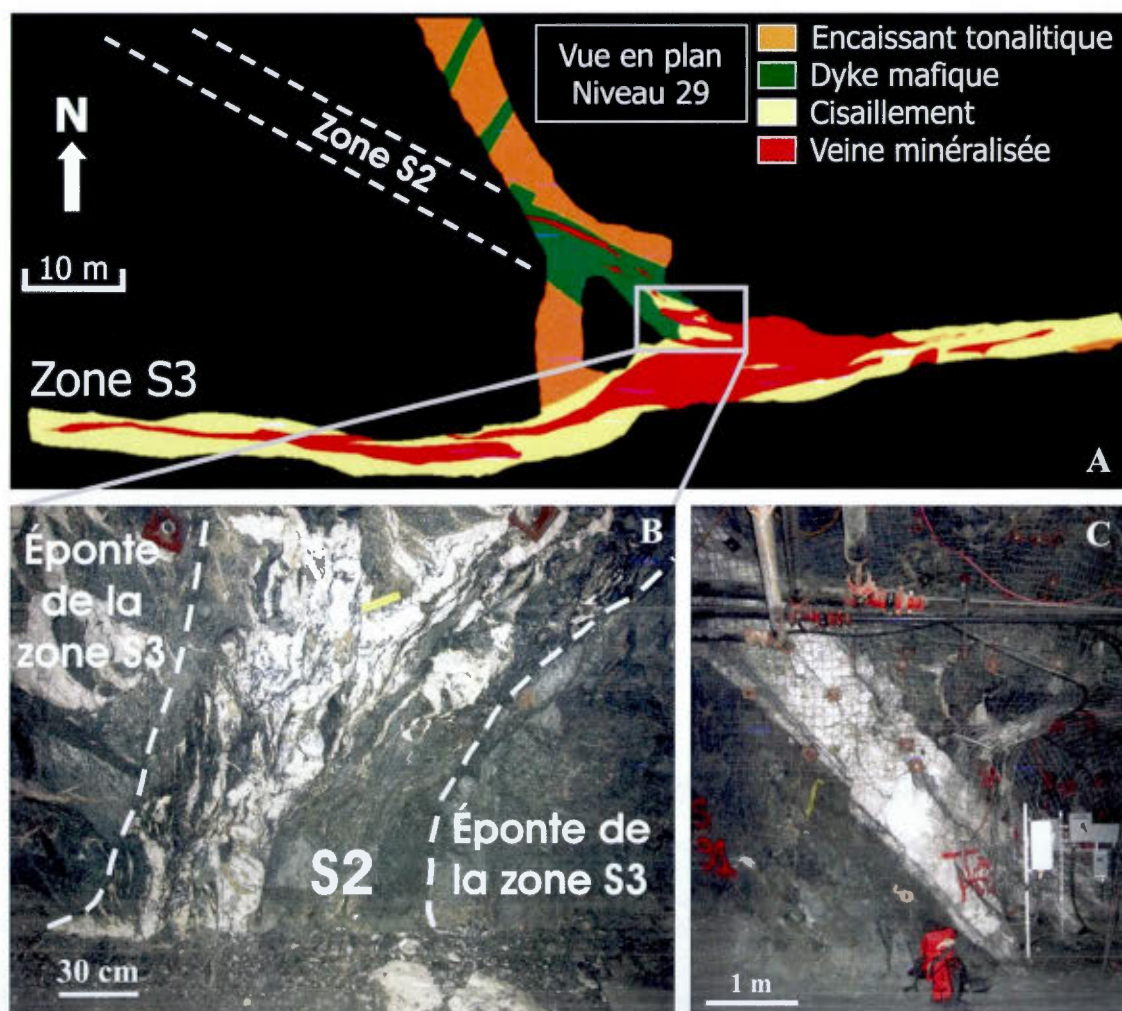


Figure 1.15 : Zone S2. A) Carte détaillée de la jonction des zones S2 et S3 au niveau 29. La minéralisation de la zone S3 s'injecte dans la zone S2, qui se développe à la faveur d'un dyke mafique. B) Galerie de minage de la zone S3 montrant la jonction avec la zone S2. La paroi de la galerie est parallèle à l'orientation de la zone S3. C) La veine S2 dans la rampe principale, vers le niveau 37.

- *Zone S1 (Shear 1)*

La zone S1 est bien développée et encaisse une veine de quartz massive (Fig. 1.13 A), d'une épaisseur variant de 1,5 à 3 m, marquée par de nombreuses lamines de tourmaline accompagnées de placages de sulfures et chlorite par endroits (Fig. 1.13 C), ces derniers constituant des plans de glissement marqués par des stries et linéations minérales. Cette zone a pu être étudiée aux niveaux et sous-niveaux 25, 27, 32 et 37.

Le niveau 15 expose une jonction de la zone S1 avec les zones WE et FF. Cette jonction est affectée par de nombreuses failles cassantes discrètes, et les zones S1, WE et FF semblent se confondre les unes dans les autres. À l'image de la relation entre les zones S2 et S3, il est probable que la zone WE prenne naissance à partir de la zone S1, d'autant plus que la compatibilité des mouvements et de l'orientation des linéations minérales vers le sud quelle que soit l'orientation des cisaillements plaident en faveur du développement synchrone des deux structures. De plus, il n'y a aucune évidence de la zone WE au toit de la S1. La zone FF, qui appartient au réseau post-minéralisation, rejoint tangentiellement la zone S1 au niveau 15 et les deux structures semblent se confondre à cet endroit. Une zone de veines d'extension subhorizontales minéralisées de type 2 est associée à la zone S1 au niveau 15.

- *Zone WE (West E)*

La zone WE, qui a pu être étudiée aux niveaux et sous-niveaux 15, 17, 25 et 37, montre les mêmes caractéristiques que la zone S2 (association avec un dyke mafique, rubanements de carbonates, orientation NO-SE, structures C/S et plis d'entraînement compatibles avec un mouvement inverse), mais n'est porteuse de minéralisation économique qu'à partir du niveau 37, et à l'approche de sa jonction avec la zone S1 (Fig. 1.16 A). Ailleurs dans la mine, la WE n'est que très peu minéralisée et ne contient que des veinules et lentilles de quartz-tourmaline ± carbonates. Elle est clairement associée à un dyke mafique (la zone WE est parallèle au dyke), et montre un aspect plutôt bréchifié (Fig. 1.16 B). Au niveau 15, la jonction avec la zone S1 est relativement complexe car reprise par de nombreuses failles cassantes. La WE n'a pas été

retrouvée au toit de la S1, ce qui laisse penser qu'elle prend effectivement naissance à partir de la S1. Au niveau 17, la zone HW est recoupée par la WE, avec un déplacement apparent senestre d'une dizaine de mètres. Un tel déplacement est donc compatible avec un mouvement inverse sur la WE (souligné par des linéations à forte plongée vers l'ouest), et implique un rejet net de la zone HW d'une 30^{aine} de mètres.

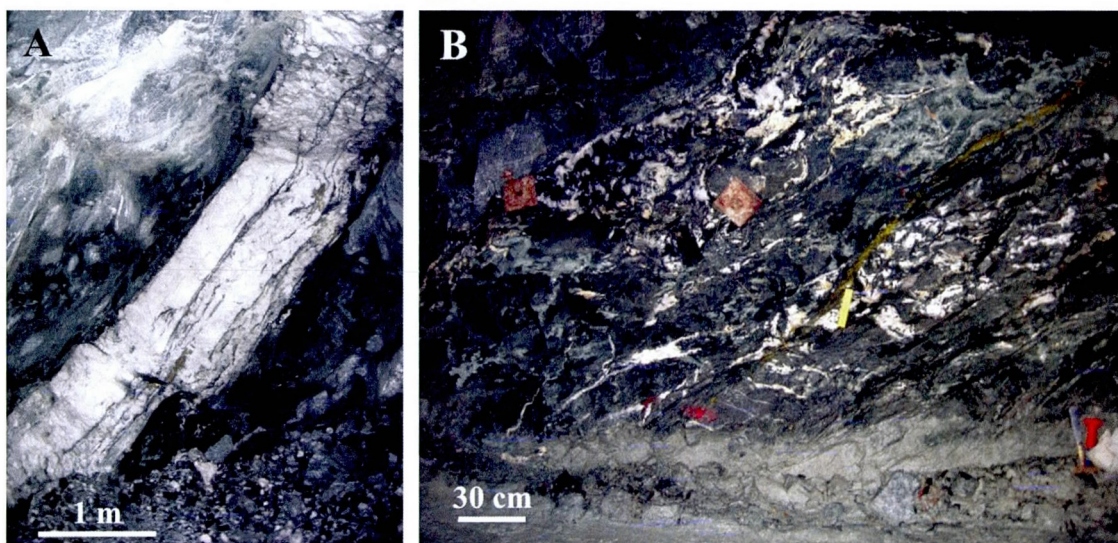


Figure 1.16 : Zone WE. A) Zone WE minéralisée au niveau 37, à proximité de la jonction avec la zone S1. B) Niveau 25. Les veines de quartz-tourmaline-carbonates sont disséminées et la zone est bréchifiée.

- *Zone HW (Hanging Wall)*

Cette zone a pu être étudiée aux niveaux et sous-niveaux 17, 22, 25, 27 et 37. La zone HW a la particularité d'être associée dans les niveaux supérieurs (c'est-à-dire au dessus du niveau 20, et en particulier au niveau 17) à un dyke felsique porphyrique qui semble réorienter localement la zone de cisaillement; de SO-NE au niveau 17 (Fig. 1.17), elle passe à une orientation plutôt est-ouest à partir du niveau 22 (Fig. 1.18 A et B). La déformation mylonitique est bien développée dans les niveaux supérieurs (association avec le dyke felsique porphyrique) tandis qu'elle devient plus fruste dans les niveaux inférieurs (c'est-à-dire sous le niveau 20).

Au niveau 17, la zone HW est recoupée par la zone WE (avec un rejet net d'environ 30 mètres), et est aussi associée à une zone de veines d'extension principalement de type 2 (cf. définition p.72). Au niveau 22, l'extrémité est de la zone minéralisée expose un faciès bréchique

à matrice de chlorite et tourmaline, contenant des enclaves de mylonite et de quartz avec ou sans sulfures (Fig. 1.13 H), qui est donc tardif par rapport à la minéralisation. La mise en place de cette brèche est en effet contrôlée par des failles cassantes qui sont soulignées par de la gouge de faille.

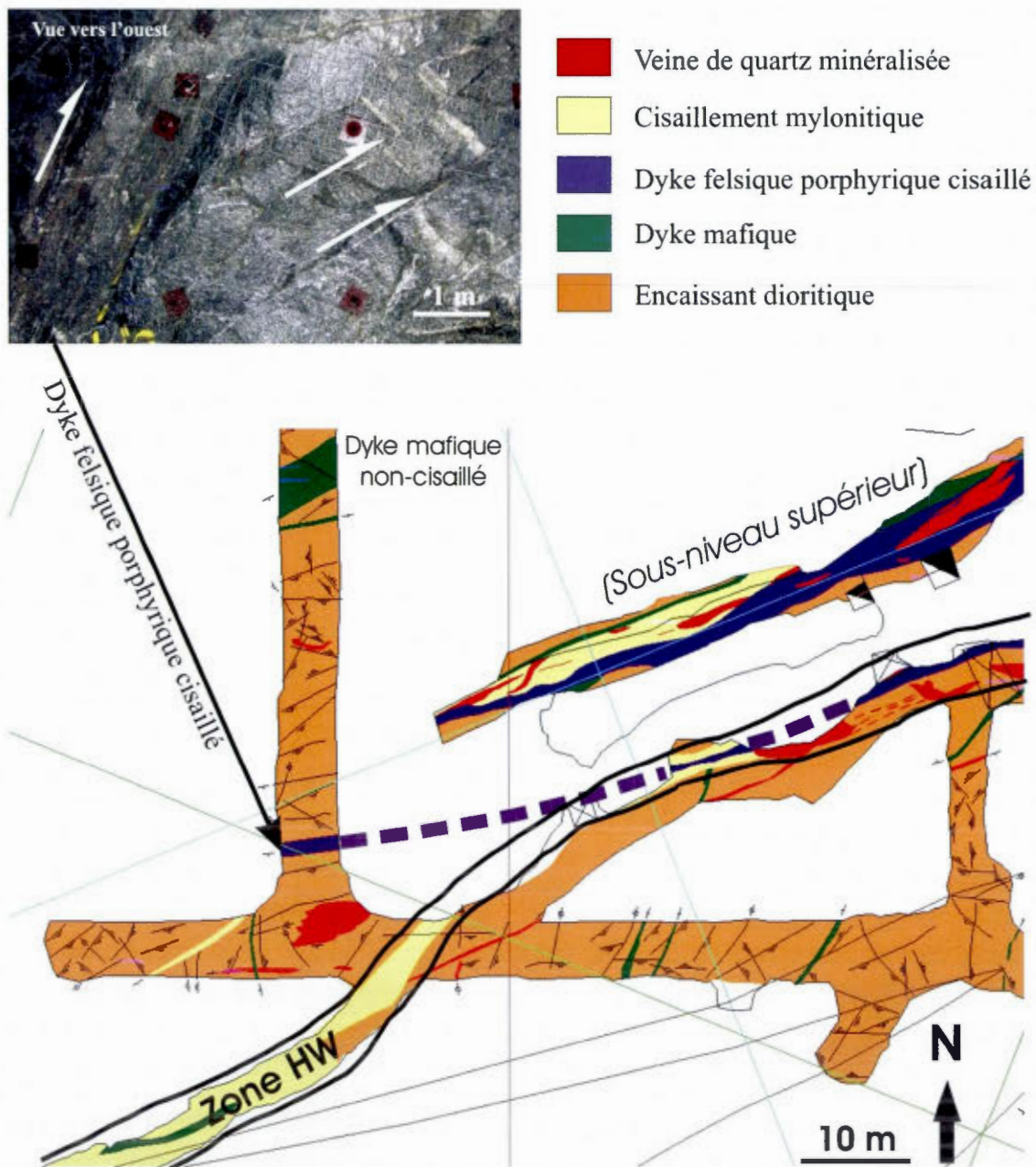


Figure 1.17 : Détail cartographique de la zone HW au niveau 17 montrant le couplage/découplage avec un dyke felsique porphyrique. Le dyke découplé de la zone HW montre un cisaillement inverse compatible avec la cinématique de la zone HW. On remarquera au nord la présence d'un dyke mafique subvertical non-cisaillé, malgré une orientation à priori favorable.

Dans les niveaux inférieurs au niveau 20, la zone HW présente très souvent un motif beaucoup plus anastomosé que les autres zones minéralisées. Aux niveaux 27 et 37, elle est spatialement associée à une zone de dykes mafiques d'orientation est-ouest qui ne sont que modérément cisailés. Au niveau 27 en particulier, à quelques dizaines de mètres de la zone S1, les veines de quartz associées au cisaillement de la zone HW montrent un motif anastomosé et tortueux bien marqué (Fig. 1.18 C).

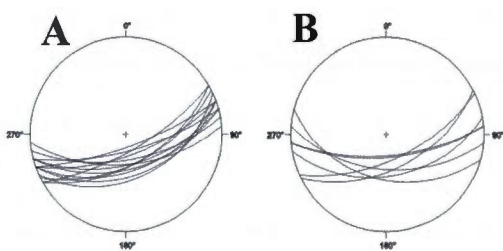


Figure 1.18 : Zone HW. A) Orientation de la zone HW associée au dyke felsique (niveau 17). B) Attitude de la zone HW découplée du dyke felsique dans les niveaux inférieurs au niveau 20. Voir le texte pour la discussion. C) Aspect du cisaillement HW et des veines associées au niveau 27 (regard vers l'est).



- *Zone HW2 (Hanging Wall 2)*

La zone HW2 (qui n'a aucun lien avec la zone HW) n'est exposée que très localement au niveau 25, sur une longueur d'environ 25 mètres, dans une zone où la structure HW3 est également cartographiée (Fig. 1.19). L'extrémité ouest de la galerie où est exposée la zone HW2 montre la transposition d'un dyke mafique subvertical (Fig. 1.19 A). Le tracé de ce dyke sous la forme d'une bande horizontale est du à un effet topographique lié au relief du fond de la galerie. Le cisaillement de la zone HW2 demeure relativement discret, mais présente cependant un bel exemple de mise en place de veine probablement à la faveur de la jonction de deux cisaillements différents, à savoir la zone WE et la zone HW2. En effet, dans le sous-niveau supérieur, la veine

exposée au niveau 25 (Fig. 1.19 B) se poursuit et s'élargie pour former une zone relativement informe, d'environ 25 mètres sur 10 mètres, fortement minéralisée et qui se développe clairement à la jonction entre les structures HW2 et WE. Une zone de cisaillement inverse plus tardive, à pendage nord et de 20 à 30 cm d'épaisseur, rejoint la zone HW2 et découpe le dyke mafique transposé (Fig. 1.19 A).

- *Les zones BZ (Bonanza) et LH (Lac Herbin)*

La zone BZ, bien que non minée et donc peu exposée (elle a pu être étudiée aux niveaux et sous-niveaux 17, 22 et 25), forme un cisaillement de moins de 1 mètre, encaisse peu de veines mais ces dernières montrent localement des teneurs élevées (or visible). Cette zone est associée à un dyke felsique aplitique de quelques dizaines de cm d'épaisseur au niveau 25 (Fig. 1.20 A), mais en est découplée au niveau 22 à la faveur d'un épais dyke mafique (Fig. 1.20 B), le dyke felsique étant exposé une dizaine de mètres plus au nord.

La zone LH, déjà minée au début de l'étude, était quant à elle inaccessible. D'après les géologues de la mine, elle présente les mêmes caractéristiques que les autres structures minéralisées. Quelques points d'observation à l'est de la zone minée ont permis de mettre en évidence des linéations minérales aval-pendage et des structures C/S indiquant un mouvement inverse ainsi que des veines d'extension précoces de quartz-carbonates-tourmaline (type 1, cf. définition p.72) transposées dans le cisaillement. L'étude de Lickorish (2007) témoigne de linéations aval-pendage, mais également de stries obliques (45° vers l'ouest) sur des plans de faille, sans précision sur le sens du mouvement.

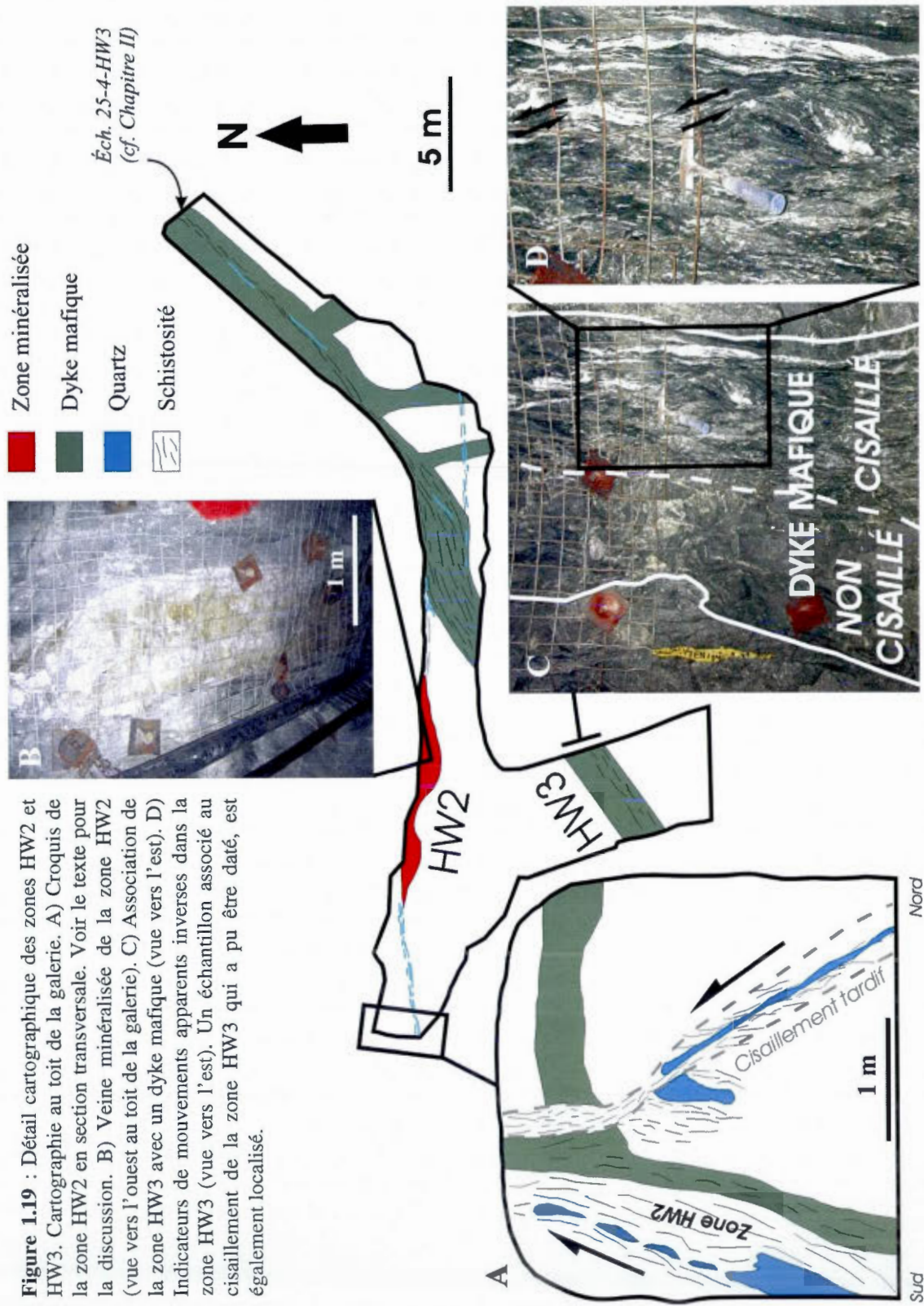


Figure 1.19 : Détail cartographique des zones HW2 et HW3. Cartographie au toit de la galerie. A) Croquis de la zone HW2 en section transversale. Voir le texte pour la discussion. B) Veine minéralisée de la zone HW2 (vue vers l'ouest au toit de la galerie). C) Association de la zone HW3 avec un dyke mafique (vue vers l'est). D) Indicateurs de mouvements apparents inverses dans la zone HW3 (vue vers l'est). Un échantillon associé au cisaillement de la zone HW3 qui a pu être daté, est également localisé.

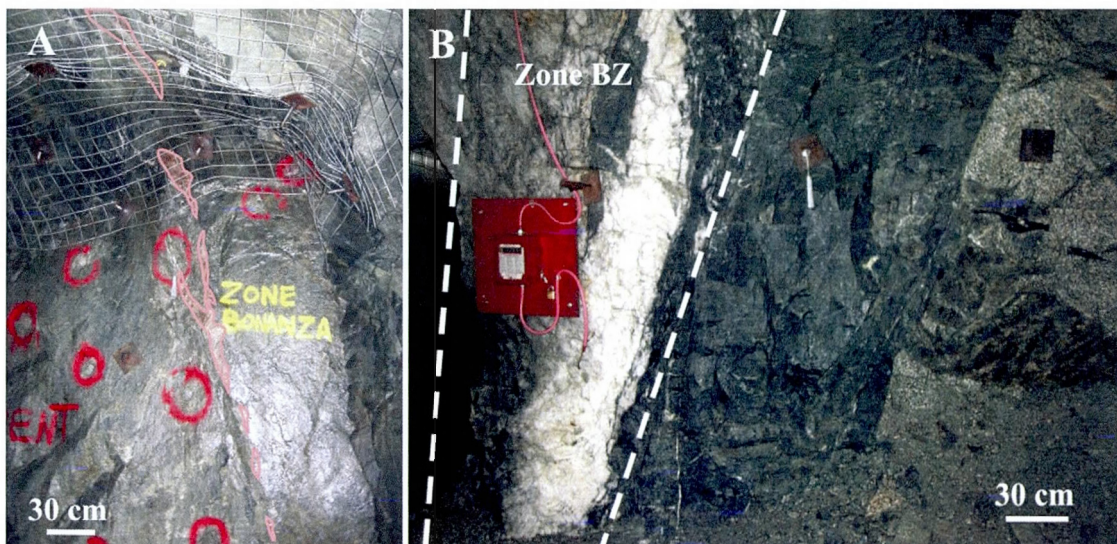


Figure 1.20 : Zone BZ. A) Couplage de la zone BZ avec un dyke felsique (souligné en rose) au niveau 25. B) Couplage de la zone BZ avec un dyke mafique vers le niveau 22.

- *Veines d'extension*

De nombreuses veines d'extension subhorizontales sont visibles dans le gisement du Lac Herbin. Elles sont directement associées aux structures cisailantes ou bien situées à proximité. L'orientation des aiguilles de tourmaline observées dans plusieurs de ces veines indique généralement une direction d'ouverture perpendiculaire aux épontes et l'observation en lame mince montre une déformation généralement très faible, le quartz présentant une extinction roulante mais pas de textures de recristallisation (Fig. 1.13 J).

Sur la base de critères géométriques et pétrographiques macroscopiques, trois principaux types de veines d'extension ont été différenciés (avec des cas intermédiaires présents localement) :

(1) des veines précoces à quartz-carbonates-tourmaline, de faible épaisseur (jusqu'à 20 cm) et d'extension latérale très variable (de quelques dizaines de centimètres à quelques mètres), plissées et transposées dans les cisaillements (Fig. 1.21 A). Elles ne sont visibles qu'en périphérie des principales veines minéralisées et disparaissent dans celles-ci lorsque le quartz devient massif, ce qui suggère une mise en place relativement précoce et une assimilation contemporaine de la croissance des veines de cisaillement. Ces veines sont caractérisées par la présence de carbonates de fer.

(2) des veines épaisses (jusqu'à plus d'un mètre) de quartz-tourmaline \pm carbonates \pm sulfures à la géométrie souvent irrégulière, possédant une extension latérale de plusieurs mètres (Fig. 1.21 B). Ces veines constituent parfois des zones minéralisées économiques, comme c'est le cas pour celles associées aux structures HW et S1, et sont contemporaines de la formation des veines de cisaillement constituant la minéralisation principale; elles possèdent le même aspect, la même minéralogie avec parfois même des laminations de tourmaline témoignant d'un remplissage incrémental de la fracture, et sont recoupées et décalées par les cisaillements ductiles. De telles veines peuvent souvent présenter une organisation spatiale sous forme de relais (Fig. 1.21 C), définissant des zones avec une extension latérale pouvant aller jusqu'à quelques dizaines de mètres.

(3) des veines stériles peu épaisses (< 30 cm) exclusivement constituées de quartz blanc, dont les épontes sont nettes et régulières (Fig. 1.21 D), avec une extension latérale de quelques dizaines de centimètres à quelques mètres. Ces veines, plus rares et vraisemblablement plus tardives que les précédentes, semblent se développer lors des derniers incréments de la déformation associée à la circulation des fluides. Ce quartz blanc se retrouve aussi sous forme d'une «poche» tardive de la zone HW (Fig. 1.21 E). Les veines de type (3) sont subhorizontales, avec des variations de pendage plus faible que les veines d'extension de type (2) associées à la minéralisation (Fig. 1.21 F). Bien que stériles et recoupant la minéralisation, ces veines de type (3) n'ont jamais été observées en association avec le réseau post-minéralisation et sont donc présentées en association avec le réseau minéralisé.

Un secteur de la structure HW au niveau 17 illustre bien les recouvrements et la complexité des relations entre ces différentes veines d'extension (Fig. 1.22); des veines précoces à quartz-carbonates(Fe)-tourmaline y sont recoupées par des veines à quartz-tourmaline associées aux principales veines de cisaillement, qui sont elles-mêmes recoupées par des veines de quartz blanc.

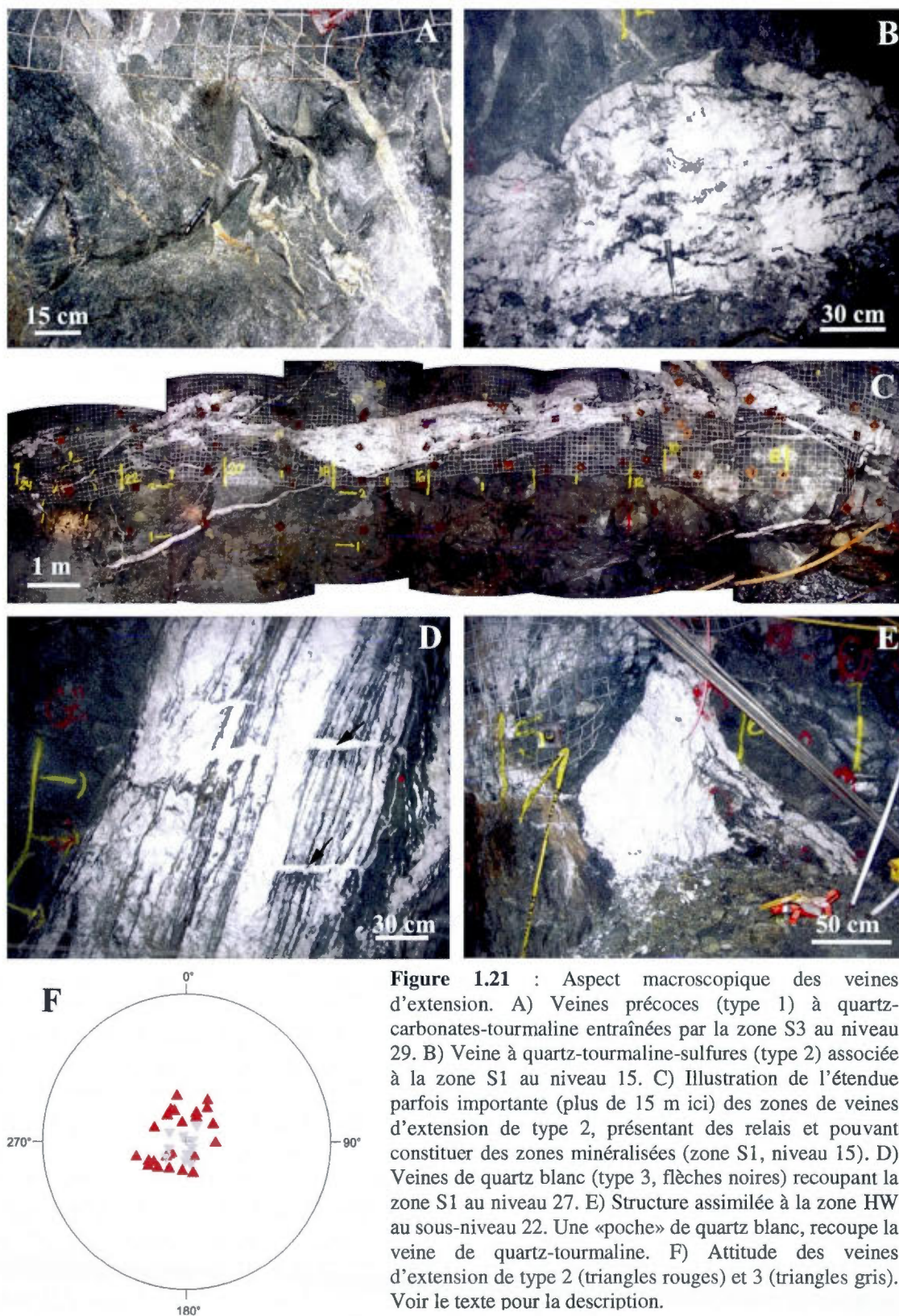
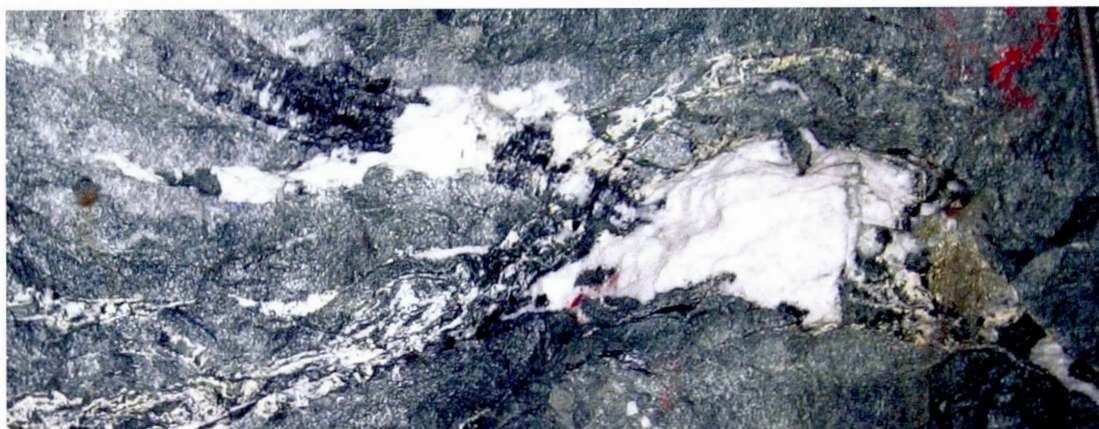
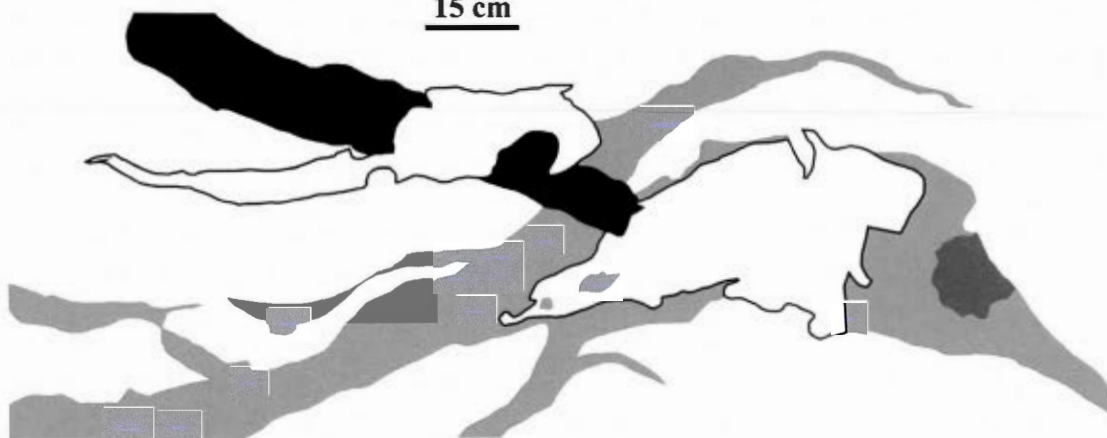


Figure 1.21 : Aspect macroscopique des veines d'extension. A) Veines précoces (type 1) à quartz-carbonates-tourmaline entraînées par la zone S3 au niveau 29. B) Veine à quartz-tourmaline-sulfures (type 2) associée à la zone S1 au niveau 15. C) Illustration de l'étendue parfois importante (plus de 15 m ici) des zones de veines d'extension de type 2, présentant des relais et pouvant constituer des zones minéralisées (zone S1, niveau 15). D) Veines de quartz blanc (type 3, flèches noires) recoupant la zone S1 au niveau 27. E) Structure assimilée à la zone HW au sous-niveau 22. Une «poche» de quartz blanc, recoupe la veine de quartz-tourmaline. F) Attitude des veines d'extension de type 2 (triangles rouges) et 3 (triangles gris). Voir le texte pour la description.



15 cm



- Veines (type 1) à quartz-carbonates(Fe)-tourmaline et matériel chloriteux (vestige de dyke mafique?)
- Sulfures associés aux veines de type 1
- Veine (type 2) à quartz-tourmaline. Les baguettes de tourmaline indiquent une direction d'ouverture perpendiculaire aux épontes
- Veines (type 3) de quartz blanc avec enclaves de matériel chloriteux

Figure 1.22 : Relations de recoupement entre les différents types de veines d'extension du gisement Lac Herbin. Des veines de type 1 (qtz-carbFe-trm) sont recoupées par une veine à quartz-tourmaline (type 2), elle-même recoupée par des veines de quartz blanc (type 3). Zone HW au niveau 17.

Structures post-minéralisation

- *Description générale*

Le réseau de structures post-minéralisation est marqué par une déformation essentiellement fragile et est constitué à la fois de failles discrètes de quelques centimètres d'épaisseur et de zones de déformation plus importantes, d'épaisseur métrique à décimétrique.

Les failles cassantes discrètes sont subparallèles ou bien sécantes aux zones minéralisées. Les terminaisons latérales des veines de quartz cisillées permettent un meilleur examen de la structure interne des zones de cisaillement minéralisées et donc des failles tardives qui leur sont subparallèles. Ces failles, soulignées par de la gouge (dont l'épaisseur peut atteindre 5 cm comme dans la zone S3 par exemple), se développent souvent dans la continuité des cisaillements minéralisés et apparaissent comme étant synthétiques de ces derniers. La zone S3 illustre bien ce phénomène et expose un réseau de failles cassantes relativement discrètes recoupant la schistosité mylonitique à angle faible. La vergence structurale de ce réseau, les crochons de faille et les stries associées s'inscrivent dans la continuité du cisaillement inverse qui caractérise la S3 et recoupe l'empreinte de l'altération hydrothermale. Toutefois, la forte perturbation locale de la schistosité aux épontes de ces failles suggère une (des) reprise(s) ultérieure(s). L'absence de niveaux repères rend très difficile la détermination du rejet net de ces structures, mais la juxtaposition de portions de veines différentes témoignent, à priori, d'un rejet minimal de plusieurs mètres. Les failles sécantes aux zones minéralisées ne présentent quant à elles pas, ou très peu (environ 1 mm), de gouge de faille. Elles ont un spectre d'orientation variant de nord-ouest à nord-est, sont subverticales, et exposent des rejets tout à fait négligeables (inférieurs à quelques dizaines de cm), à l'exception de deux failles NO-SE et NE-SO qui décalent les minéralisations avec respectivement un rejet apparent dextre de 12 m sur la zone HW et senestre de 5 m sur la zone S1. Des stries de glissement sub-horizontales ont été observées sur la faille NO-SE recoupant la zone HW au niveau 22.

Les zones de déformation plus importantes, d'épaisseur métrique à décimétrique, se distinguent des zones minéralisées par une déformation dominée par la cataclase, l'absence de minéralisation aurifère et de halo d'altération hydrothermal, ainsi qu'une quasi-absence de veines de quartz. Ces dernières, lorsque présentes, sont dépourvues de sulfures. Ces structures sont au nombre de cinq dans le gisement du Lac Herbin :

FLHS (Faille Lac Herbin Sud)

FF (Faille des Flats)

HW3 (Hanging Wall 3)

Shear N-S

S4 (Shear 4)

- *La Faille Lac Herbin-Sud*

Au sud du gisement, à la faveur de la galerie de ventilation du niveau 20, sont exposées plusieurs structures cisailantes non minéralisées à pendage nord (et quelques unes à pendage sud), dont une en particulier – la Faille Lac Herbin Sud (FLHS) – qui se présente sous la forme d'un couloir de déformation relativement large (>10 m) et qui pourrait avoir un rôle similaire à la faille Beaufor dans le gisement éponyme (cf. section 1.3.3). La FLHS est située environ 400 m au sud des zones minéralisées et ne constitue pas une cible de forage, sa continuité latérale et verticale n'est donc pas connue. La FLHS, orientée N 120°E avec un pendage d'environ 60° vers le nord, ne montre que quelques linéations aval-pendage, et plus rarement subhorizontales. Les conditions d'observations difficiles n'ont pas permis d'associer de sens de déplacement à ces indicateurs de mouvement. La déformation de la FLHS est dominée par la cataclase et expose un découpage grossièrement losangé de la diorite encaissante, délimitant des blocs d'une vingtaine de centimètres de longueur et d'une dizaine de centimètres de largeur en moyenne. L'orientation de ces blocs, dont le plus grand axe est subvertical, suggère un mouvement vertical dominant. La FLHS est recoupée par de fines veines et veinules d'extension subhorizontales à quartz-carbonates (\pm tourmaline) de quelques centimètres à une quinzaine de centimètres d'épaisseur pour une extension latérale de plusieurs mètres, avec un pendage apparent moyen de 20° vers le nord. Ces veines d'extension sont recoupées par des failles cassantes orientées N135°E/50°N, donc légèrement obliques à la FLHS, qui sont soulignées par quelques millimètres de gouge de faille. Ces failles cassantes sont espacées de 60 à 80 cm en moyenne. Le décalage des veines d'extension suggère un mouvement apparent inverse (Fig. 1.23). Toutefois, de rares et relativement discrètes linéations subhorizontales ont été observées sur ces failles. L'observation en lame mince de la FLHS suggère un très faible degré de déformation plastique (rares recristallisations de quartz) compatible avec une déformation essentiellement cataclastique localisée au niveau des fractures macroscopiques.

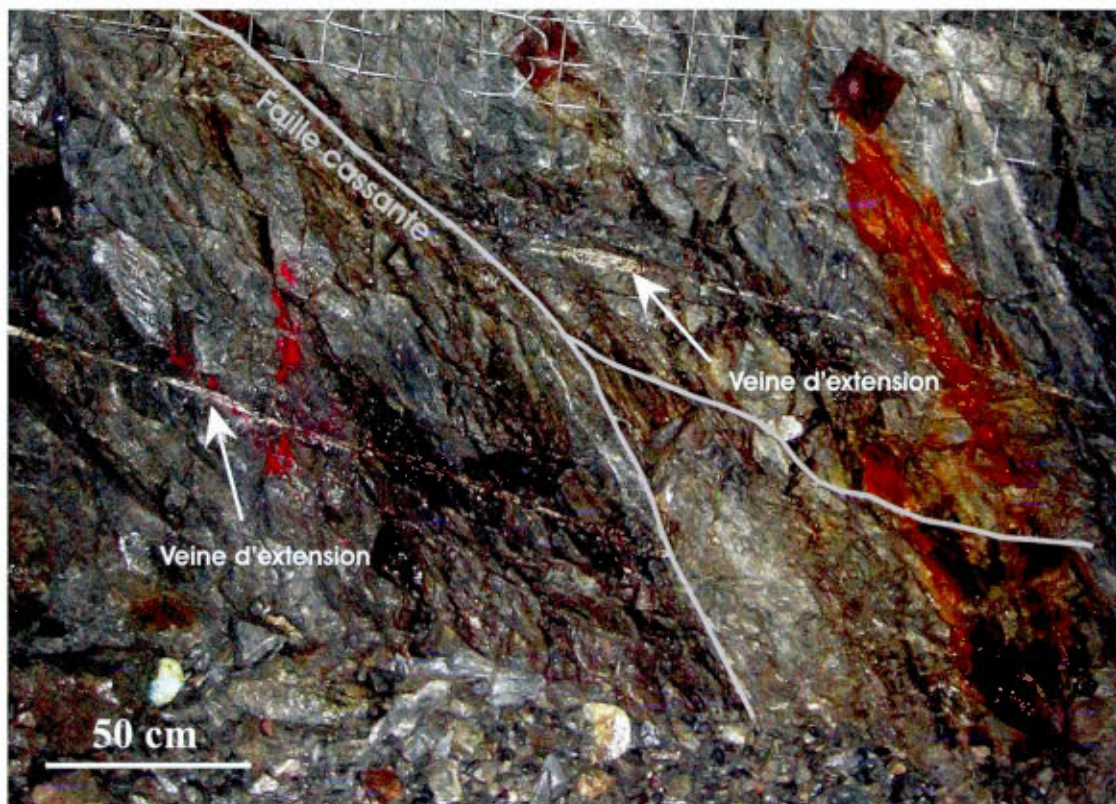


Figure 1.23 : Zone FLHS (niveau 20). Le décalage de fines veines d'extension par des failles cassantes suggère un mouvement apparent inverse. Voir le texte pour la description.

- *Zone FF (Faille des Flats)*

La présence de veines d'extension subhorizontales du côté sud de cette structure est à l'origine de son nom. La Faille des Flats (FF), qui n'a pu être étudiée qu'aux niveaux 20 et 37, est une zone de cisaillement est-ouest à fort pendage sud (70°), non minéralisée bien que localement associée à une veine de quartz-tourmaline stérile (niveau 37), épaisse de 50 à 80 cm environ. Elle est également associée au niveau 37 à une faille cassante soulignée par plusieurs centimètres de gouge, de façon similaire à ce que l'on observe dans la zone S3 (Fig. 1.24 A). Au niveau 20, cette déformation cassante prend la forme d'un réseau anastomosé de failles discrètes également soulignées par de la gouge (Fig. 1.24 B). La zone FF, dont plusieurs structures sigmoïdes indiquent un mouvement inverse, recoupe clairement les veines d'extension à quartz-tourmaline ainsi que leur halo d'altération hydrothermal (Fig. 1.24 A'). L'observation en lame

mince montre une bréchification grossière avec une fabrique structurale fruste marquée par de la chlorite.

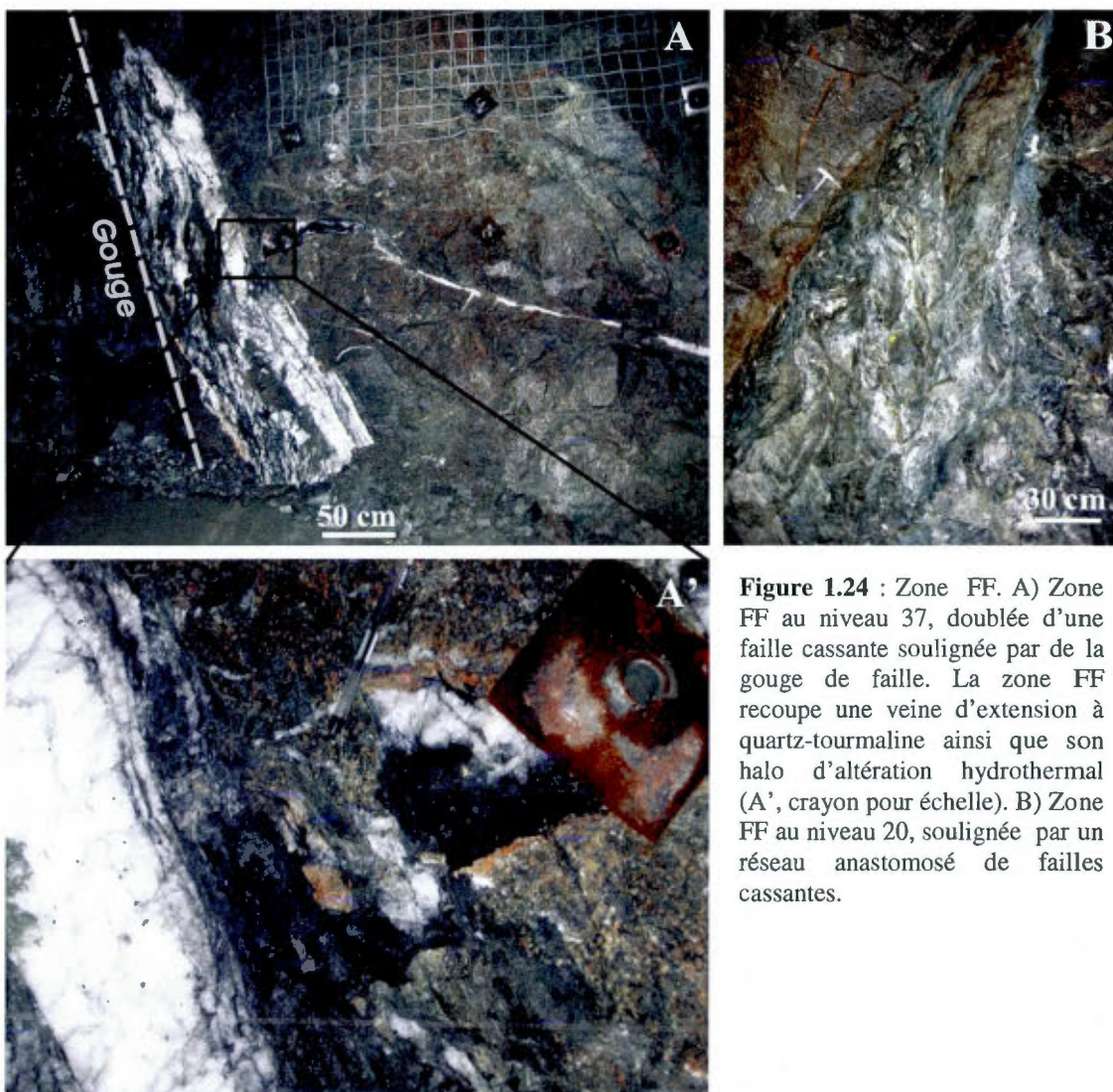


Figure 1.24 : Zone FF. A) Zone FF au niveau 37, doublée d'une faille cassante soulignée par de la gouge de faille. La zone FF recoupe une veine d'extension à quartz-tourmaline ainsi que son halo d'altération hydrothermal (A', crayon pour échelle). B) Zone FF au niveau 20, soulignée par un réseau anastomosé de failles cassantes.

- *Zone de cisaillement HW3 (Hanging Wall 3)*

La zone HW3 n'est exposée qu'au niveau 25, dans une zone au nord du gisement où sont également exposées les zones HW2, WE et BZ (Fig. 1.10). La zone HW3 est associée à un dyke mafique subvertical d'épaisseur métrique. Bien qu'une strie subverticale marquant un mouvement inverse (indiqué par la recristallisation de quartz) ait été observée, la majorité des

stries ont un pendage modéré à subhorizontal (de 15° à 50°), vers le sud-ouest ou le nord-est. La zone HW3 recoupe la zone WE avec un rejet apparent dextre d'environ 5m (zone non cartographiée), compatible avec la présence à cette jonction précisément de stries plongeant faiblement vers le nord-est (de 15-20°) et de mouvements apparents inverses à proximité suggérant une légère remontée du compartiment sud (Fig. 1.19, photos C et D). Il n'est pas clairement déterminé si la zone HW2 se termine au niveau de la jonction avec la zone HW3, où bien si cette dernière recoupe la HW2, comme pourrait le suggérer la présence d'un cisaillement relativement discret à l'est de la HW3 (Fig. 1.19), ressemblant à celui de la HW2 et compatible avec le rejet de la zone WE par la HW3. L'observation en lame mince de la déformation dans la zone HW3 montre une fabrique pénétrative marquée par de la chlorite et des micas blancs à proximité de la jonction des zones HW2 et WE. Cet aspect plus ductile de la zone HW3 par rapport aux autres cisaillements post-minéralisation est attribué à la présence du dyke mafique, une roche plus sensible à la déformation que la diorite encaissante, qui aurait pu être activé lors de la mise en place des structures minéralisées proches (zones HW2 et WE) avant d'être repris par la zone HW3.

- *Zone Shear N-S*

À environ 150 mètres au sud de la FLHS est exposée très localement une structure cisailante décrochante associée à un dyke mafique, orientée approximativement nord-sud et à pendage modéré vers l'est (55°). Cette structure, située environ 550 mètres au sud du réseau minéralisé, n'est la cible d'aucun forage et n'est donc pas connue en dehors de cette exposition locale. La zone Shear N-S expose des linéations subhorizontales bien marquées. Des stries avec recristallisation de quartz et des structures sigmoïdes indiquent clairement un décrochement senestre. L'observation en lame mince montre une déformation cassante marquée par une série de fractures remplies de carbonates.

- *Zone de cisaillement S4 (Shear 4)*

La zone S4, visible très localement au niveau 20, est constituée de deux cisaillements (Fig. 1.25). Un cisaillement orienté N125°E, penté de 65° vers le sud-ouest, est associé à un dyke mafique et expose des structures C/S et des stries aval pendage indiquant un jeu inverse. Ce cisaillement recoupe un autre cisaillement orienté N110°E, penté de 75° vers le nord-est, dont la

géométrie sigmoïde soulignée par des stries ayant une plongée modérée vers l'est indique un mouvement décrochant dextre. La zone S4 traverse la zone S3 en infléchissant légèrement l'attitude de cette dernière au niveau 20.

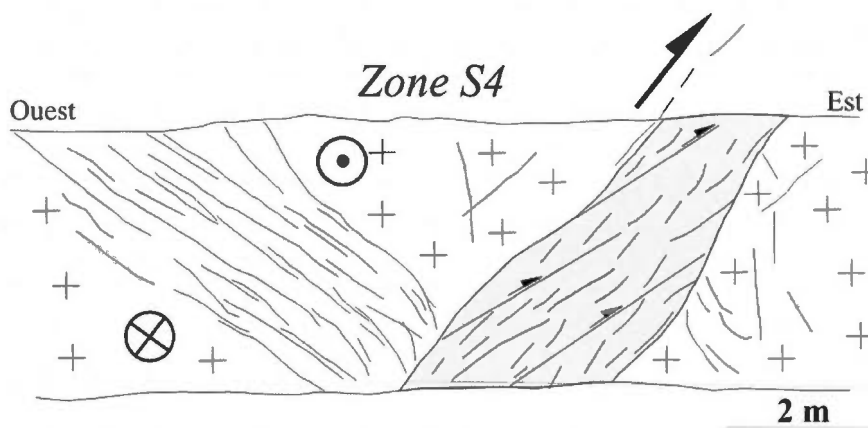


Figure 1.25 : Représentation schématique de la zone S4. Le cisaillement à pendage sud-ouest est associé à un dyke mafique (en grisé) et recoupe le cisaillement à pendage nord-est.

1.2.3 – Interprétation structurale

1.2.3.1 – Évolution du réseau minéralisé

À la mine du Lac Herbin, le réseau minéralisé est constitué de huit zones de cisaillement mylonitique globalement est-ouest à fort pendage sud, porteuses de structures C/S inverses, et encaissant des veines de quartz-tourmaline-carbonates (\pm chlorite) avec sulfures. Ces veines portent des linéations minérales aval-pendage, typiquement des baguettes de tourmaline. Les fortes similitudes de l'aspect général des zones minéralisées et la compatibilité structurale des indicateurs cinématiques quelle que soit leur orientation suggèrent fortement une mise en place cogenétique pour l'ensemble des structures du réseau minéralisé. Au niveau 20, la relation de contemporanéité entre une veine à pendage nord-est et des veines d'extension à quartz-tourmaline de quelques dizaines de cm d'épaisseur laisse supposer qu'un système à pendage nord se serait également développé de manière très limitée. L'orientation des linéations minérales associées à la minéralisation et la présence de veines d'extension subhorizontales suggère une mise en place sous un régime compressif avec une direction de raccourcissement N-S à SO-NE qui serait compatible avec une contrainte principale subhorizontale.

La géométrie générale du réseau minéralisé du gisement Lac Herbin est compatible avec un régime de déformation essentiellement coaxial et une direction de raccourcissement N-S. Les structures S3, S1, BZ, HW, HW2 et LH s'apparentent aux cisaillements principaux et les structures S2 et WE à des cisaillements secondaires. La structure HW, bien que présentant un pendage modéré en coupe similiaire aux structures S2 et WE, montre une direction en plan comparable aux structures S3, S1, BZ, HW2 et LH (Fig. 1.10), ainsi qu'une déformation essentiellement ductile. Le caractère anastomosé de la jonction minéralisée S1/HW et le recoupement mutuel de ces deux structures d'après l'interprétation des données de forage suggèrent de plus que ces deux structures se sont développées de manière synchrone. Les structures WE et S2, qui portent les mêmes indicateurs cinématiques que les autres structures minéralisées, ne montrent pas de recoupement mutuel avec les zones S1 et S3, mais semblent plutôt se développer à partir de ces structures. La minéralisation de la zone S3 s'injecte d'ailleurs localement et sur une distance limitée dans la zone S2 (Fig. 1.15 A). Bien que la jonction WE/S1 ne soit pas directement visible, le rapport de Lickorish (2007) indique que la minéralisation associée à la zone WE est confinée dans de petites zones proches de la jonction avec la zone S1. Les observations au niveau 37 vont d'ailleurs dans ce sens (Fig. 1.16 A). De plus, à l'extérieur des poches minéralisées tributaires de la proximité avec les zones S1 et S3, les structures WE et S2 montrent une déformation mylonitique nettement moins marquée, et localement clairement dominée par de la cataclase. Ces éléments, couplés au rôle important des fluides dans l'adoucissement tectonique (*strain softening*) et donc dans le développement des zones mylonitiques (par ex. Bhattahcaryya et Mitra, 2011) suggèrent fortement que les zones WE et S2 se développent lors des dernières phases de circulations hydrothermales liées à la minéralisation. Cette interprétation est de plus appuyée par le fait que la zone WE recoupe les zones HW (niveau 17) et BZ (niveau 25).

Ces éléments semblent confirmer le rôle important joué par les intersections de structures dans le piégeage de la minéralisation (par ex. Hodgson, 1989), et ce aussi bien dans le cas d'intersections de zones de cisaillement (comme pour les jonctions S1/HW et HW2/WE) que dans le cas d'intersections entre ces dernières et des dykes, qui peuvent donner lieu à la réorientation locale de ces zones de cisaillement et au développement de nouvelles structures (comme les zones S2 et WE). La prolongation sur section des structures minéralisées suggère l'existence probable de jonctions potentiellement minéralisées en profondeur (Fig. 1.26).

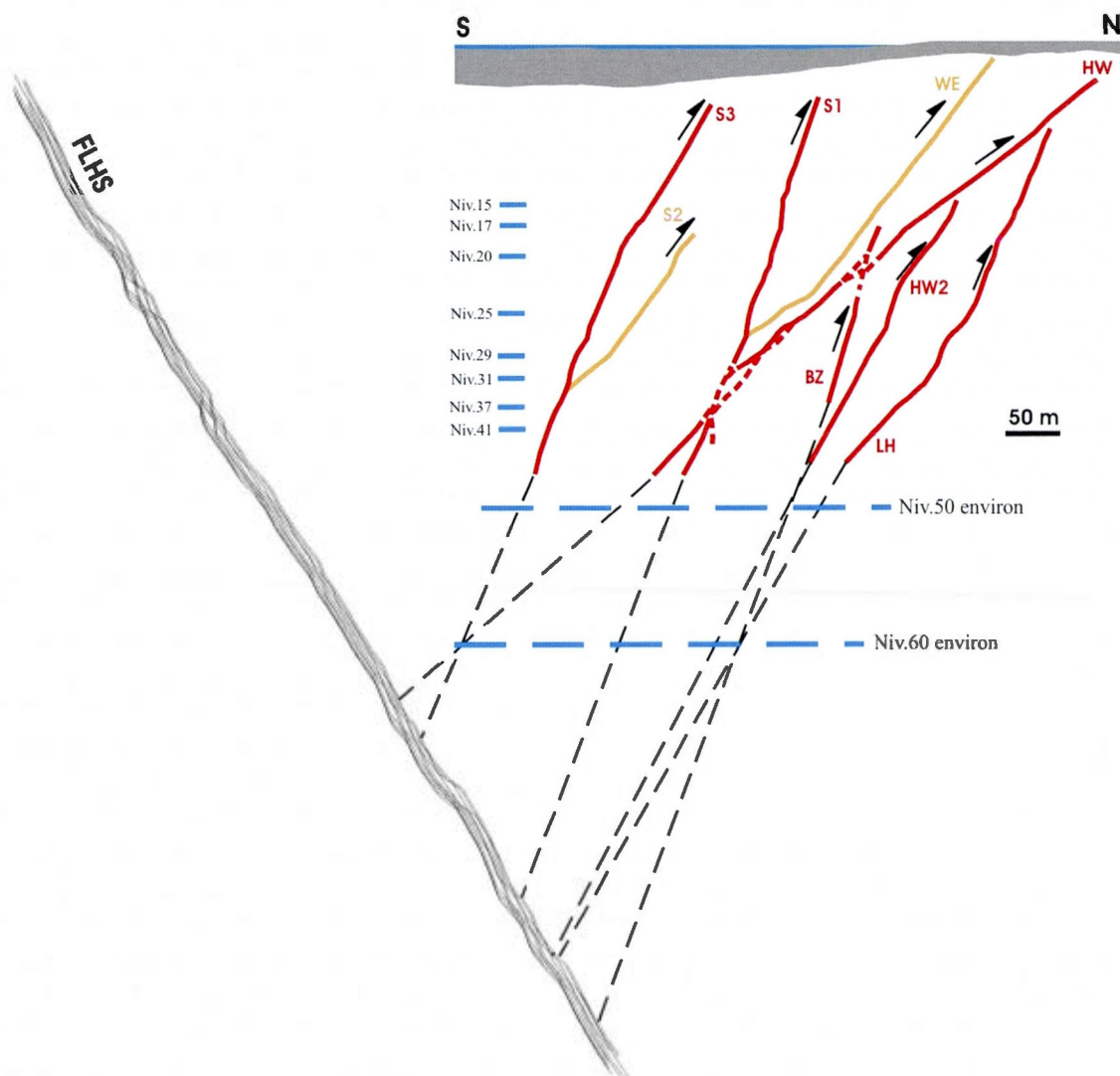


Figure 1.26 : Zones d'intersections minéralisées potentielles et localisation de la zone FLHS sur une section interprétative du gisement Lac Herbin. La zone FLHS recoupe probablement le réseau minéralisé en profondeur.

1.2.3.2 – Rôles des dykes

L'association spatiale entre dykes et structures cisailantes minéralisées est assez fréquente au Lac Herbin. Cette association se vérifie dans plusieurs autres gisements (cf. section 1.3) et Belkadir *et al.* (1993) proposent que les dykes soient un contrôle majeur dans le développement des cisaillements aurifères du pluton de Bourlamaque. La diorite constituant l'encaissant du gisement du Lac Herbin est recoupée par de nombreux dykes mafiques altérés au faciès du schiste vert et de rares dykes felsiques généralement silicifiés, parfois porphyriques,

également pré-métamorphiques. Pourtant, plusieurs éléments semblent indiquer que dans le gisement du Lac Herbin les dykes ne représentent pas des structures de contrôle majeur pour la mise en place des zones de cisaillement encaissant la minéralisation aurifère, à l'exception des structures secondaires S2 et WE, qui se mettent en place à la fin des circulations hydrothermales minéralisatrices.

Plusieurs observations suggèrent en effet que les cisaillements mylonitiques sont loin de suivre le tracé des dykes et n'y sont associés que localement. Au niveau 17, la zone HW montre clairement un découplage avec le dyke felsique porphyrique cisailé qui lui est associé (Fig. 1.17). Les niveaux plus profonds exposent quant à eux une association spatiale plus ou moins claire de la HW avec des dykes mafiques peu cisailés. Au niveau 25, la zone BZ montre une association claire avec un dyke felsique tandis qu'aux environs du niveau 22, c'est avec un dyke mafique (Fig. 1.20), suggérant que le cisaillement de la zone BZ ne suive pas le tracé d'un dyke en particulier. Au niveau 25 toujours, la structure HW2 montre la transposition d'un dyke mafique. En dehors du cisaillement, le dyke est subvertical et orienté perpendiculairement à la zone HW2 (Fig. 1.19 A). De plus, tel que noté auparavant par Lickorish (2007), plusieurs dykes mafiques orientés favorablement au développement de cisaillements (c'est-à-dire approximativement est-ouest) ne présentent pas (ou très peu) de déformation cisailante, même lorsqu'ils sont situés à proximité de zones de cisaillement (Fig. 1.17). À ces observations ponctuelles s'ajoute le fait que la cartographie des galeries met en évidence une forte densité de dykes d'orientation variable sur l'ensemble du gisement. Il est donc tout à fait normal d'y observer des dykes transposés localement, et ce peu importe l'orientation et la localisation des cisaillements aurifères.

Bien que les dykes n'exercent visiblement pas de contrôle majeur sur l'orientation des structures cisailantes encaissant la minéralisation dans le gisement du Lac Herbin (à l'exception des zones S2 et WE) un impact local induisant une réorientation des structures cisailantes et la localisation de la minéralisation est cependant probable. Christiansen et Pollard (1997) ont en effet documenté le fait que les irrégularités géométriques des zones de cisaillement se développant dans des roches granitiques sont en partie tributaires de la présence de dykes, et ces irrégularités géométriques le long des failles favorisent le piégeage des minéralisations (Gaboury *et al.* 2001, Cox, 2005). Au Lac Herbin, les variations de l'orientation de la zone HW entre le niveau 17, où elle est associée à un dyke felsique, et les niveaux inférieurs, où elle est découpée

de ce dyke, semble en être un exemple probant (Fig. 1.18 A et B). Une telle réorientation à la faveur de dykes aurait pu localement favoriser la formation de pièges structuraux pour les fluides minéralisateurs et entraîner la formation de veines, exposant alors préférentiellement l'association veines minéralisées/dykes dans les galeries de minage. Sur l'ensemble des forages effectués dans le pluton de Bourlamaque (selon les logs de forage de la banque de données de la Corporation Minière Alexis), il est clair que moins de 20% des cisaillements répertoriés sont associés à des dykes mafiques, ce nombre étant trop faible pour valider un important rôle génétique éventuel des dykes à l'échelle du pluton, même en considérant une possible sous-évaluation des associations dykes/cisaillements.

Les structures secondaires telles que les zones S2 et WE semblent s'être développées de façon préférentielle par rapport à l'orientation de certains dykes mafiques. La jonction entre les zones S2 et S3 (Fig. 1.15 A) illustre l'injection de la minéralisation depuis la zone S3 vers la zone S2, cette dernière se développant indiscutablement au niveau d'un dyke mafique qui n'est pas visible au toit de la zone S3. La zone WE, qui forme une structure synthétique avec la zone S1 sur le même schéma que pour les zones S2/S3, est également associée à un dyke mafique et n'est minéralisée qu'à l'approche de la zone S1 au niveau 37 (jonction non visible). En outre, les principales enveloppes minéralisées (encaissées par les structures S1 et S3) se présentent grossièrement sous la forme de colonnes à fort pendage vers le sud-ouest (Fig. 1.27 A). Cette orientation correspond à l'intersection des zones S3/S2 et S1/WE, et donc à des zones de réorientation potentielle liées à la jonction et la transposition de dykes (Fig. 1.27 B).

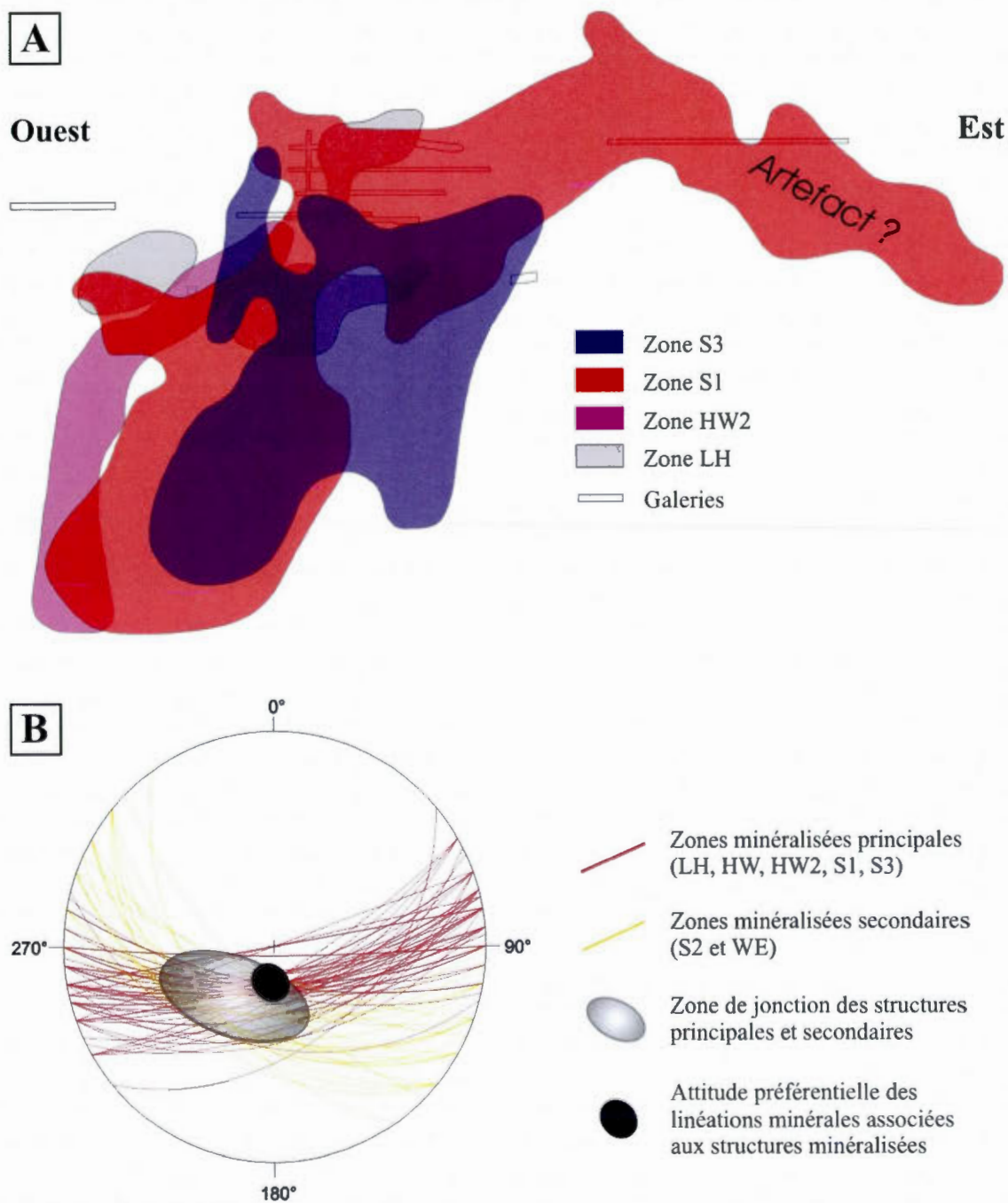


Figure 1.27 : Orientation générale des enveloppes minéralisées du gisement Lac Herbin. A) Plongement des enveloppes minéralisées le long des plans de cisaillement principaux. Les colonnes minéralisées montrent une forte plongée vers l'ouest sur toutes les zones cisailantes. B) L'orientation des colonnes minéralisées correspond à l'intersection des zones de cisaillement est-ouest et des structures secondaires de type WE et S2.

1.2.3.3 – Mise en place des structures post-minéralisation

Tel qui décrit à la page 76, le réseau de structures post-minéralisation est marqué par une déformation essentiellement fragile et est constitué à la fois de zones de cisaillement d'épaisseur métrique à décamétrique, et de failles discrètes de quelques centimètres d'épaisseur.

Sur l'ensemble des zones de cisaillement répertoriées au Lac Herbin, cinq sont considérées post-minéralisation. Ces structures – FLHS, FF, HW3, Shear N-S et S4 – ne montrent pas de relations de recoupement entre elles et leur exposition sous terre (et donc les conditions d'observation) est généralement limitée. Bien que seule la zone HW3 recoupe clairement la minéralisation (ainsi que la zone S4 de manière plus discrète), ces zones de cisaillement sont considérées comme tardives car elles présentent des caractéristiques communes qui les distinguent des zones minéralisées, à savoir une déformation dominée par la cataclase, l'absence de minéralisation aurifère et de halo d'altération hydrothermal, ainsi qu'une quasi-absence de veines de quartz, ces dernières étant dépourvues de sulfures lorsqu'elles sont présentes.

De plus, leur attitude et leur cinématique sont compatibles avec le modèle proposé à Beaufor par Tremblay (1997, 2001) (Fig. 1.28). La Faille Lac Herbin Sud (FLHS) est considérée comme l'équivalent des failles Beaufor et Beacon, qui recoupent le système aurifère dans les gisements éponymes (Tremblay, 2001; Williamson, 2001), et est donc susceptible de recouper le gisement du Lac Herbin en profondeur (Fig. 1.26). Ce système post-minéralisation pourrait correspondre à un épisode transpressif dextre ou à une succession d'épisodes inverses et décrochants, éventuellement responsables des stries subhorizontales visibles sur le réseau minéralisé.

Les failles cassantes discrètes subparallèles aux zones de cisaillement minéralisées et soulignées par de la gouge montrent en plusieurs endroits une vergence structurale, des crochons de faille et des stries associées qui s'inscrivent dans la continuité du mouvement inverse qui caractérise les structures minéralisées, et recoupent l'empreinte de l'altération hydrothermale, suggérant une formation tardi- à post-minéralisation. Ces failles sont présentes également dans les cisaillements post-minéralisation, en particulier dans la zone FF. Il est par conséquent proposé que ces failles se soient formées de façon tardive mais concomitante de celles du réseau minéralisé, plus précisément pendant ou dans la continuité immédiate de la formation des

structures cisailantes post-minéralisation de type FLHS. La présence de stries subverticales et subhorizontales suggèrent un ensemble complexe de mouvements compressifs et décrochants.

Les failles discrètes sécantes par rapport aux structures cisailantes minéralisées sont clairement postérieures aux mouvements décrochants localement lisibles sur ces dernières. Ces failles n'ont généralement pas de rejet significatif. Toutefois, les deux failles fragiles orientées NO-SE et NE-SO, qui décalent les zones HW et S1 de 5 à 10 mètres avec un jeu apparent respectivement dextre et senestre, sont interprétées comme étant des structures conjuguées, compatibles avec une compression nord-sud subhorizontale.

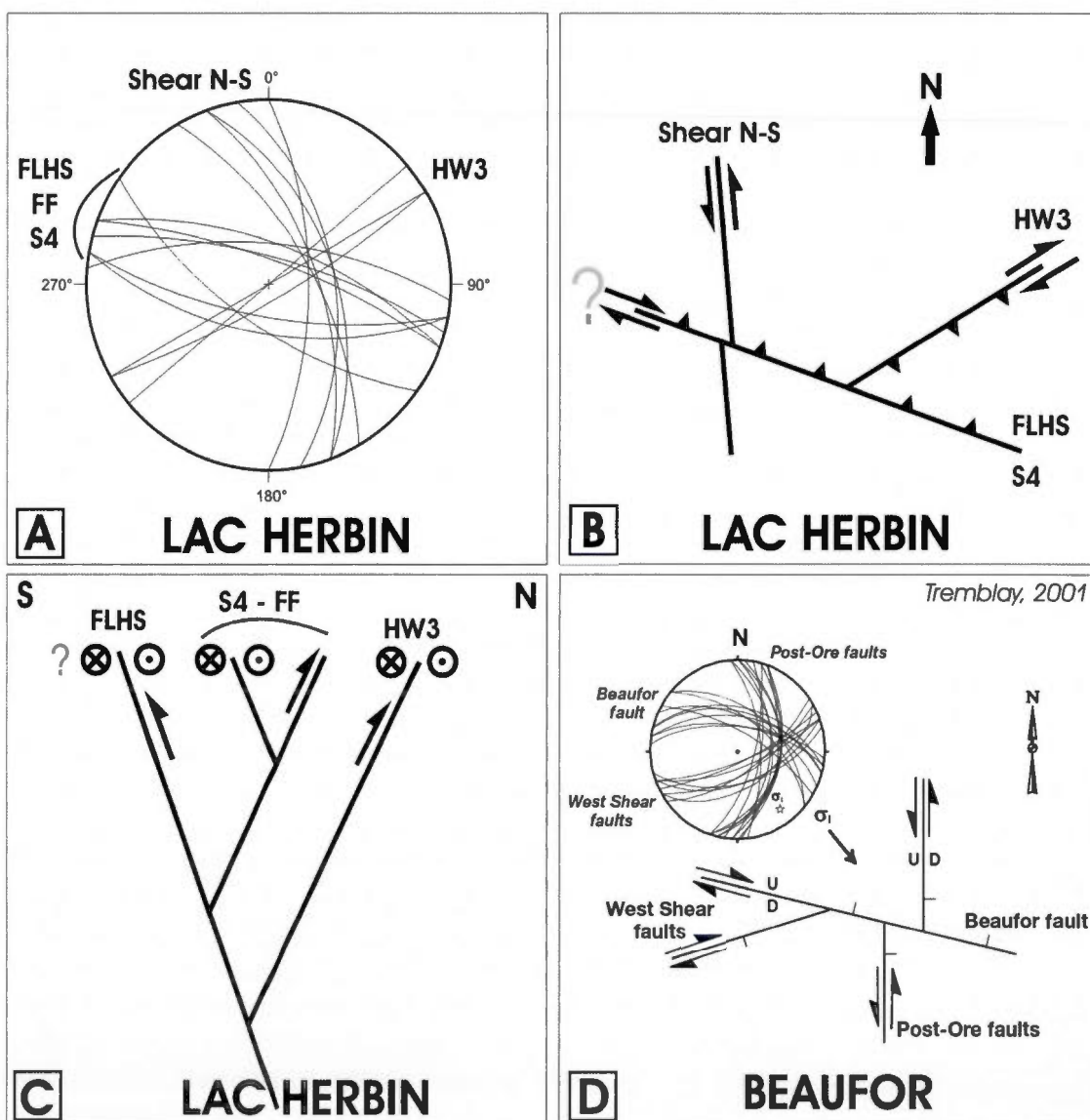


Figure 1.28 : Interprétation structurale des cisaillements recoupant la minéralisation au Lac Herbin. A) Représentation stéréographique des structures post-minéralisation. B) Interprétation structurale vue en plan. C) Interprétation structurale vue en coupe. D) Structures post-minéralisation du gisement Beaufor selon Tremblay (2001). Vue en plan.

1.2.3.4 – Modèle de mise en place du gisement Lac Herbin

L'étude du gisement Lac Herbin suggère une évolution générale sous un état de contrainte régionale subhorizontale N-S à NO-SE. La mise en place du réseau minéralisé est caractérisée par une déformation essentiellement ductile associée à la présence importante de fluides, et se termine par le développement des structures WE et S2 marquées par une présence des fluides diminuée et une déformation avec un caractère fragile prédominant. Les structures post-minéralisation sont clairement dominées par la cataclase et associées à une très faible présence de fluides. Les différentes étapes proposées pour cette évolution sont illustrées aux figures 1.29 et 1.30 :

0 – État initial : Mise en place du pluton de Bourlamaque et des dykes qui le recoupent.

1 – Formation des zones de cisaillement mylonitique et mise en place des veines minéralisées au coeur des cisaillements, accompagnées de la mise en place de veines d'extension subhorizontales. Les zones mylonitiques sont majoritairement à fort pendage sud mais le développement de structures avec un pendage plus faible ou vers le nord est vraisemblable (Ramsay et Huber, 1987; section 1.4.2). Les minéralisations se développent à la faveur de jonctions de structures cisailantes (comme par exemple les zones S1 et HW), ainsi qu'au niveau des zones d'intersection entre les dykes et les cisaillements. Ces derniers sont alors probablement réorientés, transposant localement les dykes et favorisant la mise en place de pièges structuraux. Les dykes n'exercent pas un contrôle majeur dans l'orientation générale de ces cisaillements mylonitiques.

2 – Développement des structures synthétiques du type WE et S2, durant les dernières phases de circulation de fluide, toujours sous le même état de contraintes. Ces structures se développent à partir des structures cisailantes déjà formées lors des principales circulations hydrothermales (étape 1). Le développement de ces structures est étroitement lié à la présence de dykes. Les stries de glissement aval-pendage sur les plans de schistosité des zones mylonitiques développées à l'étape 1, soulignées par des recristallisations de quartz en marches d'escalier

montrant des mouvements inverses, pourraient être associées à cette évolution vers une déformation plus fragile.

3 – La déformation se poursuit après l'arrêt des circulations hydrothermales minéralisatrices, comme le suggère le recoupement de l'altération hydrothermale par la zone FF, et est accommodée par un réseau de zones de cisaillement post-minéralisation de type FLHS, dont la déformation est essentiellement fragile et marquée par des évidences de mouvements compressifs et décrochants. Ces zones de cisaillement sont associées à des circulations de fluides très limitées (absence de halo d'altération) et vraisemblablement différentes des circulations minéralisatrices (absence de sulfures). Les mouvements décrochants observés sur le réseau minéralisé pourraient être associés au fonctionnement de ces structures post-minéralisation.

4 – La déformation fragile se poursuit et est localisée au niveau de failles cassantes discrètes, généralement soulignées par de la gouge, subparallèles aux zones de cisaillement minéralisées et non-minéralisées. Localement, ces failles discrètes s'inscrivent dans la continuité du mouvement inverse qui caractérise les structures minéralisées. La présence de stries subverticales et subhorizontales suggère en ensemble de mouvements compatible avec la cinématique interprétée du réseau de cisaillements post-minéralisation de l'étape 3.

5 – Les derniers épisodes de déformation sont marqués par des failles fragiles discrètes globalement orientées NNO-SSE à SO-NE, subverticales et sécantes par rapport aux structures minéralisées affectées par la déformation fragile de l'étape 4. Le rejet de certaines structures minéralisées suggère qu'il puisse s'agir d'un réseau de failles conjuguées, compatibles avec une compression nord-sud.

Des stries de glissement avec recristallisation de quartz en marches d'escalier indiquant très clairement des mouvements normaux ont été observées localement sur les mylonites des structures minéralisées. Ces mouvements sont attribués à des événements tectoniques négligeables et très tardifs (relaxation des contraintes?), qui sont difficiles à situer chronologiquement par rapport aux autres indicateurs de mouvements. Des structures similaires sont également documentées à la mine Sigma où elles affectent des veines d'extension subhorizontales suggérant donc des mouvements normaux post-minéralisation (Robert, Brown et Audet, 1983).

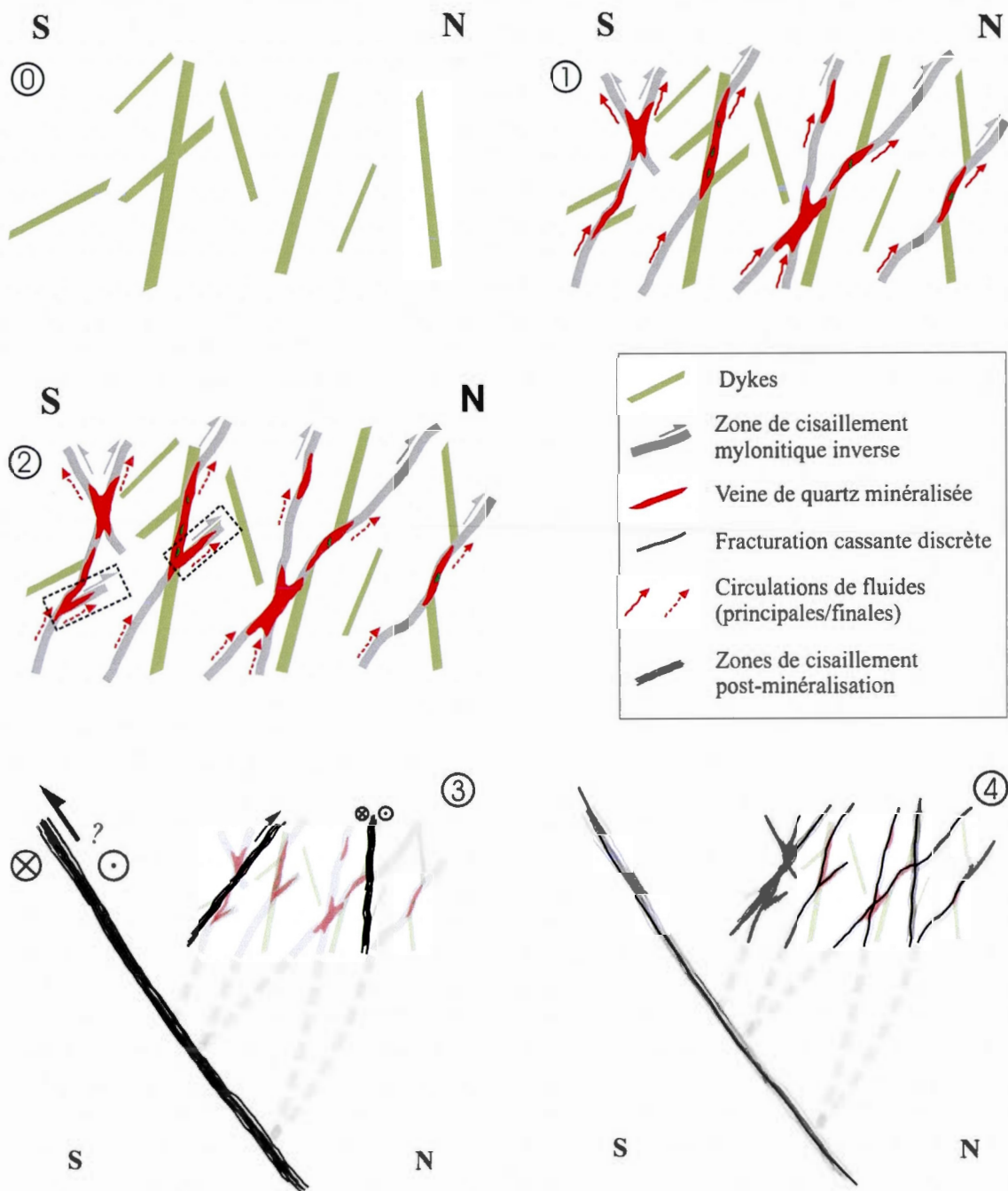


Figure 1.29 : Vue en coupe du modèle d'évolution structurale proposé pour le gisement du Lac Herbin. Voir le texte pour la discussion. 0: État initial. 1: Développement des zones de cisaillement mylonitique et mise en place de la minéralisation. 2: Formation de structures secondaires synthétiques du réseau principal, minéralisées dans les zones d'intersection de structures (encadrés en tireté). 3: Formation du réseau post-minéralisation, non-fertile. 4: Derniers incréments de déformation marqués par une fracturation fragile discrète généralement soulignée par de la gouge de faille. L'étape 5 est visible en plan (Fig. 1.30).

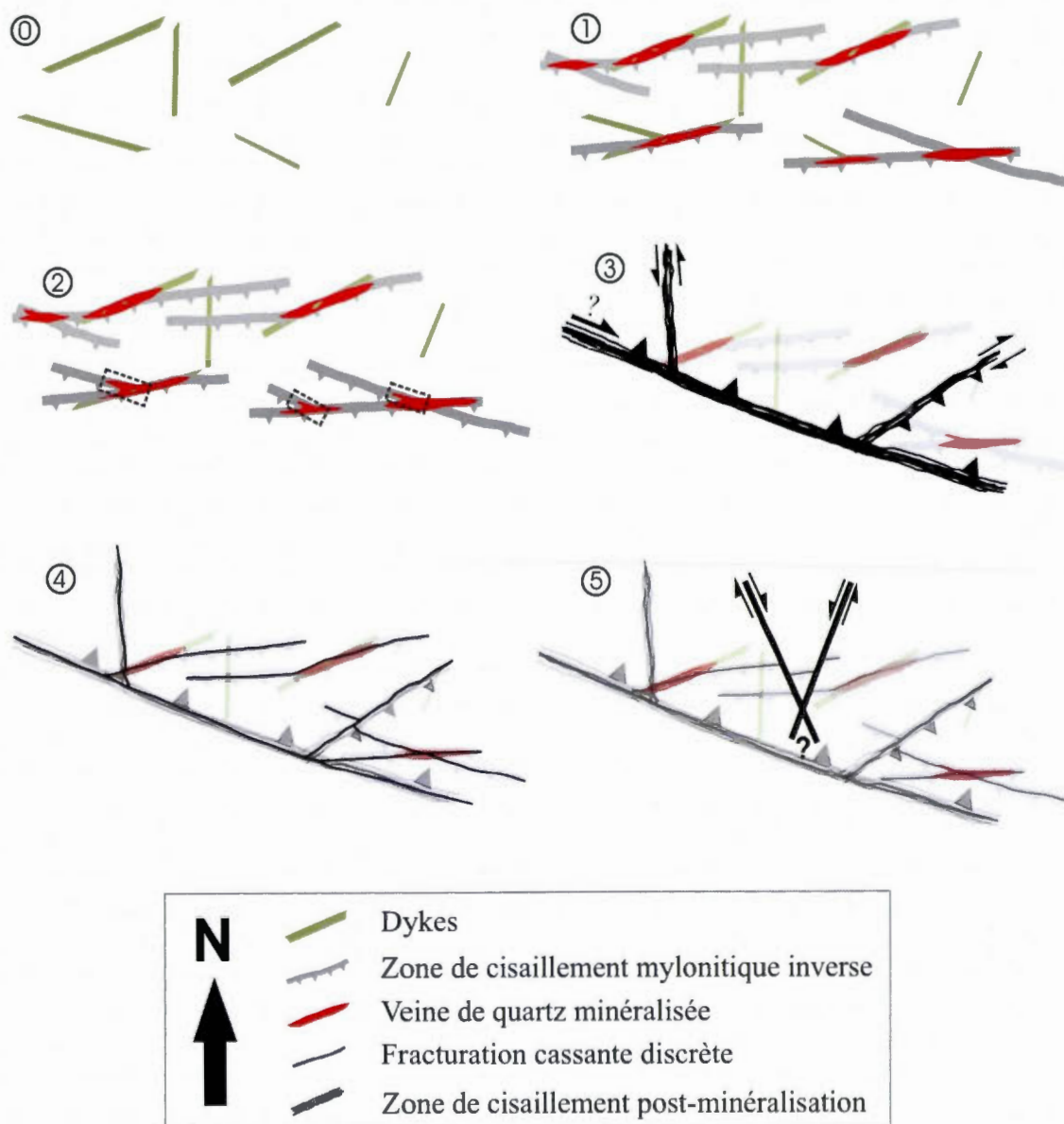


Figure 1.30 : Vue en plan du modèle d'évolution structurale proposé pour le gisement du Lac Herbin. Voir le texte pour la discussion. Les différentes étapes du modèle sont légendées à la figure 1.29. L'étape 5 correspond à la formation des structures conjuguées subverticales les plus tardives.

1.3 – AUTRES GISEMENTS CONNUS

Le pluton de Bourlamaque encaisse huit gisements d'or filonien, localisés à la figure 9, dont les noms ont pu varier au cours du temps selon les différentes compagnies minières les ayant exploités: Beacon 2, Beaufor/Perron, Bussières/Courvan/Cournor, Dumont/Bras d'Or/New Formaque, Ferderber, Lac Herbin, Sullivan et Wrightbar. Seuls les gisements Beaufor et Lac Herbin sont actuellement en exploitation. Cette section présente une synthèse comparative des principales caractéristiques métallogéniques et structurales de ces gisements. Le lecteur intéressé est invité à consulter les références citées pour les détails concernant l'historique des découvertes et de la production minière des différents gisements.

1.3.1 – La mine Dumont (ou New Formaque, ou Bras d'Or)

1.3.1.1 – Description de la minéralisation

Les principales descriptions de la mine Dumont disponibles dans la littérature ont été établies par Belkabir (1990), Belkabir *et al.* (1993) et Sauvé, Imreh et Trudel (1993).

La minéralisation de ce gisement est encaissée par une zone de cisaillement inverse, la zone Dumont, orienté N85°E/70°S. Cette zone de cisaillement varie de 1 à 13 m d'épaisseur, sur une longueur d'environ 1 km et une profondeur connue de 400 m. L'extension ouest du gisement est limitée par le contact entre l'intrusion de Bourlamaque et les roches volcaniques encaissantes. Dans les niveaux profonds de la mine, le cisaillement minéralisé adopte une attitude plutôt NE-SO. Plusieurs autres cisaillements parallèles à la zone Dumont sont visibles sur les sections cartographiques de la mine mais ne sont pas fertiles. L'espacement entre ces cisaillements varie de 50 à 100 mètres. Des veines est-ouest peu minéralisées, avec un pendage plus faible que la zone Dumont (45° à 65° S) ont été explorées dans l'ancienne mine New Formaque à la limite nord-est de la mine Dumont.

Au sein de la zone minéralisée, les structures C/S inverses sont marquées par des veinules obliques incurvées et des linéations minérales à fort plongement vers l'ouest. Des veines boudinées parallèles aux cisaillements marquent aussi l'étirement vertical. Des indicateurs de décrochement dextre sont également présents et matérialisés par des stries, l'asymétrie apparente de veines de quartz et le déplacement horizontal dextre de quelques dykes. Le quartz des veines minéralisées est essentiellement blanc laiteux mais montre la présence

locale de poches de quartz fumé grisâtre. Les veines d'extension subhorizontales ne présentent pas d'intérêt économique à la mine Dumont, mais sont fertiles dans le gisement New Formaque, dont le puits est situé environ 300 mètres au nord-est de celui de la mine Dumont (Fig. 1.31 A et B). Les enveloppes minéralisées à la mine Dumont plongent fortement vers l'ouest, dans l'axe des linéations minérales associées aux structures C/S inverses (Fig. 1.31 C).

Des dykes mafiques aphanitiques et porphyriques, d'orientation variable, sont reconnus dans tout le gisement et sont affectés par les cisaillements minéralisés. Des dykes de diabase recoupant la minéralisation à angle fort ont également été observés.

1.3.1.2 – Structures tardives

Une structure nommée « Zone de faille Nord-Est » (non représentée sur la figure 1.31), d'une épaisseur de quelques dizaines de mètres, recoupe la minéralisation (données Corporation Minière Alexis). Belkadir (1990) mentionne également un réseau de failles cassantes qui, bien que dispersées, montrent une orientation globalement nord-sud, mais dont les stries ne semblent pas indiquer de mouvement uniforme. Deux de ces structures semblent former un système conjugué qui décale le principal cisaillement minéralisé par des jeux apparents senestre (faille NE-SO) et dextre (faille NO-SE) (Fig. 1.31 D).

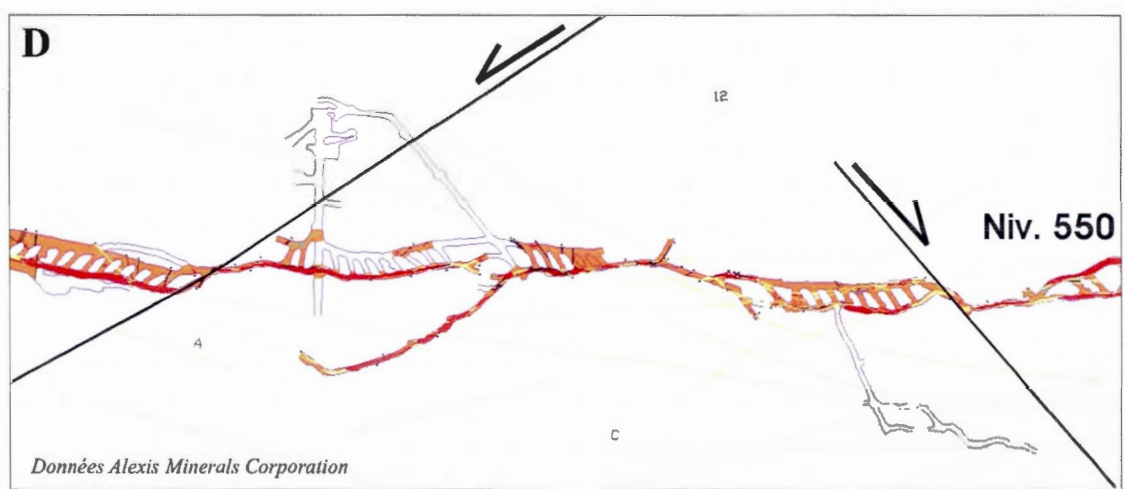
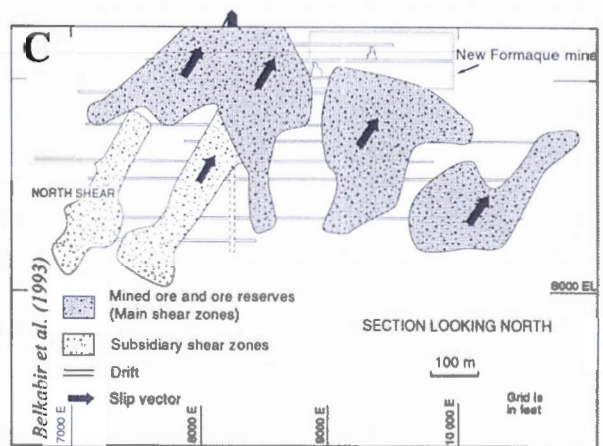
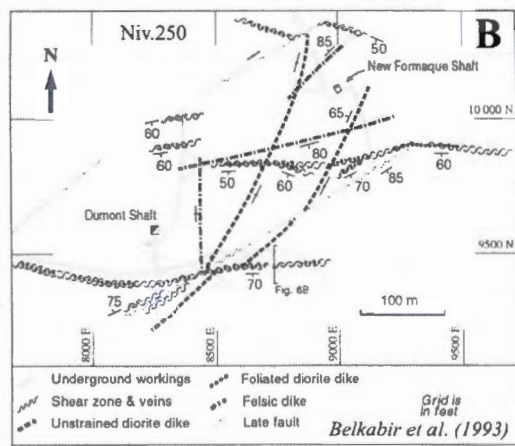
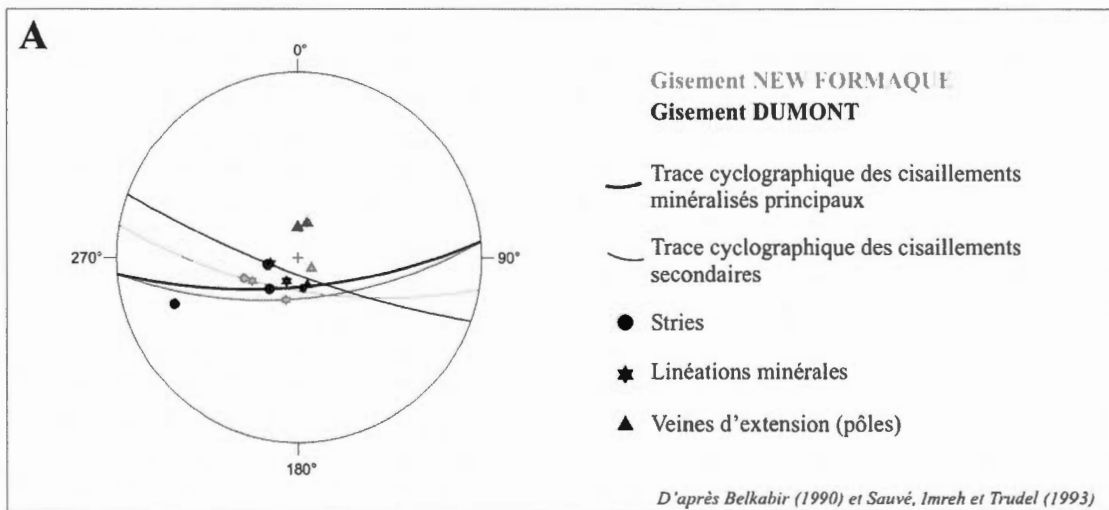


Figure 1.31 : Principales caractéristiques structurales des gisements Dumont et New Formaque, selon Belkabir (1990), Belkabir *et al.* (1993) et Sauvé, Imreh et Trudel (1993). A) Projection stéréographique synthétique des zones minéralisées et des linéations associées. B) Principaux éléments structuraux du niveau 250. C) Section longitudinale de la zone minéralisée principale (mine Dumont) montrant le plongement des enveloppes minéralisées. D) Jeu conjugué de failles fragiles tardives décalant la minéralisation.

1.3.2 – La mine Ferderber

1.3.2.1 – Description de la minéralisation

Les descriptions structurales et pétrographiques de la mine Ferderber sont issues des travaux de Darling *et al.* (1985), Vu *et al.* (1987), Vu (1990), Belkabir *et al.* (1993), et Sauvé, Imreh et Trudel (1993).

La minéralisation principale est encaissée par une zone de cisaillement inverse orientée N70°E/65°SE, connue comme le cisaillement Ferderber. Un cisaillement secondaire orienté N60°E/76°SE est connecté à ce cisaillement principal. Plusieurs autres zones de cisaillement parallèles au cisaillement Ferderber sont également présentes (Fig. 1.32 A). À l'est du gisement, une zone qui semble constituer l'extension latérale du cisaillement Ferderber montre cependant un pendage plus modéré (50°S). La minéralisation est constituée de veines lenticulaires de quartz-tourmaline-pyrite séparées par des zones de schiste ou de quartz stérile. Les veines sont fracturées, plissées et boudinées, indiquant la continuation de la déformation cisailante après la mise en place des veines. La veine principale, d'extension latérale et verticale de 35 mètres, montre du boudinage compatible avec un étirement vertical. Des veinules de quartz stérile de quelques centimètres, riches en carbonates et parallèles à la foliation sont présentes, ainsi que de petites veines minéralisées plissées de façon asymétrique au sein de la veine principale, dont les axes de plis sont subhorizontaux. Ces veines étaient probablement à angle fort avec le cisaillement avant plissement et représentent probablement des veines d'extension, des veines d'extension subhorizontales à quartz et rares sulfures étant par ailleurs présentes. Les chantiers d'exploitation du gisement Ferderber suggèrent une forte plongée vers l'ouest des enveloppes minéralisées. La présence de dykes mafiques est signalée, et ceux-ci semblent se terminer abruptement au contact de la zone cisailée, suggérant qu'ils sont recoupés par les cisaillements.

1.3.2.2 – Structures tardives

Des failles cassantes tardives sont soulignées par de la gouge, parfois sur une épaisseur de 4-5 cm, qui longent ou recoupent à angle faible les cisaillements minéralisés (Fig. 1.32 B). Cette fracturation tardive est alors soulignée par du quartz bréchifié. De nombreuses fractures globalement NO-SE et SO-NE, formant un système conjugué et montrant un déplacement apparent horizontal des veines de quartz sont également présentes. Une structure d'épaisseur plurimétrique recoupant la minéralisation (la « Zone fracturée Nord-Ouest ») est également répertoriée sur une section longitudinale provenant des données de la Corporation Minière Alexis. L'orientation exacte de cette structure n'est pas mentionnée sur la section consultée.

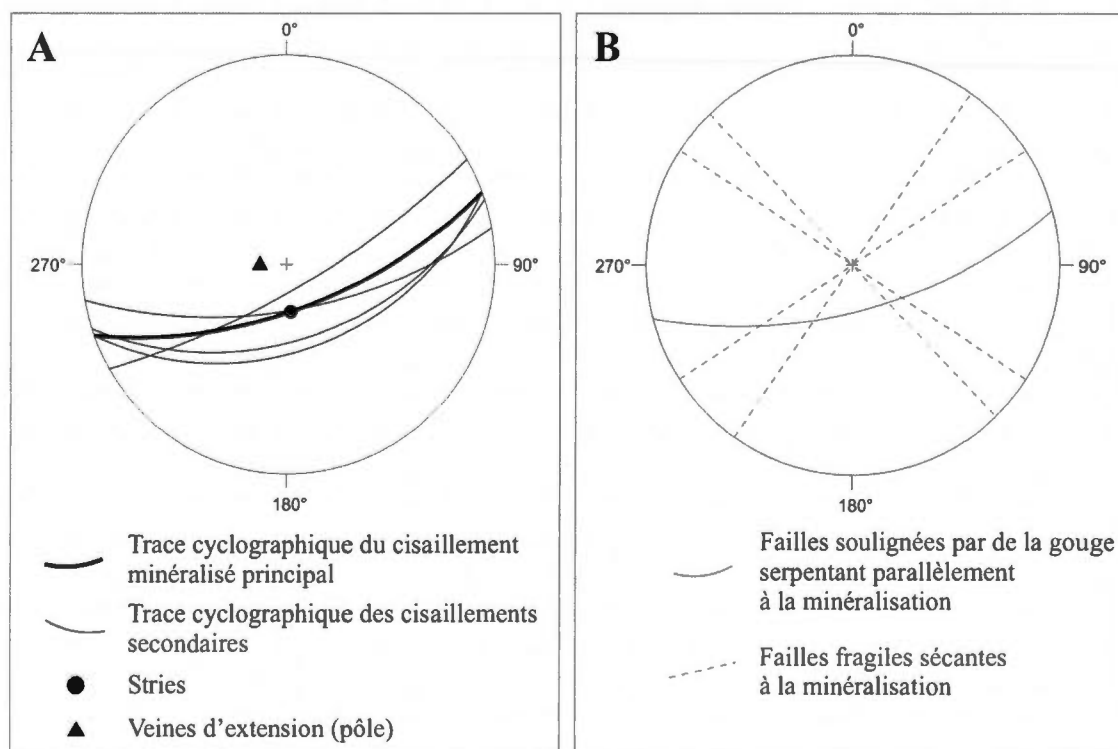


Figure 1.32 : Données structurales de la mine Ferderber, compilées de Darling *et al.* (1985), Vu *et al.* (1987), Vu (1990), Belkabir *et al.* (1993) et Sauvé *et al.* (1993). A) Trace cyclographique de la zone minéralisée principale et des cisaillements secondaires. B) Failles cassantes tardives.

1.3.3 – La mine Beaufor (Perron)

1.3.3.1 – Description de la minéralisation

Les mines Perron et Beaufor, correspondant à un même gisement partagé entre deux compagnies minières, ont fait l'objet de nombreuses études. Les descriptions suivantes sont tirées de Trudel (1985c), Tessier (1990), Sauvé, Imreh et Trudel (1993), Tremblay (1997, 2001) et Chabot (1998).

La minéralisation est confinée dans une zone fracturée et cisailée située entre deux failles est-ouest majeures: la faille Perron (N100°E/80°N) au nord et le Cisaillement Sud (ou Faille Sud, N90°E/65°S) au sud (Fig. 1.33 A et B). Ces deux structures sont distantes d'environ 800 mètres.

La faille Perron, une structure ductile reprise par de la déformation fragile, est antérieure à la minéralisation et son étude suggère une histoire cinématique complexe marquée par de nombreuses phases de réactivation (Tessier, 1990). La présence de zones minéralisées de trop faible teneur n'a jamais permis son exploitation. La faille Perron souligne un contact irrégulier et d'attitude générale est-ouest entre les roches volcaniques de la formation de Dubuisson au nord et le pluton de Bourlamaque au sud (Tessier, 1990). Le rejet proposé par Trudel (1985c) correspond à un jeu normal vers le nord, avec une composante senestre apparente d'environ 300 mètres en plan. L'interprétation proposée par Tessier (1990) va dans le même sens, bien qu'il émette la possibilité que le jeu normal senestre ait été superposé sur une faille inverse dextre préexistante. Ces interprétations ont été contestées par Tremblay (1997) qui a observé des stries plongeant faiblement vers l'ouest marquant un jeu décrochant dextre attribué aux derniers incréments de la déformation.

Le Cisaillement Sud a été déduit des données de forage et encaisserait une proportion relativement mineure de veines minéralisées plongeant de 40° à 90° vers le sud.

Trois familles de veines de quartz ont été répertoriées dans ce gisement (Trudel, 1985c; Tessier, 1990; Chabot, 1998; Fig. 1.33 C):

(1) des veines encaissées par des zones de cisaillement fragile-ductile est-ouest à pendage modéré à fort vers le sud, localement associées à des dykes mafiques, et généralement faiblement minéralisées. Les veines de quartz-tourmaline sont lenticulaires et discontinues, les

plus importantes montrant parfois de la bréchification. La structure interne des veines de cisaillement implique un mouvement inverse dirigé vers le nord.

(2) des veines de quartz-tourmaline d'épaisseur décimétrique à métrique orientés E-O à NO-SE, possédant un pendage modéré à faible vers le sud, encaissés par des zones de cisaillement fragile-ductile associées à des dykes mafiques. Les veines de cette famille sont continues et tabulaires, et forment les principales zones minéralisées du gisement.

(3) des veines d'extension, subhorizontales ou faiblement pentées, de forme sigmoïde à planaire (Tessier, 1990), les veines sigmoïdes indiquant un mouvement inverse contemporain de la déformation des zones de cisaillement minéralisées (Chabot, 1998).

Les structures à fort pendage (famille 1) sont essentiellement marquées par les failles du Dyke 01 et Centrale (Tremblay, 1997, 2001; Fig. 1.33 B). Il s'agit de zones de cisaillement ductile formant un réseau anastomosé. Les différents indicateurs cinématiques témoignent de mouvements inverses marqués aussi par des stries aval-pendage. L'association avec des dykes mafiques est moins marquée pour la faille Centrale que pour la faille du Dyke 01. Des veines et veinules de quartz-carbonates, parfois avec tourmaline et sulfures, sont parallèles aux cisaillements de la faille du Dyke 01 mais sont plissées, boudinées et démembrées. La faille Centrale montre des veines de cisaillement et d'extension à quartz-carbonates-tourmaline, ces dernières étant elles aussi plissées et transposées dans les zones de cisaillement.

Les cisaillements associés à ces deux structures majeures ont les mêmes caractéristiques structurales et hydrothermales que les zones minéralisées de la seconde famille de veines aurifères, suggérant que toutes ces structures sont génétiquement associées (Tessier, 1990; Tremblay, 1997, 2001). Tremblay (1997) propose d'y associer également le cisaillement sud dont l'orientation et les descriptions de forage sont comparables aux failles Centrale et du Dyke 01. Sauvé, Imreh et Trudel (1993) précisent que les dykes mafiques spatialement associés à la seconde famille de veines sont aussi légèrement déplacés par les cisaillements à fort pendage de la famille (1), une observation compatible avec la transposition des dykes lors de la formation des cisaillements. Plusieurs chantiers minéralisés de la mine sont recoupés par les failles du Dyke 01 et Centrale (Tremblay, 1997), suggérant que ces cisaillements ont continué à jouer après la mise en place de la minéralisation aurifère. Selon Tessier (1990), la minéralisation est encaissée par des cisaillements montrant un jeu inverse et un léger décalage dextre en plan, avec une reprise tardive par des mouvements normaux avec une composante senestre. Tremblay

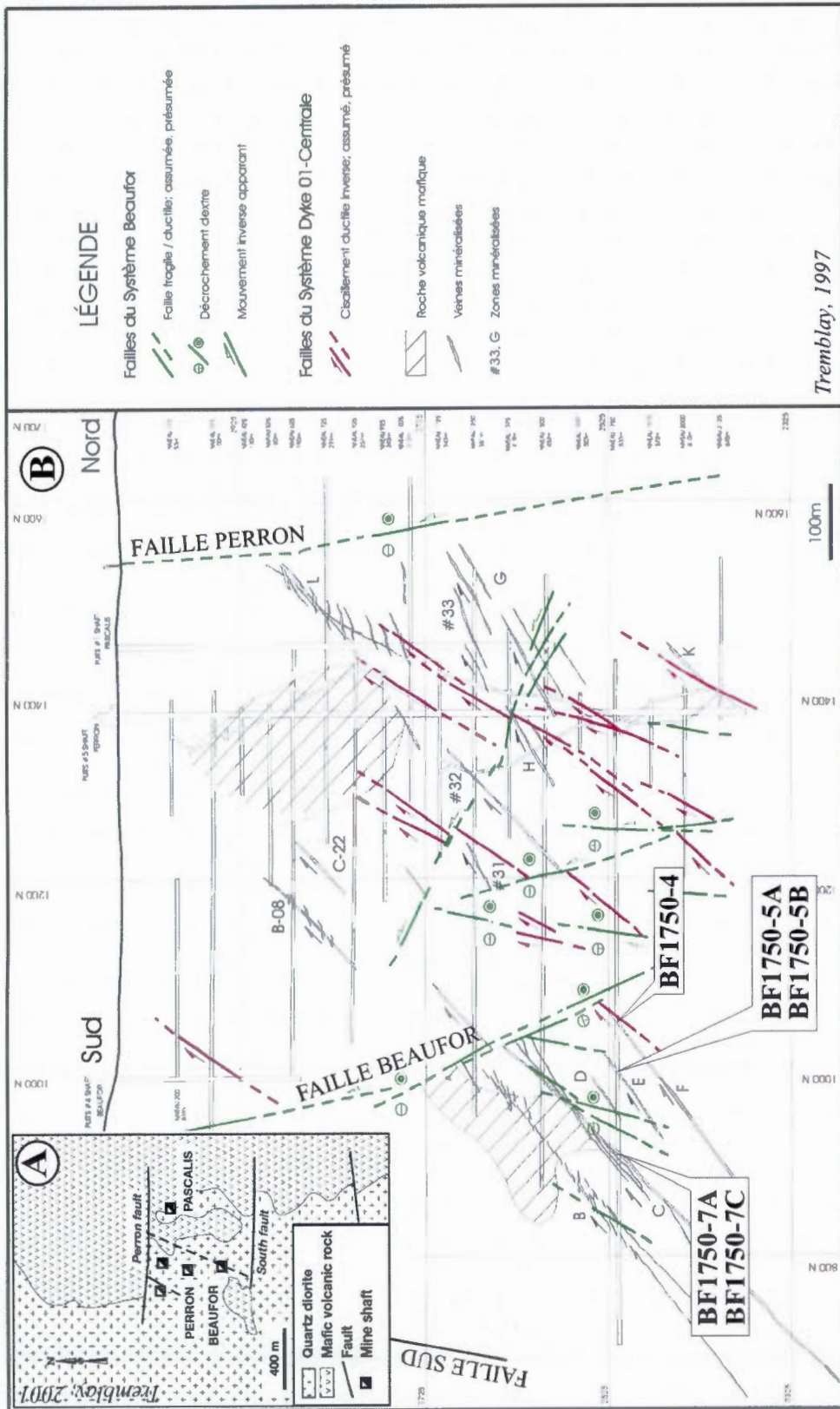
(1997) note la présence de stries de glissement subhorizontales suggérant la réactivation en décrochement de certaines zones minéralisées.

Les dykes répertoriés à la mine Perron par Tessier (1990) correspondent aux lithologies décrites au Lac Herbin : de rares dykes felsiques aplitiques et porphyriques, et de très nombreux dykes mafiques. La cartographie de la mine Perron (Tessier, 1990; Sauvé, Imreh et Trudel, 1993) suggère de plus que les dykes mafiques sont préférentiellement associés aux structures à pendage modéré (famille 2).

1.3.3.2 – Structures tardives

Les structures post-minéralisation ont été particulièrement bien décrites à la mine Beaufor par Tremblay (1997, 2001; Fig. 1.28 D). Il s'agit d'un réseau de failles synthétiques et antithétiques centr es sur la faille Beaufor comprenant les failles connues suivantes : Cisaillement Ouest (structure synthétique de 2^{ me} ordre), les *Post-ore faults* (structures antithétiques de 2^{ me} ordre), et la faille Perron. Le jeu dominant de ces failles est oblique-dextre. La faille Perron a été interpr t e comme une structure h rit e r activ e lors du jeu du système de faille Beaufor. Toutes ces failles sont caract ris es par des fabriques cassantes beaucoup plus marqu es que pour les systèmes « Faille du Dyke 01 » et « Faille Centrale ».

La faille Beaufor est stérile et ne montre que peu ou pas d'évidence de circulation hydrothermale. Elle est marqu e par un corridor de roches chloriteuses, foli es et fractur es d'épaisseur métrique dont la déformation est domin e par la cataclase. Des veines de quartz-chlorite d membr es sont localement présentes, et contrairement aux zones min ralis es, elles sont dépourvues de carbonates et de tourmaline. La faille est orient e ONO-ESE, avec un pendage de 60-70  vers le nord, et montre un mouvement dominant décrochant dextre. Elle est porteuse de stries subhorizontales ou à faible plong e vers l'ouest, mais on y observe également des stries fortement plongeantes vers le nord, témoignant d'une composante verticale. Les plans de faille cassante avec brèches cataclastiques soulignés par de la gouge montrent des mouvements apparents inverses en coupe (Tremblay, 1997).



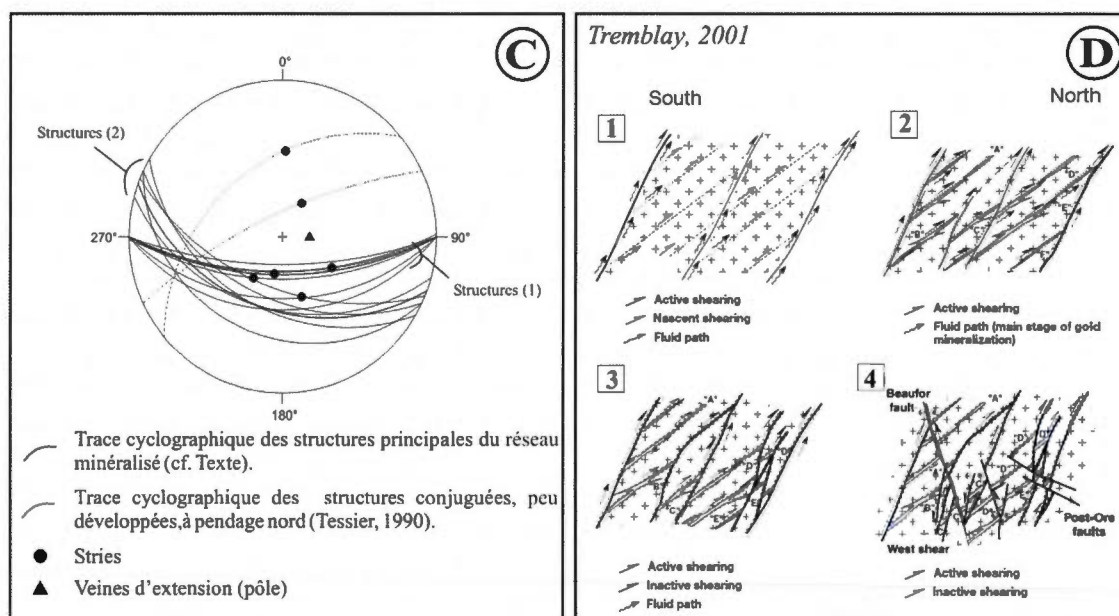


Figure 1.33 : Éléments structuraux de la mine Perron-Beaufor. A) Géologie de surface. Le tireté indique la trace approximative de la section 1100E. B) Section composite 1100E et localisation des échantillons analysés par $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (cf. Chapitre II). C) Représentation stéréographique synthétique des principales zones minéralisées. D) Modèle génétique du gisement Perron/Beaufor. D'après Tremblay (2001). 1 et 2 : le système du Dyke01-Faille centrale (1) joue le rôle de drain pour les minéralisations piégées dans les structures synthétiques à faible angle (2). 3 : baisse de l'activité hydrothermale associée à des mouvements sur les structures de 1^{er} ordre durant les phases tardives de la déformation. 4 : mise en place du système de failles post-minéralisation centré sur le système de la faille Beaufor.

Les failles de type Cisaillement Ouest, orientées NE-SO à ENE-OSO (pendage de 70-75° SE-SSE) sont porteuses des stries plongeant de 15-30° en direction OSO indiquant un décrochement dextre. La roche soulignant ces failles est chloriteuse, présente une zone de broyage et un clivage serré parallèle aux parois de zones de déformation d'épaisseur décimétrique. Chabot (1998) souligne que la minéralisation semble limitée par des structures de ce type, avec un pincement des veines à leur approche, une géométrie suggérant à Tessier (1990) que ces structures (ainsi que la faille Beaufor?) étaient présentes lors de la mise en place de la minéralisation et qu'elles ont influencé cette dernière.

Les *Post-ore faults* forment un réseau de failles cassantes d'épaisseur centimétrique orientées N-S à NNE-SSO. Les failles sont subverticales ou fortement pentées vers l'est. Des niveaux de gouge et de brèche sont localement présents. Lorsque visibles, les stries de glissement plongent le plus souvent faiblement vers le nord. Les mouvements apparents sont

senestres ou normaux selon le plongement des stries. Plusieurs de ces structures ont été répertoriées par Tremblay (1997), Trudel (1985c) ainsi que Tessier (1990). À la mine Perron, une faille tardive orientée N33°E/60°SE, reconnue jusqu'à une profondeur de 450 mètres et recoupant toutes les autres structures du gisement, porte des stries plongeant modérément vers le nord-est et montre un jeu apparent senestre avec un décalage d'environ 20 mètres (Tessier, 1990). Il s'agit visiblement du même type de structure que celles du réseau fragile tardif décrit au Lac Herbin (Fig. 1.30, étape 5).

1.3.4 – La mine Beacon 2

1.3.4.1 – Description de la minéralisation

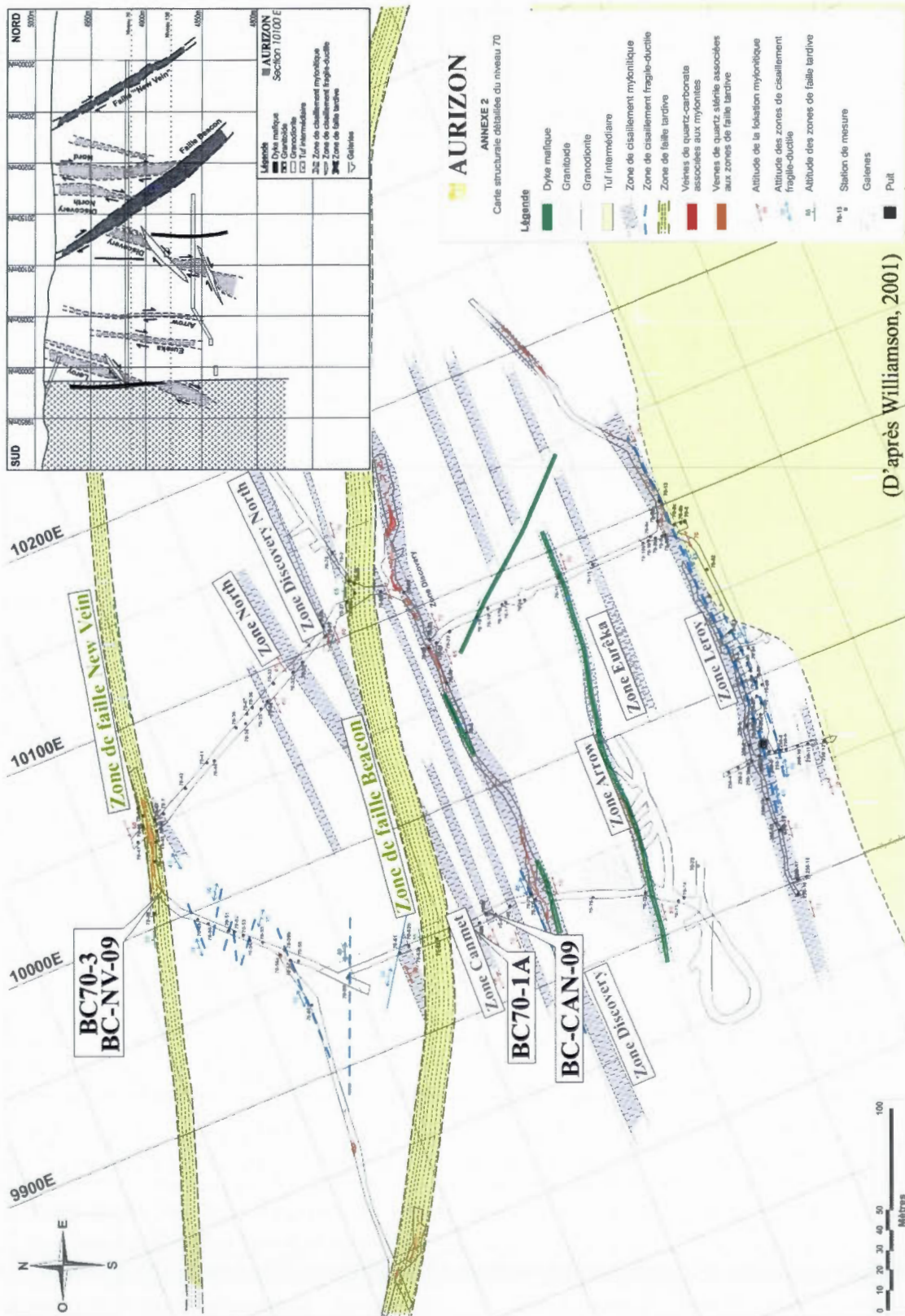
Le gisement de la mine Beacon 2 (Fig. 1.34) a été étudié par Williamson (2001) et présente deux types de structures minéralisées:

- (1) Des zones de cisaillement mylonitique orientées OSO-ENE, à fort pendage vers le sud, témoignant d'un jeu inverse. Leur extension latérale est de quelques centaines de mètres. Des veines de cisaillement et d'extension subhorizontales à quartz-tourmaline-carbonates y sont associées.
- (2) Des zones de cisaillement fragile-ductile inverses à faible pendage sud et nord, d'extension latérale limitée à quelques dizaines de mètres et qui recoupant les zones mylonitiques (1). Ces zones encaissent des veines minéralisées à quartz-carbonates-tourmaline (\pm sulfures).

Williamson (2001) a noté la présence de dykes felsiques et de dykes mafiques, ces derniers étant souvent déformés et associés à des veinules de quartz-carbonates.

1.3.4.2 – Structures tardives

Il s'agit de zones de cisaillement chloriteuses fragiles-ductiles orientées est-ouest, à pendage nord, et reprises par une déformation cassante tardive soulignée par de la gouge de faille. Les observations microscopiques montrent une déformation dominée par la cataclase. Ces structures recoupent clairement les structures minéralisées et portent des stries avec des angles de chute de 60° et 23° vers l'ouest. Parmi ces structures postminéralisation, la zone New Vein (Fig. 1.34) encaisse une importante veine de quartz stérile surnommée « l'éléphant blanc ».



(D'après Williamson, 2001)

AURIZON

ANNEXE 2
Carte structurale détaillée du niveau 70

- Légende**
- Dyke mafique
 - Granitoides
 - Granodiorite
 - Tuf intermédiaire
 - Zone de cisaillement mylonitique
 - Zone de cisaillement fragile-ductile
 - Zone de faille tardive
 - Vernes de quartz-carbonate associées aux mylonites
 - Vernes de quartz-abbite associées aux zones de faille tardive
 - Altitude de la foliation mylonitique
 - Altitude des zones de cisaillement fragile-ductile
 - Altitude des zones de faille tardive
 - Station de mesure
 - Galleries
 - Puits

Figure 1.34 : Carte structurale du niveau 70 de la mine Beacon 2 montrant la géométrie des principales structures (Williamson, 2001). La localisation des quatre échantillons analysés pour datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (cf. chapitre II) est indiquée. L'encadré en haut à droite montre la section interprétative 10100 E. Les mouvements proposés pour les failles tardives sont discutés à la section 1.4.1.2.

1.3.5 – La mine Wrightbar

1.3.5.1 – Description de la minéralisation

Les descriptions qui suivent concernant la mine Wrightbar proviennent des travaux de Ferkous et Tremblay (1997, 2000). Le contact entre le pluton de Bourlamaque et les roches volcaniques encaissantes de la formation de Val-d'Or est exposé dans la rampe d'accès et représente une zone de cisaillement inverse pentée de 50° vers le nord (Fig. 1.35 A).

La minéralisation est encaissée dans des zones de cisaillement orientées est-ouest, globalement parallèles au contact avec les roches volcaniques, possédant un pendage de 20° à 65° vers le nord et suggérant des mouvements inverses du nord vers le sud (Fig. 1.35 B et C). Des zones de cisaillement secondaires et des fractures d'extension sont aussi présentes. Les veines minéralisées semblent se développer lorsque l'épaisseur des zones de cisaillement dépasse 50 cm. Ces veines sont localement plissées et des rubans de quartz-tourmaline déformés et non-déformés coexistent. Les enveloppes minéralisées possèdent une orientation axiale est-ouest et plongent faiblement vers l'est ou l'ouest.

Les dykes mafiques sont présents dans le gisement mais ne montrent pas de relation structurale avec les cisaillements minéralisés. Des petits filons de granite «tardifs» (post-tectoniques) sont également présents.

1.3.5.2 – Structures tardives

Selon Ferkous et Tremblay (1997), des plans de glissement tardifs à pendage nord affectent les structures minéralisées et montrent le même mouvement chevauchant que les cisaillements ductiles, tandis que d'autres plans secondaires à faible pendage sud (30°) indiquent un mouvement apparent normal et ont été attribués aux derniers incréments d'une déformation progressive.

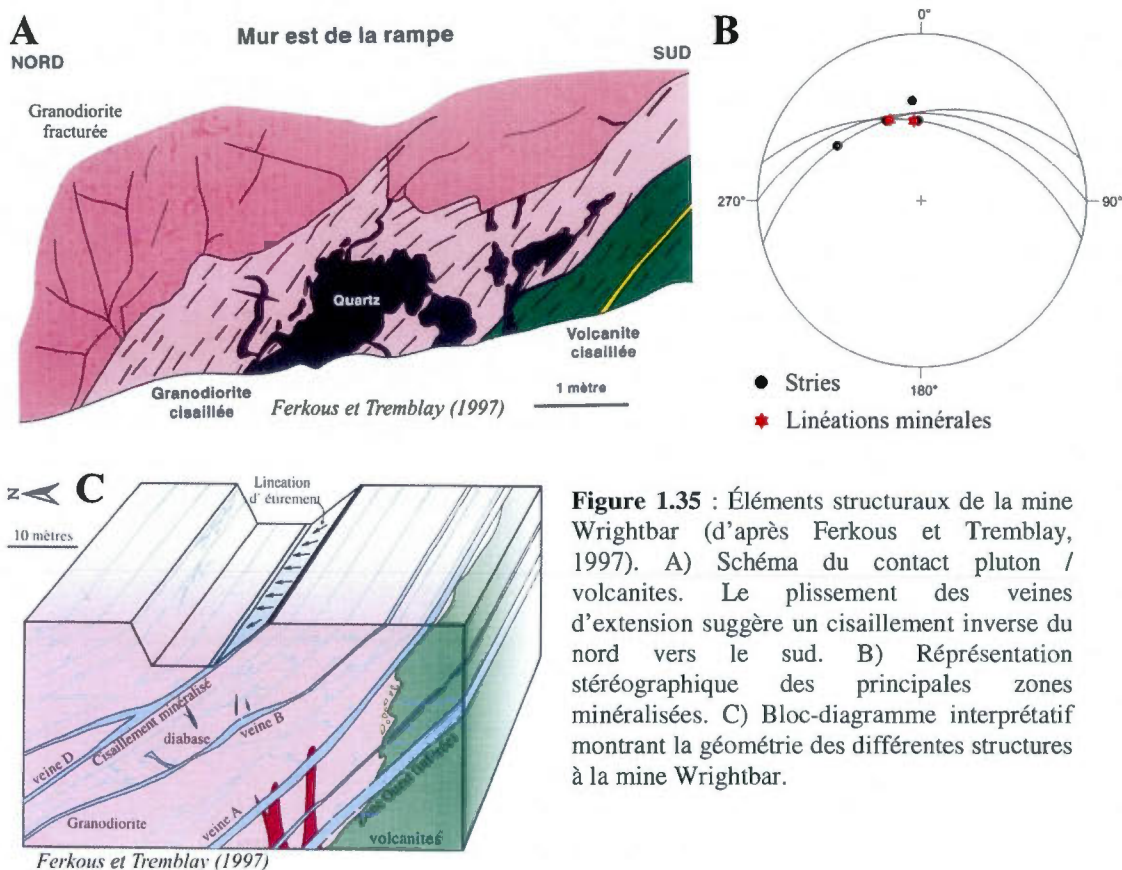


Figure 1.35 : Éléments structuraux de la mine Wrightbar (d'après Ferkous et Tremblay, 1997). A) Schéma du contact pluton / volcanites. Le plissement des veines d'extension suggère un cisaillement inverse du nord vers le sud. B) Représentation stéréographique des principales zones minéralisées. C) Bloc-diagramme interprétatif montrant la géométrie des différentes structures à la mine Wrightbar.

1.3.6 – La mine Sullivan

1.3.6.1 – Description de la minéralisation

La mine Sullivan est inaccessible depuis plusieurs années et les données disponibles sont relativement anciennes, remontant aux années 1930 et 1950. Trudel (1985a) et Sauvé, Imreh et Trudel (1993) y rapportent trois systèmes de cisaillements: (1) un système de cisaillements et fractures précoces orientés E-O à ENE-OSO avec un pendage variant de subvertical à 45° vers le sud ou le nord, (2) un système principalement orienté $N^{140}E/40^\circ NE$ encaissant les zones minéralisées, avec deux secteurs nettement définis, un secteur nord-est de veines à teneur économique, et un secteur sud-ouest de veines non-économiques, et (3) une série de structures appartenant à la « Zone K », qui recoupe et déplace faiblement (la quantité de déplacement n'étant pas mentionnée dans la littérature) les zones minéralisées du système (2) ci-dessus (Fig. 1.36 A).

Les zones minéralisées du système (2) sont essentiellement situées en bordure du pluton (Fig. 1.36 B) et disparaissent vers l'intérieur de l'intrusion. Le secteur nord-est était vraisemblablement constitué d'un ensemble de couloirs cisailants orientés N130-150°E, avec un pendage de 30-50°NE, encaissant quatre veines principales de même orientation que les cisaillements. Trois de ces veines étaient développées dans des dykes mafiques. Des veines d'extension à forte teneur en or sont aussi présentes. Le secteur sud-ouest, non économique, présente des structures aurifères à faible teneur orientées, N65°E à N80°E, avec un pendage vers le sud-est de 40° à 60°.

1.3.6.2 – Structures tardives

La Zone K, orientée N110°E avec un pendage de 85° vers le NE, est considérée comme une structure tardive par Trudel (1985a). Elle montre des traces de minéralisation et recoupe le système minéralisé avec un faible décalage, qui n'est pas précisé dans la littérature. Elle se poursuit vers l'ouest à l'extérieur du pluton. Cette structure, très peu minéralisée à la mine Sullivan, semble encaisser une grande partie de la minéralisation aurifère du gisement de la mine Siscoe (Fig. 9). La Zone K est vraisemblablement caractérisée par un mouvement inverse dextre avec un rejet latéral qui a été estimé à environ 500 m à la mine Siscoe (Trudel, 1985b). Sauvé, Imreh et Trudel (1993) mentionnent cependant la présence de stries de direction variable le long de cette structure, dont les derniers incriments correspondraient à un mouvement normal senestre. Ils soulignent également que, selon des travaux des années 1950, la Zone K se terminerait au niveau de la mine Sullivan.

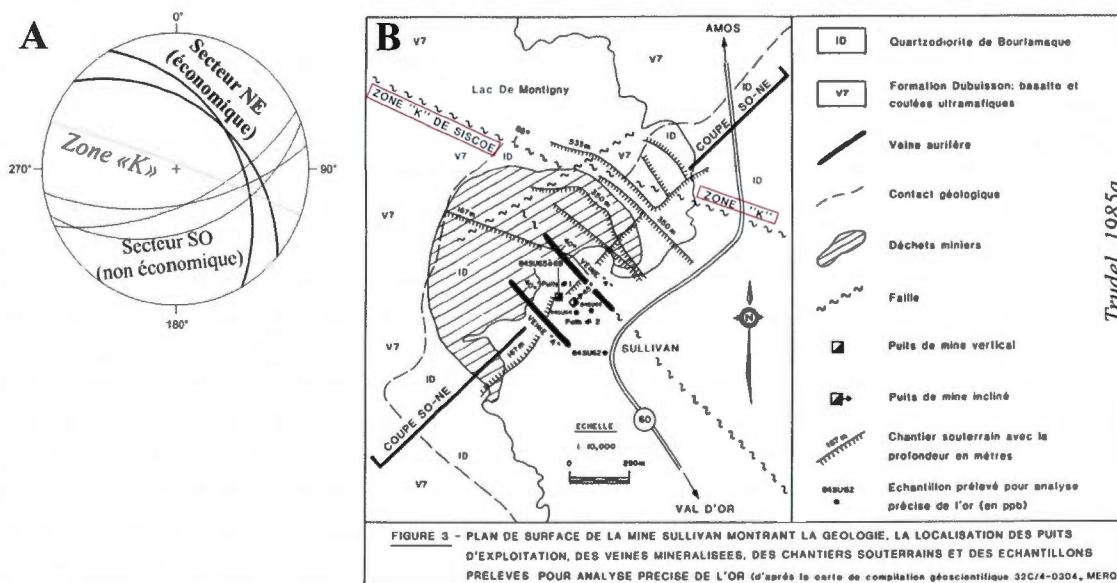


Figure 1.36 : Principaux éléments structuraux du gisement de la mine Sullivan. A) Représentation stéréographique des structures minéralisées et structures associées à la minéralisation. B) Localisation des principales structures projetées à la surface en plan.

1.3.7 – La mine Bussièrès (ou Courvan, ou Cournor)

Le gisement de la mine Bussièrès est très mal connu et les descriptions lithologiques et structurales disponibles proviennent d'études très incomplètes des années 1930 à 1950. Les principales caractéristiques du gisement d'après les synthèses de Trudel (1986) et Sauvé, Imreh et Trudel (1993) sont reprises ici.

1.3.7.1 – Description de la minéralisation

Ce gisement se situe au niveau d'un lobe de la partie est du pluton de Bourlamaque. La roche intrusive encaissant le gisement y est nettement plus foliée que dans le reste du pluton (Trudel, 1986). Le contact avec les volcanites est sinueux et incliné de 60° à 85° vers l'est.

La minéralisation aurifère semble constituée de lentilles, de veines et de veinules très irrégulières subhorizontales. Ces éléments seraient organisés en petits gisements ayant la géométrie générale de fentes de tension en échelon et de forme sigmoïde (marquant un mouvement inverse) liées à un cisaillement péné-contemporain ou postérieur à leur formation. Ces petits gisements sont organisés de façon telle que la lentille la plus basse est toujours décalée

vers le nord-est par rapport à celle du dessus. L'enveloppe minéralisée générale ainsi formée a la géométrie d'une colonne à pendage modéré vers le nord-est (Trudel, 1986). La minéralisation semble de plus localisée entre des cisaillements à pendage fort vers le nord, très réguliers et localement minéralisés, séparés d'environ 200m (Fig. 1.37 A et B). Le fait que ces structures soient localement minéralisées plaide en faveur d'un lien génétique avec la minéralisation. Deux systèmes de veines antérieurs à la minéralisation économique ont été répertoriés : un système non-économique, constitué de veinules de quartz-sulfures, et un système peu économique à stérile, constitué de veines de quartz-tourmaline-sulfures associées à des zones de broyage dans l'encaissant.

1.3.7.2 – Structures tardives

Deux réseaux de structures interprétées comme tardives sont rapportés. Le premier réseau est constitué de failles orientées est-ouest qui recoupent les veinules non-économiques antérieures à la minéralisation principale, mais est toutefois plus ancien que la minéralisation principale économique. Un second réseau plus tardif est constitué de failles inverses (N120°E, pendage fort vers le sud-ouest) qui décalent faiblement la minéralisation économique.

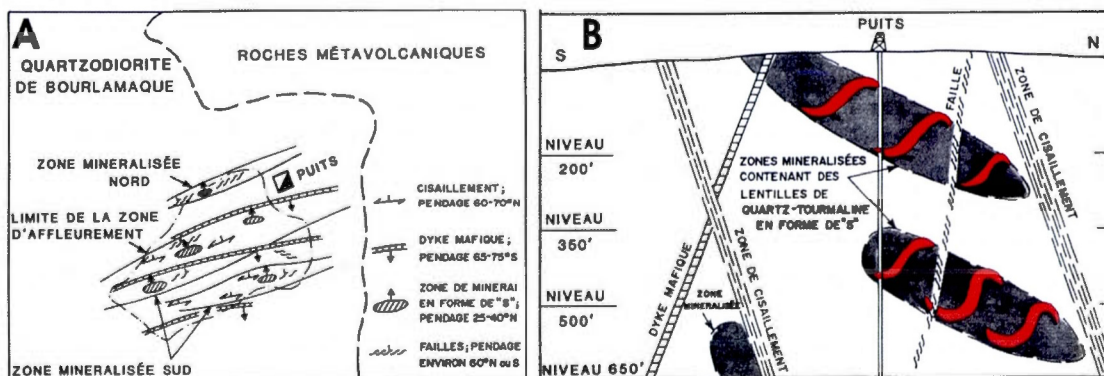


Figure 1.37 : Principales données structurales de la mine Bussières. Tiré de Trudel (1986). A) Principales structures du gisement en plan. B) Section interprétative du gisement.

1.4 – SYNTHÈSE STRUCTURALE

Les gisements précédemment décrits montrent des caractéristiques structurales comparables à celles de plusieurs autres gisements filoniens situés à l'extérieur du pluton de Bourlamaque dans la région de Val-d'Or (Sauvé, Imreh et Trudel, 1993), et sont typiques des dépôts filoniens aurifères de l'Archéen (par ex. Hodgson, 1989; Robert et Poulsen, 2001), avec des corps minéralisés généralement situés aux intersections de structures et au niveau des changements d'orientation des zones de cisaillement hôtes (Peters, 1993). Cette synthèse s'attache dans un premier temps à préciser l'évolution structurale et les caractéristiques communes des différents gisements du pluton de Bourlamaque, avant de proposer un modèle général de mise en place des minéralisations et les implications régionales de ce modèle. Le gisement de la mine Bussières, dont les descriptions sont anciennes et incomplètes, n'est pas pris en compte dans cette discussion.

1.4.1 – Caractéristiques communes des différents gisements et évolution structurale associée

Les gisements Lac Herbin et Beaufor, dont l'interprétation structurale est très similaire et dont les structures post-minéralisation sont mieux documentées que dans les autres gisements (cette étude; Tremblay, 1997 et 2001), sont utilisés comme référence pour l'évolution des gisements filoniens aurifères encaissés dans le pluton de Bourlamaque. Bien que l'ensemble des structures observées au Lac Herbin et à Beaufor ne soient pas décrites dans chaque gisement, il est fortement suggéré qu'une interprétation globale de leur évolution soit possible.

1.4.1.1 – Structures minéralisées

La minéralisation aurifère est encaissée dans des cisaillements mylonitiques inverses à pendage modéré à fort, généralement vers le sud, parfois vers le nord (Sullivan), et est matérialisée par des veines de cisaillement et d'extension à quartz-carbonates-tourmaline±sulfures communément rubanées. Les cisaillements minéralisés à pendage modéré sont toujours associés à des structures à fort pendage portant la trace de circulations hydrothermales (Sullivan, Perron/Beaufor). Les indicateurs de sens de cisaillement inverse associés aux veines minéralisées et l'association avec de nombreuses veines d'extension subhorizontales sont compatibles avec une mise en place sous une contrainte compressive

subhorizontale globalement orientée nord-sud. Une altération hydrothermale à carbonates recoupe les assemblages minéralogiques du faciès métamorphique du schiste vert des roches encaissantes.

Au Lac Herbin, l'étude du réseau minéralisé suggère que les structures secondaires de type S2 et WE se développent à la faveur de dykes mafiques, à partir des zones mylonitiques à fort pendage (telles que S1, S3, etc.) qui servent de drain principal pour les fluides. Le gisement Perron/Beaufor présente une géométrie comparable (Tessier, 1990; Tremblay, 1997, 2001) avec des minéralisations encaissées dans des structures à pendage modéré très souvent associées à des dykes mafiques, et ancrées sur des structures à fort pendage génétiquement liées et servant de drain pour les fluides, telle que la Faille du Dyke 01 et la Faille Centrale (Tremblay, 1997, 2001). Au Lac Herbin, la minéralisation est encaissée dans les structures à fort pendage et ne s'injecte que timidement dans des structures à pendage modéré relativement peu développées (S2 et WE), tandis qu'à Perron/Beaufor, la minéralisation est entièrement encaissée dans ces structures à pendage modéré, les structures à fort pendage ne portant plus que la trace des circulations hydrothermales. Ces éléments suggèrent une activité hydrothermale beaucoup plus intense et/ou de plus longue durée à Perron/Beaufor qu'au Lac Herbin, expliquant une évolution structurale plus poussée. La séricitisation des feldspaths par l'altération hydrothermale et leur fracturation liée à la déformation mylonitique permet en effet la production d'une matrice de faible compétence favorisant la localisation et l'efficacité de cette déformation, cette dernière étant de plus facilitée par la réorientation des micas parallèlement à la schistosité (Bhattacharyya et Mitra, 2011). Cette recristallisation dynamique augmente la perméabilité, favorisant par là-même l'introduction de fluide, entraînant ainsi le phénomène d'adoucissement tectonique (Watts et Williams, 1983; O'Hara, 2006). L'évolution du réseau structural encaissant les minéralisations aurifères serait par conséquent dépendante de la durée et de l'intensité du système hydrothermal.

Les descriptions des autres gisements du pluton sont compatibles avec l'évolution proposée pour les gisements Perron/Beaufor et Lac Herbin, avec des variations probablement en partie liées à l'intensité des circulations hydrothermales. Les sections des gisements Dumont et Ferderber (données Corporation Minière Alexis) montrent des enveloppes minéralisées à fort pendage vers le sud-ouest, au même titre que celles du Lac Herbin, compatibles avec l'intersection des cisaillements secondaires qui y sont documentés et interprétés comme des fractures de Riedel à Ferderber (Vu *et al.*, 1987). Bien que Vu *et al.* (1987) interprètent, toujours

à Ferderber, un décrochement senestre précédant les mouvements inverses associés à la mise en place de la minéralisation, il semble difficile d'expliquer cette différence par rapport aux interprétations structurales des gisements Lac Herbin et Dumont, qui sont situés dans un rayon de quelques kilomètres seulement. Il est donc proposé dans le cadre de cette synthèse structurale une interprétation similaire aux gisements Lac Herbin et Dumont, impliquant que la phase de décrochement soit postérieure à la phase compressive associée à la formation des veines minéralisées.

À la mine Sullivan, il semble que l'intersection des zones de cisaillement qui encaissent la minéralisation (le système 2) avec un système de fractures plus anciennes (le système 1) ait exercé un contrôle important sur la localisation des venues minéralisées. La Zone K se poursuit vers l'ouest à l'extérieur du pluton de Bourlamaque et marque le contact entre l'intrusion encaissant le gisement de la mine Siscoe (le «stock de Siscoe») et les roches volcaniques de la Formation de Dubuisson. Le fait que la Zone K ne montre que des traces de minéralisation à Sullivan et soit clairement minéralisée à la mine Siscoe (Trudel, 1985b; Olivo et Williams-Jones 2002; Olivo *et al.* 2007) exclu à priori la possibilité qu'il s'agisse d'une structure tardive du type Beacon, Beaufor ou Faille Lac Herbin Sud. Il est proposé ici que la Zone K ait fait partie du réseau minéralisé du secteur nord-est et ait servi de drain principal pour les fluides minéralisateurs, au même titre que les zones S1 et S3 au Lac Herbin et que les zones Faille Centrale et Dyke 01 à Beaufor. L'orientation des structures minéralisées à Sullivan serait donc contrôlée par la géométrie de la Zone K, expliquant une orientation assez différente des autres gisements. Le gisement est situé au sud de la Zone K et le minerai vient du secteur nord-est, donc le plus proche de la Zone K. Cette dernière a vraisemblablement été réactivée légèrement après la mise en place des minéralisations, peut-être lors du même épisode que les failles tardives Beacon, FLHS et Beaufor. Bien que les descriptions relativement limitées du gisement Sullivan puissent laisser la place à la possibilité que la Zone K de la mine Siscoe ne soit pas reliée à la structure interprétée comme la Zone K de la mine Sullivan, Trudel (1985b) précise que cette zone a fourni une très faible quantité de minerai, impliquant quoiqu'il en soit un lien avec la minéralisation aurifère à la mine Sullivan.

À la mine Beacon 2, Williamson (2001) propose que le système (1) ait servi de drain aux fluides hydrothermaux qui auraient été piégés dans le système (2), les deux systèmes étant compatibles avec une mise en place sous un régime compressif nord-sud. Le recoupement du

système à fort pendage (1) par le système de veines (2), le caractère fragile des veines du système (2), leur pendage faible à modéré, leur extension spatiale limitée et leur présence locale à l'écart des structures à fort pendage du système (1) suggère qu'il s'agisse en réalité de veines d'extension plutôt que d'un système de cisaillements conjugués. Il pourrait s'agir de veines d'extension hybrides, c'est-à-dire avec une composante cisailante (Cox, 2005), expliquant une orientation avec un pendage faible à modéré et non pas subhorizontal.

À la mine Wrightbar, les éléments structuraux suggèrent que la géométrie du gisement serait *à priori* le résultat d'une fracturation reliée à un contact faillé entre le pluton de Bourlamaque et les roches volcaniques encaissantes situées au sud. Jébrak (1992) a proposé quant à lui une mise en place de la minéralisation aurifère selon un réseau de fracturation andersonien néoformé. Toutefois, selon Tremblay (communication personnelle, 2011), le contact pluton-roches volcaniques exposé dans la rampe, bien qu'il soit nettement cisailé, est dépourvu d'évidences d'altération et de circulations hydrothermales typiques de la minéralisation. En outre, un contact intrusif entre le pluton et son encaissant volcanique est préservé en surface (Ferkous et Tremblay, 1997), excluant que le contact faillé de la rampe représente un niveau de décollement majeur. Contrairement aux veines de cisaillement caractérisant les autres gisements filoniens du pluton, les veines minéralisées de la mine Wrightbar ne sont que faiblement rubannées et contiennent d'importantes poches de sulfures non déformées (Ferkous et Tremblay, 1997). En outre, le gisement Beacon 2, situé environ 3 km à l'est de Wrightbar, montre des caractéristiques structurales très similaires à celles des autres gisements (structures à fort pendage sud) bien qu'il soit localisé dans un contexte lithologique identique à celui de la mine Wrightbar. Ces observations suggèrent un modèle alternatif pour Wrightbar, à savoir que les veines minéralisées de ce gisement soient en fait des veines d'extension (ce qui est compatible avec la présence locale de veinules de quartz-tourmaline exemptes de déformation plastique; Ferkous et Tremblay, 1997) ayant été reprises par une déformation cisailante tardive, dissociée de la minéralisation et centrée sur le contact pluton-encaissant volcanique. Ces éléments suggèrent que le gisement de la mine Wrightbar présente une évolution similaire aux autres gisements du pluton de Bourlamaque malgré ses caractéristiques géométriques particulières.

1.4.1.2 – Structures post-minéralisation

Les réseaux minéralisés sont recoupés par des structures dominées par une déformation fragile, aussi bien des structures cisailantes d'épaisseur plurimétriques que des failles cassantes relativement discrètes soulignées par de la gouge. L'interprétation des réseaux de structures post-minéralisation dans les gisements Lac Herbin et Perron/Beaufor, respectivement centrés sur les failles FLHS et Beaufor, est également utilisée comme référence pour l'ensemble du pluton de Bourlamaque.

Les structures cisailantes d'épaisseur plurimétrique présentent des caractéristiques communes qui les distinguent des zones minéralisées, à savoir une déformation essentiellement cataclastique, l'absence d'altération hydrothermale marquée, la présence locale de veines de quartz stérile, et des évidences cinématiques de décrochement et/ou de transpression. L'ensemble des observations suggère que la formation de ces failles soit issue d'un épisode structural déconnecté de la minéralisation aurifère. Les stries subhorizontales reconnues sur les structures minéralisées sont interprétées comme la trace de l'activité du réseau post-minéralisation à la mine du Lac Herbin. Les stries subhorizontales reconnues à Dumont et Ferderber pourraient donc également correspondre à l'activité de structures post-minéralisations similaires. D'ailleurs, la « Zone de faille Nord-Est » à Dumont, et la « Zone fracturée Nord-Ouest » à Ferderber, bien qu'observées uniquement en section cartographique (données de la Corporation Minière Alexis) et sans données structurales, pourraient correspondre à des structures cisailantes fragiles plurimétriques du même type que celles du réseau post-minéralisation au Lac Herbin et à Perron/Beaufor. À Beacon 2, Williamson (2001) propose pour les structures post-minéralisation un mouvement normal basé sur une corrélation inférée entre deux zones de cisaillement ductile situées de part et d'autre de la structure tardive. La présence de stries faiblement pentées suggère toutefois un jeu décrochant, tel que documenté pour les structures post-minéralisation des mines Perron/Beaufor et Lac Herbin. À défaut de niveaux repères fiables, la corrélation entre différentes zones de cisaillement semble toutefois discutable. Il est proposé ici comme modèle alternatif que les failles New Vein et Beacon représentent probablement des structures équivalentes aux failles Beaufor et Lac Herbin Sud dans les gisements éponymes, et donc potentiellement compatibles avec un mouvement inverse/oblique dextre. La déformation cisailante affectant les veines minéralisées à la mine Wrightbar pourrait également correspondre à des structures post-minéralisation.

La déformation cassante tardive marquée par des failles discrètes soulignées par de la gouge et serpentant sub-parrallèlement aux zones cisailantes minéralisées documentées dans les gisements Dumont, Ferderber et Wrightbar sont vraisemblablement similaires à celles documentées au Lac Herbin. Peters (1993) souligne que le développement de gouge de faille a pour effet de stabiliser la déformation en offrant moins de résistance au glissement. Les failles cassantes discrètes sécantes par rapport à la minéralisation qui décalent les veines minéralisées au Lac Herbin sont également documentées dans les gisements Perron et Dumont, et pourraient former un système conjugué compatible avec une compression nord-sud probablement tardif par rapport à la formation des failles cassantes discrètes sub-parrallèles aux zones cisailantes.

1.4.1.3 – Évolution générale

L'évolution structurale des gisements filoniens aurifères encaissés dans le pluton de Bourlamaque peut se résumer en cinq phases:

- (1) Mise en place de la minéralisation dans des cisaillements mylonitiques inverses à fort pendage (et formation de veines d'extension associées), compatible avec une déformation régionale essentiellement coaxiale et une direction de raccourcissement N-S.
- (2) Évolution structurale du réseau minéralisé, dont le degré dépend de l'intensité des circulations hydrothermales et de l'adoucissement tectonique. La minéralisation peut être piégée essentiellement dans les veines d'extension (Beacon 2, Wrightbar), dans les structures à fort pendage (Lac Herbin, Dumont, Ferderber) ou bien dans les structures synthétiques secondaires (Perron/Beaufor, Sullivan) selon le degré d'évolution structurale du système.
- (3) Mise en place d'un réseau de structures cisailantes fragiles post-minéralisation, d'épaisseur métrique à plurimétrique, telles que les failles Beaufor, Lac Herbin Sud ou Beacon 2. Ce réseau est compatible avec un mouvement oblique/dextre, probablement à l'origine des stries décrochantes sur le réseau minéralisé.
- (4) Stabilisation de la déformation fragile par la mise en place de failles cassantes discrètes, généralement soulignées par de la gouge de faille, qui reprennent à la fois les zones minéralisées et les cisaillements post-minéralisation.
- (5) Un dernier évènement compressif N-S, relativement discret, semble marqué par la présence de failles cassantes NO-SE à SO-NE qui décalent la minéralisation d'une dizaine de mètres environ.

1.4.2 – Modèle de mise en place des minéralisations à l'échelle du pluton de Bourlamaque

Les caractéristiques structurales des zones minéralisées encaissées dans le pluton de Bourlamaque sont compatibles avec le modèle faille-valve proposé par Sibson, Robert et Poulsen (1988; voir aussi Boullier et Robert, 1992). Dans ce modèle, des cisaillements inverses à fort pendage peuvent se développer sous contrainte compressive subhorizontale par la réactivation de structures préexistantes sous forte pression de fluide et lors d'évènements sismiques (Fig. 12). La cyclicité de ce phénomène est marquée par le rubanement des veines de quartz-tourmaline. De plus, de nombreuses études documentent le fait que le développement des zones de cisaillement nécessite la concentration de la déformation au niveau d'hétérogénéités préexistantes, telles que des variations pétrographiques et/ou granulométriques (Belkibir, Hubert et Hoy, 1998), des dykes (Christiansen et Pollard, 1997) ou des fractures (Tourigny et Tremblay, 1997), qui permettent de localiser les circulations de fluides hydrothermaux associées au développement de la mylonitisation.

Bien que ce modèle décrive efficacement la géométrie interne des veines minéralisées et la cyclicité des pulses hydrothermaux, il semble toutefois difficile de définir quelles étaient les structures préexistantes activées ou réactivées dans la région de Val-d'Or. Ces structures pourraient être intrinsèques à l'intrusion de Bourlamaque, comme les dykes, ou bien extérieures au pluton, comme des couloirs de déformation d'échelle régionale par exemple. Au sein du pluton, les seules hétérogénéités structurales remarquables antérieures aux zones de cisaillement minéralisées sont les dykes pré-métamorphiques. Toutefois, l'étude du gisement Lac Herbin suggère fortement que les nombreux dykes présents dans le pluton ne contrôlent pas l'orientation générale des structures à fort pendage qui servent de drain aux fluides ou qui encaissent la minéralisation. À l'échelle régionale, l'interprétation du Bloc Composite de Malartic par Desrochers, Hubert et Pilote (1996) pourrait laisser suggérer que les contacts faillés entre les blocs puissent être réactivés, mais ces contacts faillés ne sont pas clairement documentés dans le pluton de Bourlamaque, et les interprétations alternatives (Scott, Mueller et Pilote, 2002) rendent hypothétique l'existence de tels contacts.

Ramsay et Huber (1987) documentent le fait que des cisaillements inverses en contexte ductile peuvent se développer naturellement, en l'absence de structures préexistantes, avec un fort pendage par rapport à la contrainte principale. À l'opposé de la géométrie des structures cassantes conjuguées dont l'angle obtus fait face à la direction d'étirement et l'angle aigu à la

direction de raccourcissement, la géométrie de failles ductiles est telle que l'angle obtus fait face à la direction de raccourcissement et l'angle aigu à la direction d'étirement. La modélisation proposée par Ramsay et Huber (1987) illustre le développement de cisaillements ductiles entre deux cas extrêmes (Fig. 1.38). Le 1^{er} modèle (Fig. 1.38 A et B) montre une déformation dominée par du cisaillement simple, avec des cisaillements qui conservent leur orientation durant la déformation, et une absence de déformation dans les blocs délimités par les cisaillements. Le 2^{ème} modèle (Fig. 1.38 C) est quant à lui dominé par la déformation des blocs délimités par les cisaillements, ces cisaillements à très faible déplacement n'accommodant que très peu la déformation et subissant un allongement et une réorientation telle que l'angle obtus qui fait face à la direction de raccourcissement augmente. Les possibilités géométriques entre ces deux modèles sont infinies. Toutefois, l'auteur met en évidence une géométrie particulière qui aurait une signification géologique importante car documentée dans de nombreuses zones orogéniques (Fig. 1.38 D), dans laquelle l'accommodation de la déformation est partagée entre les zones de cisaillement simple et les blocs délimités par ces cisaillements. Le type de géométrie qui va se développer semble dépendre fortement de l'adoucissement tectonique. Si ce dernier est suffisant, la déformation va être en majorité accommodée par les zones de cisaillement (Fig. 1.38 A, B et D), tandis que si l'adoucissement tectonique est faible, la déformation va être accommodée par l'ensemble du volume de roche considéré (Fig. 1.38 C).

Dans le pluton de Bourlamaque, la schistosité est développée de manière assez limitée, traduisant un taux de déformation du pluton relativement faible. Ceci implique que les structures cisailantes ductiles n'ont été que modérément redressées au cours de la déformation régionale. Ces éléments sont tout à fait compatibles avec le modèle de la figure 1.38 D proposé par Ramsay et Huber (1987). La présence de veines de cisaillement et de veines d'extension confirme la présence importante de fluides dans la masse du pluton permettant un adoucissement tectonique lors de leur passage dans les zones de cisaillements, facilitant par là-même l'activité tectonique le long de ces cisaillements (Watts et Williams, 1983; O'Hara, 2006; Bhattacharyya et Mitra, 2011). Il est de plus fort probable que l'application des contraintes régionales sur le pluton de Bourlamaque, dont le contour cartographique suggère une géométrie perturbée, n'entraîne pas une déformation parfaitement co-axiale, favorisant majoritairement le développement de structures à pendage sud (Lac Herbin, Dumont, Ferderber, Perron/Beaufor, Beacon 2) et localement à pendage nord (Sullivan, en considérant que la structure drain à fort pendage ne soit pas reliée à la Zone K).

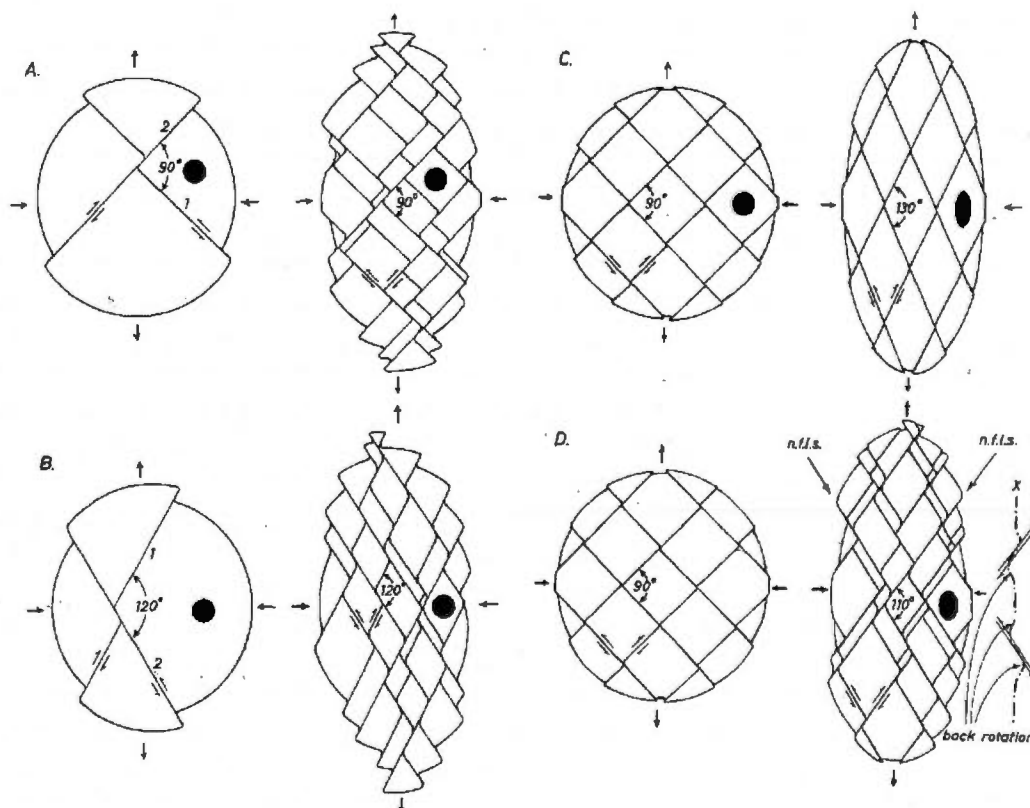


Figure 1.38 : Modèles illustrant la manière dont des zones de cisaillement ductile conjuguées peuvent accommoder la déformation du volume de roche qui les encaisse. D'après Ramsay et Huber (1987). Dans les exemples A et B, l'angle entre les zones de cisaillement est inchangé entre le stade initial et le stade final, ceci allant de paire avec l'absence de déformation dans les blocs délimités par ces cisaillements. Dans l'exemple C, les cisaillements sont réorientés et la déformation des blocs délimités par ces cisaillements est proche de celle de l'ensemble du volume modélisé. Dans l'exemple D, l'attitude des cisaillements réorientés ne correspond pas aux axes de la déformation finie du volume modélisé (n.f.l.s), et la déformation dans les blocs délimités par les cisaillements est moindre que celle de l'ensemble du volume étudié. L'axe X décrit la variation de la direction locale de l'éirement maximal permettant l'ajustement entre une déformation accommodée à la fois par les zones de cisaillements et par les blocs délimités par ces dernières (*back rotation*).

Les réseaux de cisaillements ductiles documentés dans les mines du pluton de Bourlamaque et au niveau des affleurements de surface pourraient donc se former de manière naturelle (c'est-à-dire sans la présence de structures préexistantes) sur la base du modèle proposé par Ramsay et Huber (1987), probablement lors de l'évènement compressif régional D2, et être par la suite réactivés de manière cyclique sous l'effet de pressions de fluides tel que décrit dans le modèle faille-valve (Sibson, Robert et Poulsen, 1988). La proposition de Sibson, Robert et

Poulsen (1988) selon laquelle les cisaillements minéralisés correspondent à des structures héritées et réactivées, autres que les cisaillements néoformés proposés par Ramsay et Huber (1987), n'est pas exclue mais l'origine de ces structures héritées serait alors difficile à documenter. L'évolution structurale de chaque gisement (c'est-à-dire le développement plus ou moins marqué de structures synthétiques secondaires) dépendrait de l'intensité et/ou de la durée de vie du système hydrothermal, favorisant ainsi l'adoucissement tectonique et entraînant par là-même le fonctionnement des cisaillements. Les structures cisailantes fragiles post-minéralisation (par exemple les failles Beaufor, Beacon et Lac Herbin Sud) pourraient quant à elles correspondre à des structures préexistantes réactivées, comme le suggère le lien probable entre la zone de contact cisailée de la mine Wrightbar et la zone de déformation d'Aumaque (Ferkous et Tremblay, 1997).

1.4.3 – Implications régionales

Le développement de cisaillements ductiles conjugués associés à des circulations de fluide importantes est caractéristique des roches ne présentant pas (ou peu) de variations lithologiques susceptibles de constituer des zones de faiblesse, typiquement des roches plutoniques (Ramsay et Huber, 1987) telle que l'intrusion de Bourlamaque. Les roches développant une forte anisotropie mécanique, et donc des caractéristiques rhéologiques variables, accommodent préférentiellement la déformation par l'intermédiaire du plissement et du boudinage (Ramsay et Huber, 1987). Ceci est illustré par le fait que dans les gisements situés au contact de pluton de Bourlamaque, les veines se développent exclusivement dans les roches intrusives du pluton et disparaissent dans l'encaissant volcanique (Trudel, 1985a). Les structures cisailantes minéralisées encaissées dans le pluton de Bourlamaque ne feraient donc pas partie du réseau de failles synthétiques et antithétiques connectées à la zone tectonique de Cadillac tel que proposé par Robert, Boullier et Firdaous (1995, encadré figure 9).

La présence de veines d'extension dans le pluton de Bourlamaque indique localement une pression de fluide dans la masse de l'intrusion supérieure à la pression lithostatique (Etheridge, Wall et Vernon, 1983; Cox *et al.* 1991; Cox, Knackstedt et Braun, 2001), la présence de fluides en surpression étant une conséquence naturelle du métamorphisme, liée à la dévolatilisation de la croûte lors de l'enfouissement (Etheridge, Wall et Vernon, 1983; Phillips et Powell, 2009 et 2010). Cette phase fluide est donc présente dans tout l'environnement

métamorphique régional, essentiellement au niveau de la porosité interstitielle. Le maintien et/ou l'augmentation de cette pression de fluide interstitielle serait assuré, selon Etheridge, Wall et Vernon (1983) par la combinaison des effets de la pression lithostatique, de la production continue de fluide lors de la dévolatilisation, de la production potentielle de fluides mantelliques ou magmatiques et de l'enfouissement qui tend à favoriser l'expansion des fluides.

Etheridge *et al.* (1984) proposent un modèle permettant d'expliquer la diffusion des fluides métamorphiques présents dans la roche par la mise en place de veines d'extension (Fig. 1.39). Ce modèle suppose un enfouissement progressif et une dévolatilisation métamorphique permettant de maintenir une pression de fluide légèrement inférieure à la pression nécessaire pour que la fracturation hydraulique mettant en place les veines de tension ait lieu (étape 1). Une ouverture en tension due à une surpression locale (étape 2) entraîne instantanément un gradient de pression de fluide entre la roche encaissante et la fente de tension (étape 3). Le fluide circule donc dans l'ouverture créée jusqu'au rééquilibrage de la pression de fluide, l'augmentation progressive de la pression dans la fente de tension aidant à la maintenir ouverte. Tant que la pression de fluide dans l'ouverture est inférieure à la pression de fluide ambiante, le fluide y sera sursaturé en silice, permettant la précipitation de la veine (étape 4). L'ouverture d'une nouvelle fente de tension à proximité permet de sceller la veine précédente en redirigeant le gradient de pression de fluide (étapes 5 et 6). Ces mouvements de fluides sont également largement favorisés par le gradient entre la pression de fluide interstitielle et les zones de faille qui présentent de la dilatation, telle que les zones de cisaillement minéralisées (Etheridge, Wall et Vernon, 1983; Etheridge *et al.*, 1984).

Etheridge *et al.* (1984) soulignent par ailleurs que l'augmentation de la pression de fluide interstitielle favorise le développement de la micro-porosité, ce qui va à l'encontre du maintien ou de l'augmentation de la pression de fluide. Ces auteurs expliquent ce paradoxe par la présence nécessaire d'une zone moins perméable au-dessus de la pile métamorphique où circulent ces fluides, permettant à la fois de maintenir une pression de fluide au moins égale à la pression lithostatique dans les niveaux sous-jacents et de laisser passer les fluides métamorphiques en excès. Cette zone serait une conséquence naturelle du métamorphisme prograde, et se formerait à l'interface entre les fluides métamorphiques chauds ascendants et les fluides météoriques plus froids, due à une précipitation minérale importante impliquant donc une baisse de la porosité séparant par là-même un domaine métamorphique en surpression de fluides

d'un domaine en régime hydrostatique. Beaudouin, Therrien et Savard (2006) proposent que les circulations se fassent de manière diffuse dans la pile métamorphique, et ne traverseraient cette couverture imperméable qu'à la faveur des zones de cisaillement régionales qui joueraient le rôle d'exutoire (Fig. 1.40 A).

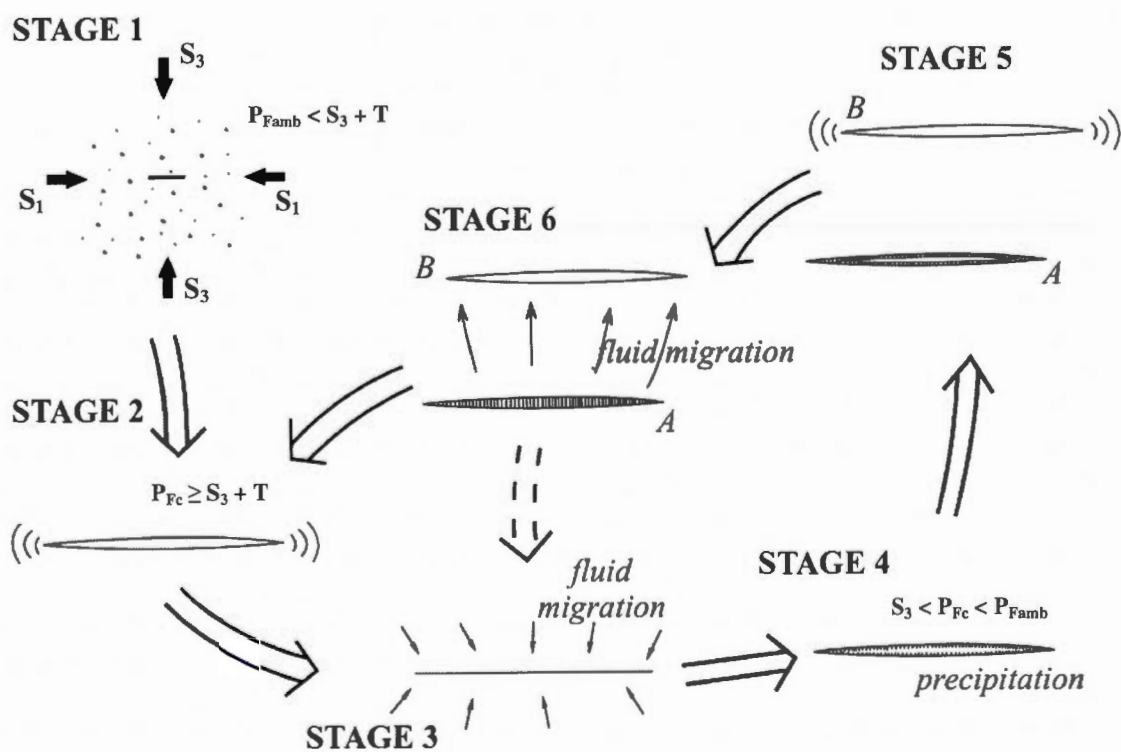


Figure 1.39 : Illustration schématique du mécanisme d'ouverture-précipitation (*crack-seal*) contrôlant la diffusion des fluides métamorphiques interstitiels. P_{Famb} : pression de fluide ambiante dans la porosité de la roche. P_{Fc} : pression de fluide dans la fente de tension. Voir le texte pour la description des étapes. D'après Etheridge *et al.* (1984).

Sibson et Scott (1998) proposent également que, à l'échelle crustale, en domaine compressif et dans un contexte métamorphique prograde, la carapace fragile de la croûte supérieure, qui agit comme une barrière de faible perméabilité, permette de maintenir des pressions de fluide proches de la pression lithostatique à la base de cette carapace (Fig. 1.40 B), en particulier avec la présence de structures très défavorablement orientées par rapport à la contrainte principale régionale (Sibson, 2001), comme c'est le cas dans la région de Val-d'Or où la fabrique structurale est majoritairement à fort pendage. La zone de décharge des fluides depuis un réservoir profond doit donc être chapeautée par un domaine peu perméable (Cox *et al.* 1991; Cox, Knackstedt et Braun, 2001). Jébrak (1992) propose que le pluton de Bourlamaque fasse écran aux circulations probablement plus diffuses dans les roches volcaniques sous-jacentes, permettant donc d'augmenter la pression de fluide à sa base. Toutefois, le fait que des minéralisations soient encaissées dans le pluton suggère que ce dernier ne représente qu'un «palier» dans l'ascension des fluides hydrothermaux et soit situé sous cette carapace fragile de la croûte agissant comme une barrière à l'échelle régionale lors de la minéralisation. Etheridge, Wall et Vernon (1983) proposent d'ailleurs que les circulations hydrothermales se fassent par convection, en dehors des zones de faille qui servent de drain, à travers une pile métamorphique stratifiée.

À l'échelle d'un gisement quelconque, les veines de quartz sont généralement plus compétentes que les mylonites qui les encaissent et donc moins susceptibles d'être réactivées, permettant également l'accumulation d'une pression de fluide à la base de ces veines (Robert et Poulsen, 2001). Cox (2005) et Cox, Knackstedt et Braun (2001) soulignent qu'à l'échelle microscopique comme macroscopique, la quantité de déformation nécessaire pour augmenter la perméabilité d'une zone de faille de plusieurs ordres de grandeur est faible. Recréer la perméabilité dans les veines de quartz ne nécessite donc qu'un taux de déformation faible, de quelques pourcents seulement (Etheridge, Wall et Vernon, 1983; Cox, 2005; Fig. 1.41), compatible avec une contrainte différentielle faible marquée par la présence des veines d'extension.

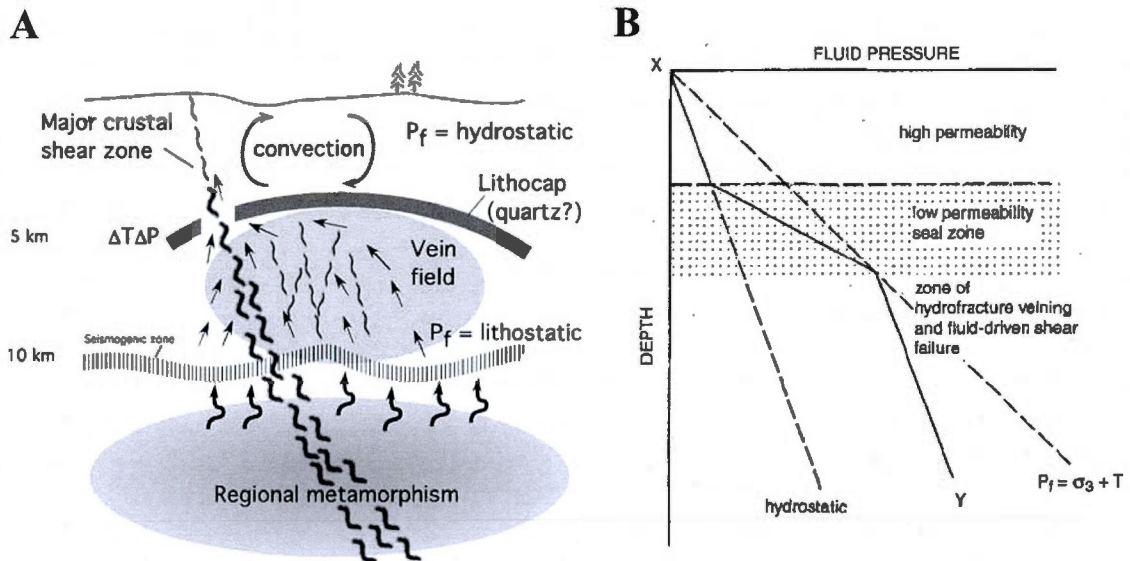


Figure 1.40 : Variations de la pression et des circulations des fluides métamorphiques depuis leur source vers la surface. A) Modèle conceptuel illustrant la circulation des fluides métamorphiques lors d'un métamorphisme prograde. Les circulations se font de manière diffuse dans la pile métamorphique, et ne traversent la couverture imperméable qu'à la faveur des zones de cisaillement régionales. Tiré de Beaudouin, Therrien et Savard (2006). B) Représentation schématique du profil de la pression de fluide en fonction de la profondeur. Tiré de Cox, Knackstedt et Braun (2001).

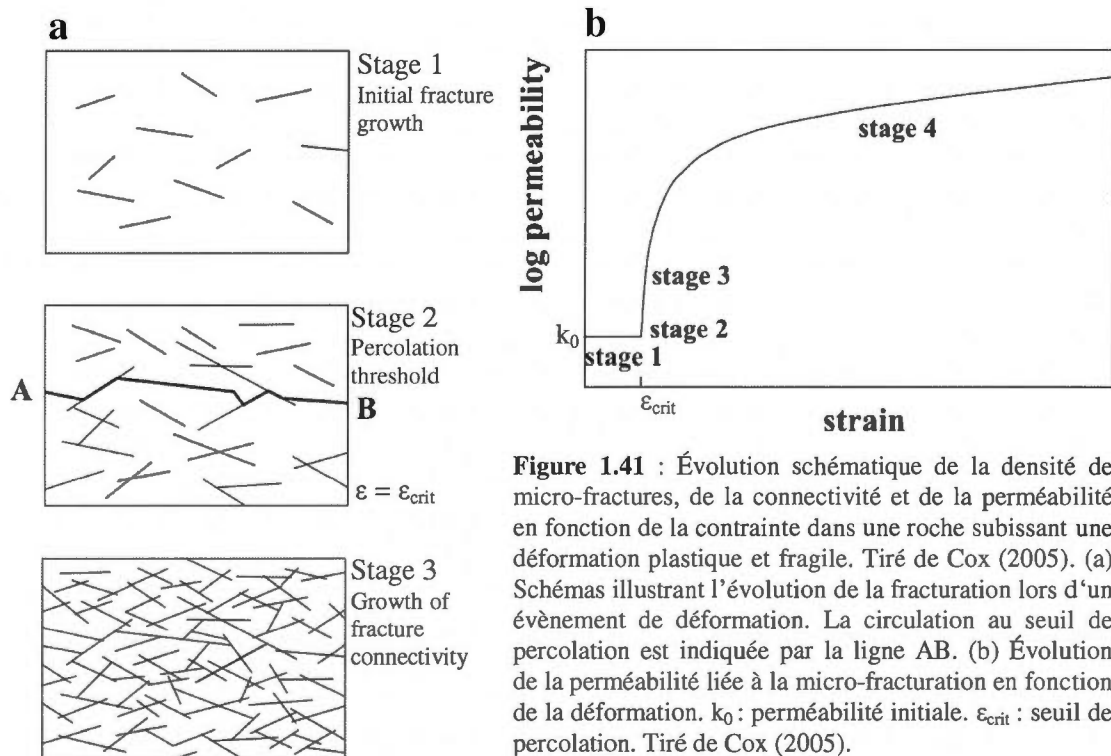


Figure 1.41 : Évolution schématique de la densité de micro-fractures, de la connectivité et de la perméabilité en fonction de la contrainte dans une roche subissant une déformation plastique et fragile. Tiré de Cox (2005). (a) Schémas illustrant l'évolution de la fracturation lors d'un événement de déformation. La circulation au seuil de percolation est indiquée par la ligne AB. (b) Évolution de la perméabilité liée à la micro-fracturation en fonction de la déformation. k_0 : perméabilité initiale. $\varepsilon_{\text{crit}}$: seuil de percolation. Tiré de Cox (2005).

Ces éléments suggèrent donc que les cisaillements minéralisés ne montrent pas de déplacement important. Au Lac Herbin, le déplacement de la zone HW par la zone WE indique un rejet net d'environ 30 mètres. Cox (1995) a déterminé un déplacement maximum de 50 mètres à Wattle Gully Fault (Victoria, Australie). Robert, Boullier et Firdaous (1995) ont extrapolé des déplacements de 1 à 2 mètres pour les cisaillements ayant une extension verticale de 25-100 mètres, et de 20 à 30 mètres pour ceux ayant une extension verticale de plusieurs centaines de mètres. La faible quantité de déplacement associée aux minéralisations filoniennes post-métamorphiques (Sibson, 2001; Cox et Ruming, 2004; Cox, 2005) comme celles du camp minier de Val-d'Or est par conséquent compatible avec la proposition de Powell, Carmichael et Hodgson (1995) selon laquelle il n'y a plus de déplacements majeurs le long de la zone tectonique de Cadillac après le métamorphisme. Les circulations de fluides ne seraient donc pas forcément associées à des événements tectoniques importants dans la Zone Volcanique Sud. Des structures à fort déplacement et une contrainte régionale importante ne sont d'ailleurs pas nécessaires pour faciliter des flux hydrothermaux importants (Cox, Knackstedt et Braun, 2001).

L'étude par Beaudoin et Pitre (2005) des isotopes stables des veines de quartz du champ filonien défini par Robert (1994), et la modélisation numérique 3D des circulations de fluides dans la région de Val-d'Or (Beaudoin, Therrien et Savard, 2006) sont compatibles avec la proposition selon laquelle les minéralisations du pluton de Bourlamaque ne seraient pas connectées au réseau de failles synthétiques et antitéthiques tributaires de la zone tectonique de Cadillac tel que proposé par Robert, Boullier et Firdaous (1995, encadré figure 9). En effet, Beaudoin, Therrien et Savard (2006) proposent que les failles majeures crustales aient pour rôle principal de drainer les fluides métamorphiques sous pression lithostatique à travers la carapace de faible perméabilité nécessaire au maintien d'un domaine en surpression. La présence beaucoup plus rare de minéralisations filoniennes aurifères dans la zone tectonique de Cadillac elle-même, alors que cette structure a été infiltrée par les mêmes fluides que ceux qui forment les minéralisations situées à proximité dans la région (Neumayr et Hagemann, 2002; Neumayr, Hagemann et Couture, 2000) indique selon ces auteurs que les fluides métamorphiques ont précipité l'essentiel de leurs métaux en solution dans les veines formant les gisements connus avant d'être drainés par la zone tectonique de Cadillac. Cette interprétation, associée au modèle de circulation de fluides à travers l'ensemble de l'environnement métamorphique proposé par Etheridge, Wall et Vernon (1983) et à la possibilité de développer des cisaillements ductiles à fort pendage par rapport à la contrainte principale sans activer ou réactiver des structures

préexistantes (Ramsay et Huber, 1987), constitue une alternative intéressante par rapport au modèle proposé par Robert, Boullier et Firdaous (1995). Ces auteurs ont en effet proposé que les failles régionales de 2^{ème} et 3^{ème} ordre (Fig. 9) soient tributaires de la zone tectonique de Cadillac, qui drainerait les fluides métamorphiques depuis les niveaux profonds, ces fluides étant piégés dans des structures d'ordre inférieur suite à leur redistribution via les structures régionales d'ordre 2 et 3 (encadré figure 9). Une alternative serait donc que les structures qui encaissent la minéralisation, ainsi que les structures régionales de 2^{ème} et 3^{ème} ordre, ne soient pas forcément tributaires de la zone tectonique de Cadillac, cette dernière représentant plus un exutoire pour les fluides métamorphiques présents dans l'environnement qu'un drain vers les zones d'ordre inférieur. Beaudoin, Therrien et Savard (2006) proposent d'ailleurs que la faille de Senneville (Fig. 1.42), qui marque la limite NE du Bloc Composite de Malartic tel que défini par Desrochers, Hubert et Pilote (1996, Fig. 8), soit également une structure d'échelle crustale au même titre que la zone tectonique de Cadillac, et aurait joué le même rôle que cette dernière concernant les circulations de fluides.

En ce qui concerne les structures post-minéralisation, il est proposé que les réseaux de structures fragiles reconnues dans les gisements du Lac Herbin (par ex. la zone FLHS), de Beaufor (par ex. la Faille Beaufor) et de Beacon 2 (par ex. les failles Beacon et New Vein) aient probablement une extension régionale. Il semble hélas difficile d'identifier clairement l'extension de ces structures à l'extérieur du pluton de Bourlamaque. Toutefois, le fait que la zone de contact cisailée de la mine Wrightbar, non minéralisée et réinterprétée comme étant postérieure à la minéralisation, rejoigne probablement la zone de déformation d'Aumaque (Ferkous et Tremblay, 1997) impliquerait alors que cette dernière représente également une structure tardive post-minéralisation, réfractée au niveau du pluton (Fig. 1.42). Ceci suggère que ces structures tardives puissent être des failles réactivées qui pourraient correspondre à des failles régionales de 2nd ordre telles que décrites par Robert (1990). Les principales caractéristiques de ces structures dans le pluton de Bourlamaque sont une déformation dominée par de la fracturation cataclastique, l'absence d'altération hydrothermale marquée, la présence locale de veines de quartz stérile, et des évidences cinématiques de décrochement et/ou de transpression dextre.

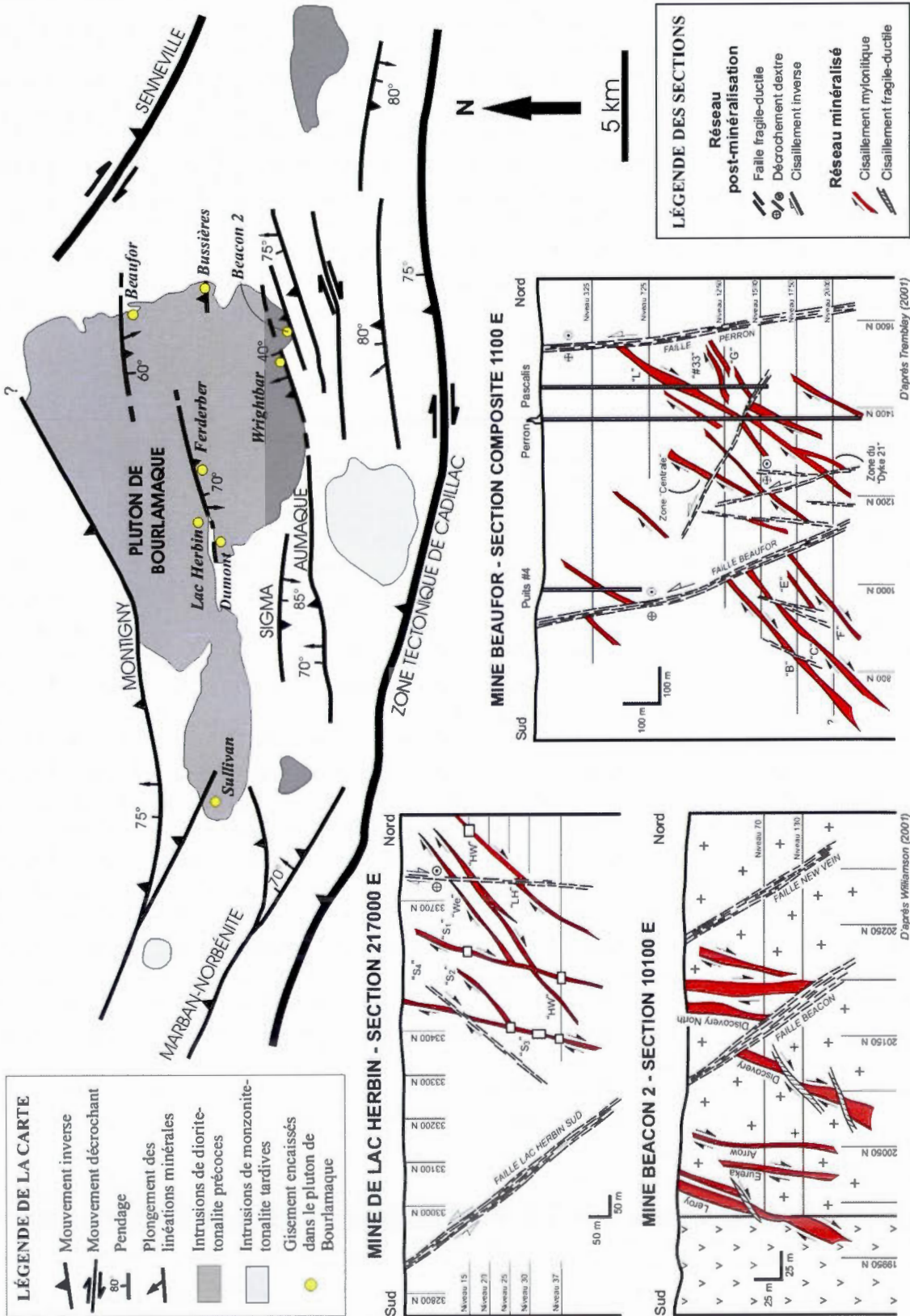


Figure 1.42 : Représentation schématique des principaux couloirs de déformation de la région de Val-d'Or et des réseaux de failles minéralisées et stériles des gisements Lac Herbin, Beacon 2 et Beaufor. La carte est modifiée de Ferkous et Tremblay (1997). La faille Senneville est considérée par Beaudoin, Therrien et Savard (2006) comme une structure d'échelle crustale au même titre que la zone tectonique de Cadillac (trait épais).

Etheridge, Wall et Vernon (1983) soulignent de plus que la plupart des roches subissant un métamorphisme prograde enregistrent leur pic métamorphique durant le trajet rétrograde (refroidissement ou surrection), la rétrogradation des assemblages étant généralement restreinte aux zones de déformation et/ou d'activité hydrothermale marquée, telles que les zones de failles. Le modèle proposé par ces auteurs pour les transferts de fluides par l'intermédiaire de la formation de veines d'extension (Fig. 1.39) suggère que les fluides métamorphiques interstitiels présents dans la roche soient drainés par les zones de cisaillements lors du trajet rétrograde. Au Lac Herbin, le recoupement des veines d'extension de type 1 et 2 par les cisaillements est très fréquent, l'inverse étant inexistant. Seules de rares veines d'extension de type 3, attribuées à des circulations tardives probablement liées au réseau post-minéralisation, recourent localement les veines minéralisées.

Ces éléments, associés à l'évolution des gisements du pluton vers une déformation fragile marquée par des cisaillements dominés par la cataclase et des failles cassantes, semblent compatibles avec un trajet métamorphique rétrograde de l'ensemble du système.

1.4.4 – Conclusion

L'étude des minéralisations filoniennes aurifères du pluton de Bourlamaque permet de dégager plusieurs éléments qui semblent importants dans la mise en place et l'évolution de la minéralisation :

- (1) Les structures cisailantes à fort pendage encaissant la minéralisation pourraient correspondre à la géométrie naturelle de cisaillements ductiles dans le cadre d'une déformation régionale coaxiale.
- (2) Ces cisaillements se développent uniquement dans les roches compétentes ne présentant pas de variations rhéologiques importantes (typiquement des intrusions plutoniques) et ne sont donc pas forcément reliés au réseau régional de structures de 1^{er} et 2nd ordre encaissées dans les roches volcano-sédimentaires.

- (3) La zone tectonique de Cadillac pourrait ne pas distribuer de manière importante les fluides vers les zones minéralisées, les fluides métamorphiques imprégnant l'encaissant volcano-sédimentaire ayant probablement un rôle majeur.
- (4) Les structures cisailantes post-minéralisation correspondent à des structures régionales réactivées.
- (5) L'évolution générale du système semble correspondre à un trajet métamorphique rétrograde.

Les structures répertoriées dans les gisements du pluton de Bourlamaque se retrouvent dans d'autres gisements de la région de Val-d'Or comme à Sigma (Robert et Brown, 1986a), Sigma 2 (Guigère, 1989; Giguère et Béland, 1990) et Camflo (Zweng, Mortensen et Dalrymple, 1993) suggérant une interprétation possible à l'échelle des camps miniers de Val-d'Or et de Malartic.

CHAPITRE II

VOLET GÉOCHRONOLOGIQUE

Le pluton de Bourlamaque et les différents objets géologiques qui y sont encaissés (dykes, zones de cisaillement mylonitiques, veines de quartz) contiennent une proportion suffisante de minéraux – amphiboles, micas blancs, biotite – pouvant faire l'objet de datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Darling *et al.*, 1985; Belkibir, 1990; Tessier, 1990) et permettant donc éventuellement de préciser l'âge de formation du pluton, de la mise en place des dykes, de la déformation et de la minéralisation aurifère. La présence de ces minéraux susceptibles d'être analysés permet de disposer d'un faisceau de données significatif pour l'interprétation et de s'assurer de la reproductibilité des résultats et donc de leur pertinence.

Le principe et la méthodologie de la datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sont décrits à l'annexe A, et la localisation des échantillons des affleurements de surface et de la mine du Lac Herbin sont présentés à l'annexe B. Les spectres d'âges qui ne sont pas cités dans le texte sont présentés à l'annexe C afin d'alléger le texte principal. Ce chapitre propose une première interprétation des données géochronologiques, l'interprétation liée au contexte structural et géochronologique de la région de Val-d'Or sera abordée au chapitre III.

2.1 – ÉCHANTILLONNAGE DES MINÉRAUX SÉLECTIONNÉS

Trois faciès principaux ont été ciblés pour les datations : l'intrusion de Bourlamaque non-déformé, les zones de cisaillements mylonitiques encaissées dans le pluton et les veines de quartz associées à ces cisaillements. L'intrusion de Bourlamaque a permis de proposer des âges sur amphiboles, les cisaillements et veines de quartz associées des âges sur micas blancs. Une veine de quartz associée à une structure post-minéralisation à la mine Beacon 2 a également pu être datée. Quelques dykes mafiques recoupant l'intrusion ont été échantillonnés et permettent de proposer deux âges sur amphibole. Une biotite du pluton de Bourlamaque non-déformé a également été datée.

Les échantillons proviennent en grande majorité de la mine du Lac Herbin, site privilégié dans le cadre de cette étude. Cinq amphiboles de l'intrusion non-déformé proviennent de ce gisement et ont été échantillonnées à proximité des principaux niveaux exploités, et une amphibole provient de la surface. Enfin, une amphibole provient d'un dyke mafique issu d'un forage de la mine du Lac Herbin, et une d'un dyke mafique échantillonné en surface. Les micas blancs (42 échantillons analysés au total) proviennent à 60% du gisement Lac Herbin, 20 % d'affleurements de surface, 10% de la mine Beaufor (Fig. 1.33 B) et 10% de l'ancienne mine Beacon 2 (Fig. 1.34). La répartition des échantillons entre les veines de quartz et les cisaillements mylonitiques est globalement équilibrée (respectivement 60% et 40%). L'échantillonnage de couples mylonite/veine d'une même zone minéralisée a été privilégié dans la mesure du possible. Ces couples proviennent des gisements Lac Herbin et Beaufor, et sont issus d'une même station d'échantillonnage (même niveau) ou à défaut de niveaux différents.

La liste des couples mylonite /veine qui ont pu être datés est la suivante:

Lac Herbin

- Zone S1 : même station (niv.15) et niveaux séparés (niv.15 et 25)
- Zone HW : même station (niv.17) et niveaux séparés (niv.17 et 25)
- Zone S3 : niveaux séparés (niv. 25, 29 et 30)
- Zone WE : niveaux séparés (niv.15 et 25)

Beaufor

- Zone E : même station (niveau 1750)
- Zone C : même station (niveau 1750)

2.2 – DESCRIPTION DES MINÉRAUX DATÉS

Les échantillons sont associés à des lames minces permettant de caractériser l'habitus des minéraux analysés (Fig. 2.1).

2.2.1 – Amphiboles

Les amphiboles sont présentes dans le faciès non déformé de l'intrusion de Bourlamaque à hauteur de 5% environ (déstabilisation en chlorite dans les zones de cisaillement) et visibles dans certains dykes mafiques porphyriques. Elles montrent généralement de la chloritisation et

une fracturation faible à modérée qui peut les démembrer. Certaines amphiboles conservent toutefois un cœur qui semble relativement frais (Fig. 2.1 A).

2.2.2 – Micas blancs

Les micas blancs se présentent sous forme de séricite et de muscovite. La granulométrie fine de la séricite rend leur séparation difficile, et les grains analysés correspondent généralement à des agrégats de quelques séricites. Dans les veines de quartz, les amas de micas blancs sont visibles macroscopiquement dans les zones de quartz bréchifié sous forme de poches centimétriques à pluri-centimétriques très localement. Les muscovites sont visibles microscopiquement, situées dans les fractures du quartz ou bien entre les cristaux des zones ayant subi de la recristallisation (Fig. 2.1 B, C, D, E, F). Dans les mylonites, la schistosité est fortement soulignée par des amas enchevêtrés de séricite, avec localement des muscovites bien cristallisées plus facilement extractibles lors du tri des minéraux sous loupe binoculaire (Fig. 2.1 G, H, I). Les amas de séricite sont constitués d'un mélange issu d'une part des circulations hydrothermales associées à la minéralisation et d'autre part du démembrement des plagioclases séricitisés antérieurement (Fig. 2.1 J).

2.2.3 – Biotite

L'observation en lame mince des biotites de l'intrusion non déformé montre généralement une chloritisation assez marquée. Toutefois, une biotite issue d'une carrière pour enrochement a pu être datée. L'intrusion a ici un aspect particulièrement massif, exempt de schistosité (c'est-à-dire que la déformation régionale n'est pas enregistrée) et montre une légère teinte verdâtre typique du faciès du schiste vert. Il n'y a pas de cisaillement ou de traces de circulations de fluides localisées à proximité.

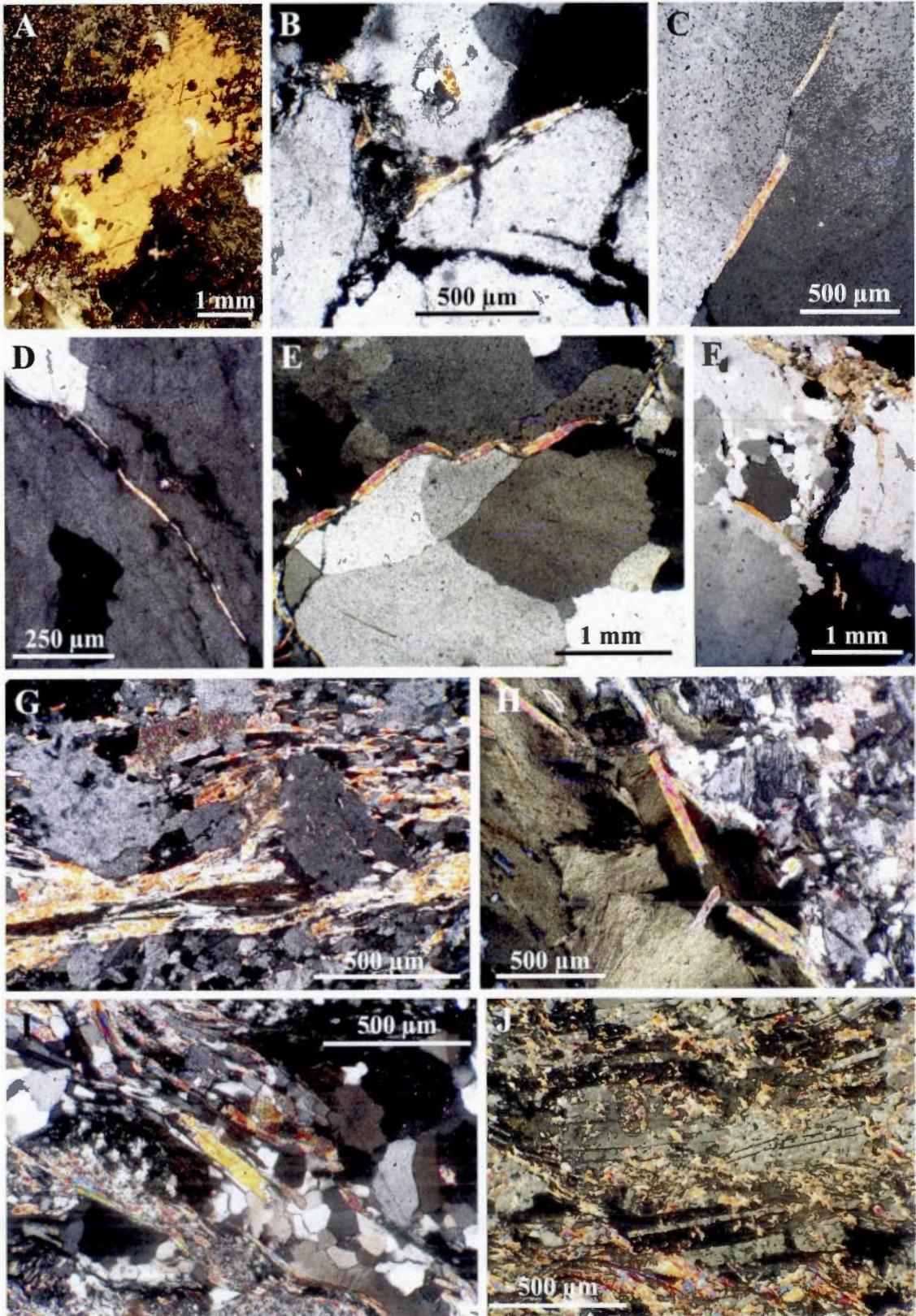


Figure 2.1 : Aspect en lame mince (LPA) des amphiboles et micas blancs échantillonnés pour datation. Amphibole de l'encaissant dioritique non déformé du gisement du Lac Herbin au niveau 25 (A). Les micas blancs des veines de cisaillements (photos B à F) sont localisés dans les fractures ou les espaces intergranulaires. B) Zone S3 du gisement du Lac Herbin (sous-niveau 25). C) Veine de cisaillement d'affleurement de surface (SNBK). D) E) Veines du gisement Beacon 2, respectivement des zones Canmet et New Vein. F) Zone HW du gisement du Lac Herbin (sous-niveau 17). Dans les cisaillements mylonitiques (photos G à J), les micas blancs sont généralement sous forme d'amas de séricite (G, Zone S3 du gisement du Lac Herbin, niveau 29) avec localement des muscovites bien cristallisées (H et I, respectivement à la mine Beaufor – échantillon BF1750-7A – et au niveau d'un affleurement de surface – échantillon non-daté). Une partie des séricites provient de la cataclase des plagioclases altérés (J, Zone S3 du gisement du Lac Herbin, niveau 25).

2.3 – RÉSULTATS ET INTERPRÉTATION

Au total, 51 échantillons ont été analysés, représentant plus de 1240 étapes de température correspondant aux âges apparents. La reproductibilité des mesures et l'apparition marquée de certains groupes d'âges témoignent d'une certaine homogénéité dans le signal géochronologique et de la validité des résultats, aussi bien sur les amphiboles que sur les micas blancs.

2.3.1 – Amphiboles

2.3.1.1 – Résultats

Encaissant plutonique

Six amphiboles de l'encaissant plutonique ont été datées (Fig. 2.2), l'une issue d'un échantillon collecté en surface (JS-1) et cinq issues d'échantillons de diorite du gisement Lac Herbin, prélevés aux niveaux 15, 20, 25, 29 et 30.

Les analyses réalisées sur grains individuels d'amphiboles ont systématiquement été dupliquées. Elles permettent le calcul d'âges plateaux et pseudo-plateaux compris entre 2692.4 ± 1.8 Ma et 2613.3 ± 2.3 Ma, définissant néanmoins deux groupes assez distincts dans les gammes d'âges 2681-2692 Ma (groupe 1) et 2640-2650 Ma (groupe2). Sans entrer exagérément dans les détails, tous les spectres d'âges du groupe 1 sont perturbés, ne permettant pas le calcul d'âges plateaux, mais uniquement de pseudo-plateaux et présentent souvent des formes en selle caractéristiques, fréquemment reproductibles. Les spectres d'âges du groupe 2 semblent globalement moins perturbés et sont également reproductibles, à l'exception de l'amphibole JSN25-4. Lorsque perturbés, les spectres d'âges du groupe 2 présentent généralement une

croissance des âges apparents depuis les étapes de basses températures vers les étapes de hautes températures. Les segments de basses températures varient dans la gamme 2628-2630 Ma tandis que les segments de hautes températures varient dans la gamme 2640-2650 Ma. Le spectre d'âges le plus perturbé, avec une forme de spectre d'âges atypique, est fourni par l'un des duplicats de l'amphibole JSN25-4. Il montre aux étapes de hautes températures une forme en selle présentant le pseudo-plateau le plus jeune du groupe des amphiboles (2613.3 ± 2.3 Ma), précédant l'étape de fusion vers 2646 Ma.

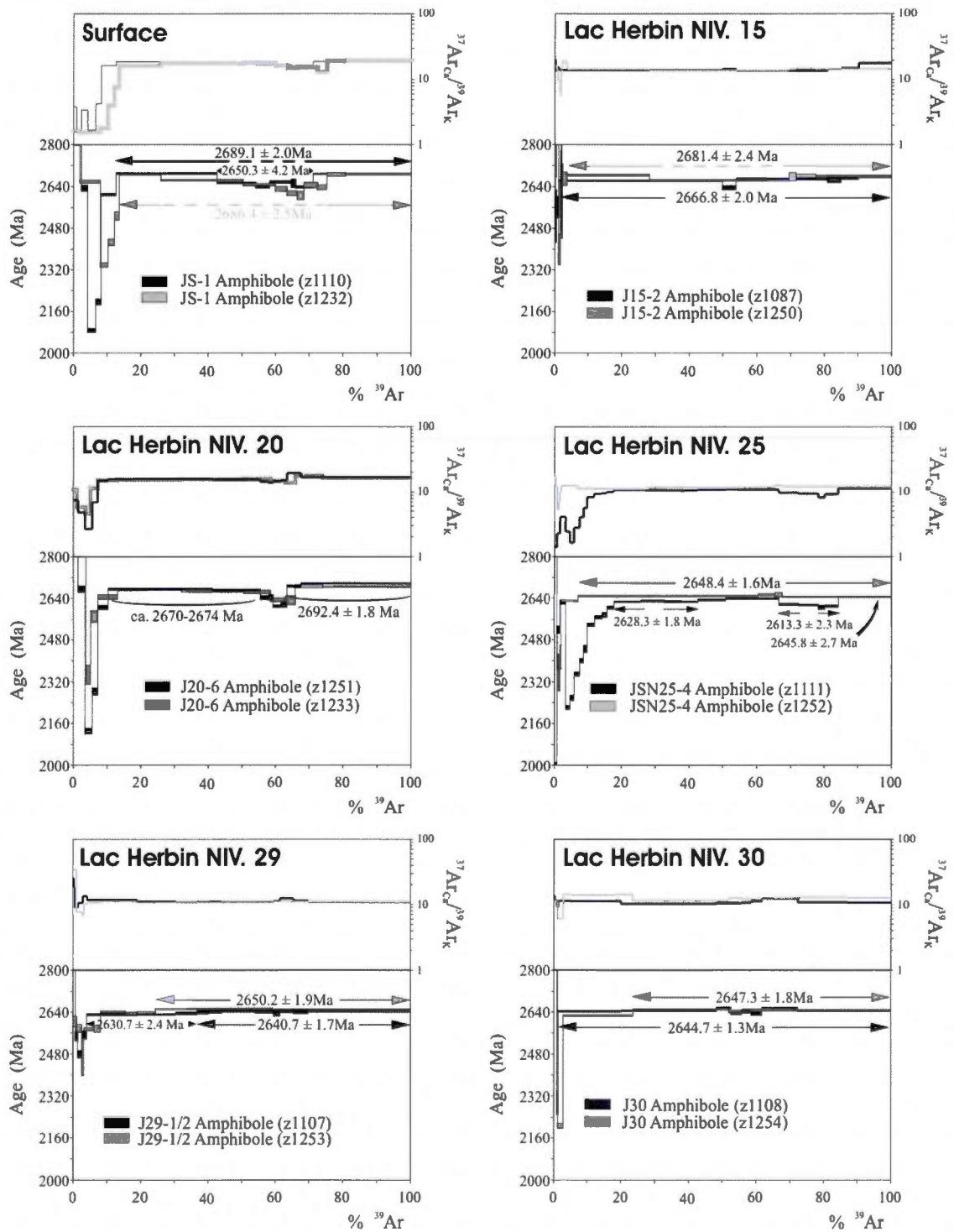


Figure 2.2 : Spectres d'âges et variations $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ des amphiboles issues de l'intrusion de Bourlamaque non déformé.

Dykes mafiques

Trois dykes mafiques avec phénocristaux d'amphiboles, intrusions au sein du pluton de Bourlamaque, ont été analysés (Fig. 2.3). Les amphiboles ne sont pas considérées comme étant métamorphiques mais magmatiques du fait du grade métamorphique au faciès du schiste vert. Seuls deux résultats sont exploitables. L'amphibole d'un dyke échantillonné en forage (échantillon LH-04-25) a fourni un spectre d'âges très perturbé avec une forme en selle aux étapes de moyennes températures, avec un âge apparent minimum vers 2520 Ma, et des âges apparents croissants jusqu'à l'étape de fusion à 2669 ± 3.6 Ma (Fig. 2.3 A). La seconde amphibole, provenant d'un dyke échantillonné en surface (échantillon TG-AMPH), a fourni un spectre d'âges moins perturbé permettant le calcul d'un âge plateau à 2666.5 ± 3.1 Ma, malgré une très légère forme en selle avec un âge apparent minimum vers 2653 Ma. Une perturbation à ca. 2600 Ma est également visible (Fig. 2.3 B).

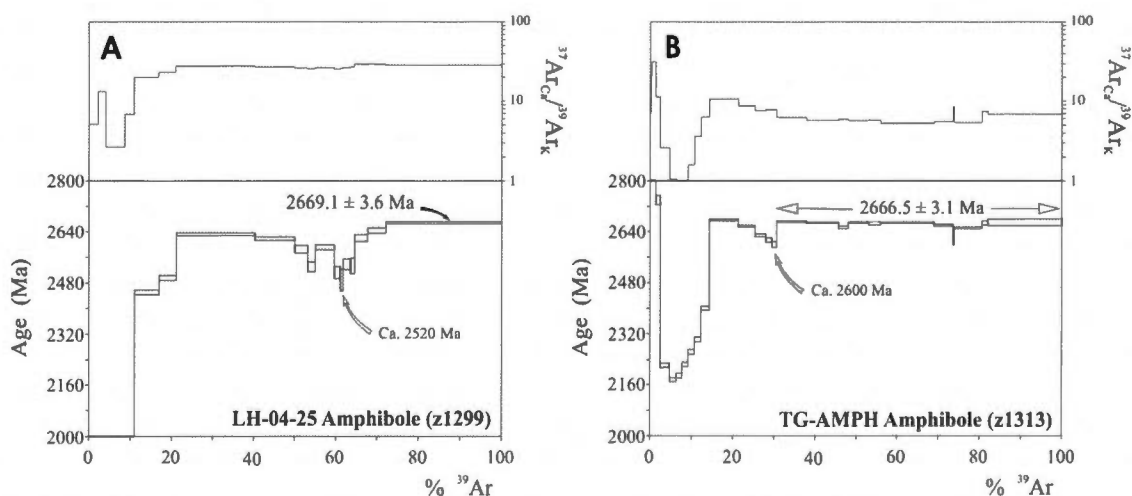


Figure 2.3 : Spectres d'âges et variations $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ d'amphiboles issues de dykes mafiques. A) Dyke à phénocristaux d'amphiboles échantillonné dans un forage du gisement du Lac Herbin. B) Dyke à phénocristaux d'amphiboles et de feldspaths échantillonné en surface.

2.3.1.2 – Discussion des résultats obtenus sur les amphiboles

Les âges fournis par les amphiboles du pluton de Bourlamaque dans la gamme de 2681-2692 Ma sont relativement proches de l'âge de cristallisation de l'intrusion communément admis à 2700 Ma, obtenu par U/Pb sur zircon (Wong *et al.* 1991). Tous ces spectres d'âges faisant état de perturbations assez conséquentes, les âges pseudo-plateaux les plus élevés, dans la gamme 2689-2692 Ma, fournissent des estimations par défaut de l'âge de refroidissement de l'intrusion.

Les perturbations plus ou moins prononcées observées sur la majorité des spectres d'âges fournis par les amphiboles ne peuvent à priori être imputées à des facteurs purement thermiques dans la mesure où cela impliquerait des températures supérieures à 550°C (cf. discussion à l'annexe A sur les températures de fermetures isotopiques). En effet, le pluton de Bourlamaque ne présente aucune trace d'évènements dont le grade métamorphique serait supérieur au faciès du schiste vert (Campiglio, 1977).

Concernant les amphiboles issues de l'intrusion plutonique lui-même (Fig. 2.2), si l'on exclut les étapes de basses températures qui expriment clairement l'existence d'une altération tardive des grains d'amphibole analysés, très visible sur les spectres $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ des amphiboles JS-1, dans une moindre mesure pour les amphibole J20-6 et pour l'une des amphiboles JSN25-4, avec des rapports $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ nettement inférieurs à 10 qui suggèrent que le dégazage ne concerne pas des phases du type amphibole, les parallèles observables entre les spectres $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ et les spectres d'âges suggèrent des recristallisations partielles des grains analysés. Ceci est particulièrement visible sur les amphiboles JS-1 pour lesquelles les formes en selle présentes sur les spectres d'âges vers 2650 Ma sont également observables sur les spectres $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$. Il en est de même, dans une moindre mesure, pour l'une des amphiboles J15-2 (expérience z1250) et les deux amphiboles J20-6. Ces variations des rapports $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ traduisent un changement de composition chimique ($\text{CaO}/\text{K}_2\text{O} = ^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}} \times 2.179$; Deckart, Feraud et Bertrand, 1997) probablement en lien avec des phénomènes de recristallisation partielle. Malo *et al.* (2008) ont proposé cette hypothèse pour expliquer des formes de spectres d'âges et $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ similaires obtenues sur des amphiboles des Appalaches du Québec. Sans volonté de surinterprétation des données, il semble que les rapports $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ des amphiboles qui préservent le mieux les âges vers 2690 Ma (JS-1, J15-2 ou J20-6) soient très légèrement supérieurs à ceux des amphiboles du groupe 2 (JSN25-4, J29-1/2 ou J30) avec des âges vers ca. 2640-2650 Ma, semblant confirmer de possibles recristallisations. Les perturbations observées

sur ces amphiboles dans le cadre de cette étude ont lieu à des températures inférieures aux températures de fermeture isotopique des amphiboles car il n'y a aucune évidence d'un évènement thermique majeur affectant le pluton de Bourlamaque. Ces perturbations ne peuvent pas non plus être attribuées à de la déformation, puisque les échantillons, prélevés en dehors des couloirs de déformation, en sont pratiquement indemnes. Seule la présence de fluides en imprégnation dans la roche ou en circulation et en déséquilibre avec les amphiboles du pluton est susceptible de provoquer les phénomènes de recristallisations suggérés par les analyses $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$. La présence de ces fluides pourrait être en lien (1) avec l'intrusion largement documentée de dykes dans le pluton, (2) avec le métamorphisme au faciès du schiste vert qui affecte tant le pluton que les dykes ou (3), pour les perturbations à ca. 2650 Ma et moins, un phénomène autre plus jeune que les deux précédents (puisque le métamorphisme estimé entre 2660-2680 Ma affecte les dykes mafiques), comme la mise en place de roches intrusives ou un autre épisode métamorphique par exemple.

Les deux spectres d'âges fournis par des amphiboles de dykes mafiques encaissés dans l'intrusion de Bourlamaque (LH-04-25 et TG-AMPH; Fig. 2.3) montrent également, à l'exception des rapports $^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$ des étapes de basse température nettement inférieurs à 10 qui suggèrent que le dégazage ne concerne pas des phases du type amphibole, une forme en selle (légère pour l'échantillon LH-04-25) des rapports $^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$, compatible avec les perturbations visibles sur les spectres d'âges, suggérant une recristallisation partielle des amphiboles. Ces dernières fournissent un âge de fusion et un âge pseudo-plateau concordants vers 2666-2669 Ma qui peuvent être interprétés comme un âge minimal de cristallisation. Cet âge est en assez bon accord avec l'âge de la perturbation observée sur les deux amphiboles J20-6 vers 2670-2674 Ma ou éventuellement l'âge plateau de l'une des amphiboles J15-2 vers 2667 Ma, semblant conforter l'« hypothèse 1 » d'un lien possible entre les perturbations observées sur les amphiboles du pluton et l'intrusion post-refroidissement au sein du pluton d'un essaim de dykes mafiques, ou bien l'« hypothèse 2 » du métamorphisme régional affectant à la fois les amphiboles du pluton et des dykes.

Néanmoins, trois des six amphiboles analysées de l'encaissant plutonique fournissent des âges plateaux et pseudo-plateaux dans la gamme 2640-2650 Ma, sensiblement plus jeunes que les âges des amphiboles des dykes mafiques, suggérant l'existence d'une perturbation intervenant ultérieurement à l'intrusion des dykes. En effet, les durées de refroidissement

estimées pour les dykes mafiques, de l'ordre de quelques mois au maximum (Delaney, 1987), sont incompatibles avec les âges sur amphiboles à 2650 Ma. Cette incompatibilité est renforcée par le fait que les spectres d'âges des amphiboles provenant des dykes sont eux-mêmes perturbés. Il semble donc nécessaire d'envisager l'existence d'un ou plusieurs autres phénomènes perturbateurs pour expliquer une partie des résultats obtenus sur les amphiboles du pluton ainsi que sur les amphiboles des dykes.

A ce stade, il est important de constater, concernant les amphiboles de l'encaissant plutonique, qu'il existe une relation nette entre les âges obtenus et la profondeur d'échantillonnage: les âges les plus vieux (2681-2692 Ma) sont obtenus sur les amphiboles JS-1, J15-2 et J20-6, les plus proches de la surface, tandis que les âges les plus jeunes (2640-2650 Ma) proviennent des amphiboles les plus profondes (JSN25-4, J29-1/2 et J30). Ce constat suggère que le ou les événements perturbateurs à l'origine des âges les plus jeunes observés (2613 à 2650 Ma) ne sont pas des phénomènes globaux mais seraient par nature proximaux, puisque les amphiboles ne sont pas toutes affectées de la même manière par les fluides présents dans l'intrusion de Bourlamaque. L'impact de ces fluides sur les amphiboles est donc local.

L'examen de détail des spectres d'âges des amphiboles de l'intrusion plutonique (Fig. 2.2) montre que la perturbation vers 2640-2650 Ma est suivie par une ou plusieurs autres perturbations, marquées par des pseudo-plateaux vers 2630 Ma (échantillons JSN25-4 et J29-1/2) et vers 2613 Ma (échantillon JSN25-4). Par ailleurs, l'âge pseudo-plateau vers 2613 Ma est similaire à un âge pseudo-plateau de HT vers 2612 Ma obtenu sur un mica blanc (échantillon BF1750-7C) à la mine Beaufor (cf. section 2.3.2), ce qui pourrait suggérer que les perturbations vers 2630 et 2613 Ma observées sur les amphiboles du pluton soient en lien avec les minéralisations aurifères.

En résumé, les spectres d'âges $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_k$ obtenus sur les amphiboles de la roche plutonique de l'intrusion de Bourlamaque fournissent une estimation minimale de l'âge de l'intrusion (> 2690 Ma) et suggèrent l'existence d'au moins deux événements perturbateurs subséquents :

- un événement bien défini (5 âges plateaux) vers 2640-2650 Ma qui ne semble en lien ni avec le métamorphisme au faciès du schiste vert (datée vers 2690-2670 Ma), ni avec l'intrusion des dykes mafiques vers 2666-2670 Ma. La nature de cet événement semble être proximale puisqu'il induit, sur une profondeur limitée (environ 300 m), un gradient vertical dans l'intensité de la

recristallisation apparente des amphiboles. Cette recristallisation de moins en moins conséquente des amphiboles vers la surface pourrait être corrélée à une circulation ascendante de fluides en déséquilibre avec l'encaissant, pouvant par exemple être liée à la mise en place de la suite granitique du batholite de Preissac-Lacorne entre 2660 et 2642 Ma (Daigneault, Mueller et Chown, 2002).

- un ou plusieurs évènement(s) « tardif(s) » (2630-2613 Ma), beaucoup moins affirmé(s), également observé(s) sur les échantillons prélevés en profondeur dans la mine du Lac Herbin, et qui semble(nt) concomitant(s) d'un âge obtenu sur les minéralisations (2611.9 ± 3.6 Ma, échantillon BF1750-7C à la mine Beaufor).

2.3.2 – Micas blancs

2.3.2.1 – Résultats

Mylonites

Dix-sept échantillons de zones cisailantes mylonitiques ont pu être analysés. Onze proviennent du gisement Lac Herbin et concernent les zones HW, S1, S3, WE et HW3, deux échantillons proviennent de la mine Beaufor (zones C et E) et quatre d'affleurements en surface. Les âges associés à des pseudo-plateaux s'échelonnent de 2420 Ma à 2565 Ma environ et les âges HT de 2440 Ma à 2570 Ma environ. L'ensemble couvre au total un spectre d'environ 150 Ma.

Veines de quartz

Vingt-cinq échantillons de veines de quartz associées aux cisaillements porteurs de minéralisation ont pu être analysés. Douze proviennent du gisement Lac Herbin, dont une veine d'extension, et concernent les zones HW, S1, S3, WE, S2 et BZ. Quatre échantillons proviennent de la mine Beacon 2 (zones Canmet et New Vein), trois de la mine Beaufor (zones C, E et F) et quatre d'affleurements de surface. Les âges plateaux et pseudo-plateaux s'échelonnent de 2435 Ma à 2590 Ma environ et les âges HT de 2500 Ma à 2615 Ma environ. L'ensemble couvre au total un spectre d'environ 180 Ma.

Couples mylonite/veine

Les zones de cisaillement mylonitique et les veines de quartz associées sont structurellement contemporaines et présentent en première approche des gammes d'âges qui globalement se recouvrent. Les âges plateaux ou pseudo-plateaux les plus jeunes sont enregistrés par les cisaillements mylonitiques (2422.5 ± 1.8 Ma, échantillon J25-8-S1, voir p. 156) tandis que les âges pseudo-plateaux de HT les plus vieux sont fournis par les veines de quartz (2611.9 ± 3.6 Ma, échantillon BF1750-7C, voir p. 157). D'une manière générale, les spectres des veines de quartz enregistrent des âges apparents plus vieux que ceux des zones de cisaillement mylonitique, ce qui est cohérent avec le modèle de faille-valve (Sibson, Robert et Poulsen, 1988).

2.3.2.2 – Commentaires sur l'interprétation des spectres des micas blancs

Plusieurs études concernant la datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur micas blancs de zones mylonitiques de bas grade métamorphique (typiquement au faciès du schiste vert), c'est-à-dire dans un contexte de recristallisation dynamique, soulignent plusieurs points importants à considérer pour l'interprétation :

- (1) Pour être lisible, la recristallisation dynamique doit avoir lieu en deçà de la fenêtre de fermeture isotopique du minéral concerné (Wijbrans et McDougall, 1986; Dunlap *et al.*, 1991; West et Lux, 1993).
- (2) Une population de micas blancs associée à la déformation peut être «contaminée» par des reliquats antérieurs à la déformation (West et Lux, 1993; Dunlap, 1997). La possibilité de travailler sur minéraux individuels avec une sonde laser tend à minimiser cette difficulté sans pour autant la résoudre puisque qu'un grain peut enregistrer une histoire polyphasée.
- (3) Au faciès du schiste vert, les grains croissent à partir d'une phase fluide initialement située aux limites de grains. Lors de la déformation, les grains peuvent devenir instables, se dissoudre et recristalliser de manière cyclique (White *et al.* 1980; Dunlap, 1997). Les micas peuvent cristalliser sous leur température de rétention, impliquant que les grains plus anciens peuvent être partiellement préservés par des événements plus jeunes produisant de nouveaux micas blancs.

(4) Le cœur des micas blancs est susceptible de conserver des reliques de compositions isotopiques originelles dans des contextes polymétamorphiques au faciès du schiste vert (Hames et Cheney, 1997).

(5) Les spectres d'âges en contexte polymétamorphique peuvent présenter une géométrie en marches d'escalier, traduisant vraisemblablement l'évolution de la déformation dans le cas des mylonites par cristallisation de nouvelles phases minérales et recristallisation partielle ou totale des phases existantes au fur et à mesure de l'évolution du système (West et Lux, 1993; Dunlap, 1997).

(6) La présence de perturbations concaves (formes en selles ou *saddle shaped age spectrum*) dans les spectres reflète vraisemblablement le mélange de différentes composantes d'argon radiogénique, c'est-à-dire de différents réservoirs et donc de différentes phases minérales d'un même grain ou amas (recristallisation partielle ou surcroissance de phase). Les âges HT correspondraient au dégazage des micas précoces et les âges de température intermédiaire correspondraient à la combinaison du dégazage des micas néoformés et des micas anciens. La base de la perturbation concave représenterait alors l'âge maximum de la recristallisation et les épaulements l'âge minimum de la fermeture initiale du système (Cheilletz *et al.*, 1999; Alexandrov, Ruffet et Cheilletz, 2002; Tartese *et al.*, 2011; Fig. 2.4).

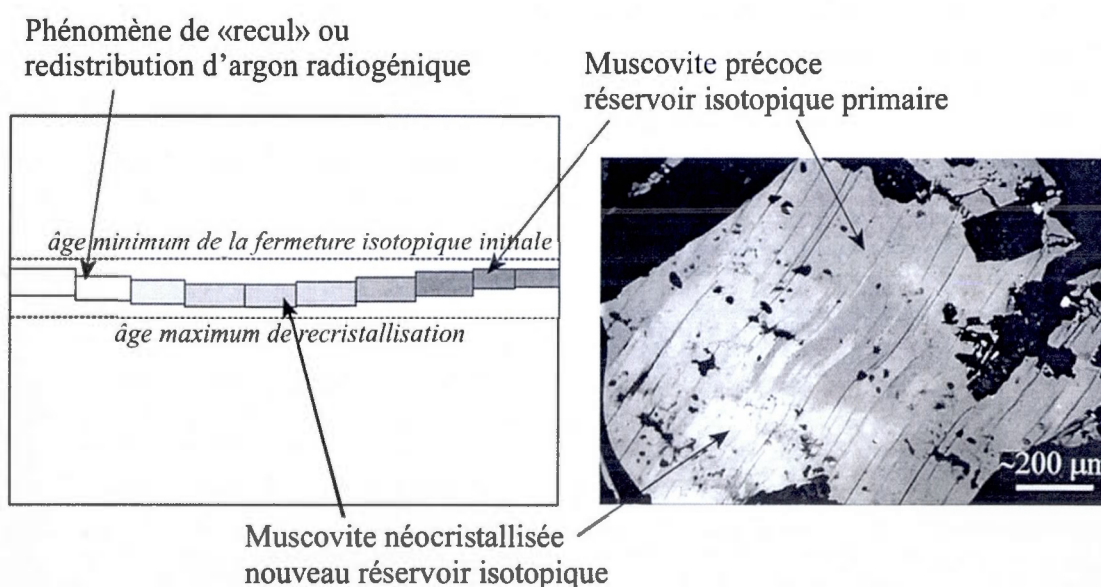


Figure 2.4 : Modèle schématique d'interprétation des spectres d'âges présentant une forme en selle (*saddle-shaped age spectra*). Tiré d'Alexandrov, Ruffet et Cheilletz (2002).

En considérant ces éléments dans le contexte des minéralisations filoniennes aurifères du pluton de Bourlamaque :

(1) La température de fermeture considérée est de 450-500°C pour les muscovites (cf. discussion sur les températures de fermeture à l'annexe A), définissant globalement la limite entre les faciès schiste vert et amphibolite. Néanmoins, les micas blancs analysés sont fréquemment de la séricite ou des agrégats de micas blancs (muscovites?) de petites tailles pour lesquels il semblerait raisonnable d'envisager des températures de fermeture isotopique plus basses, bien que difficilement quantifiables, en raison de tailles de domaines diffusifs probablement plus faibles que celles de muscovites pleinement cristallisées. La minéralogie associée à la minéralisation filonienne aurifère est clairement au faciès du schiste vert, donc vraisemblablement avec des températures maximum autour 450°C. Robert et Kelly (1987) annoncent des conditions entre 300° et 400°C, Kerrich et King (1993) proposent des conditions entre 260° et 380°C. Dans la zone tectonique de Cadillac, Neumayr et Hagemann (2002) documentent des températures de minéralisation entre 300° et 450°C. D'après l'ensemble des données d'inclusions fluides du champ filonien de la région de Val-d'Or, Beaudoin et Pitre (2005) proposent une température représentative des conditions thermiques moyennes dans la région de 350°C. À la mine du Lac Herbin, l'étude de Beaudoin (2010) montre des données compatibles, mais également localement la présence d'inclusions fluides primaires associées à la minéralisation avec des températures d'homogénéisation plus élevées, entre 425 et 582°C. Néanmoins on peut dans l'ensemble considérer que la recristallisation dynamique a lieu en deçà de, ou à la température de fermeture des micas blancs, et que ces derniers enregistrent préférentiellement des âges de (re)cristallisation.

(2) Les reliquats de micas blancs antérieurs à la déformation décrits par West et Lux (1993) correspondent à des porphyroclastes de taille importante (de quelques centaines de μm jusqu'à 2 cm). La minéralogie primaire du pluton de Bourlamaque ne contient pas de micas blancs (Belkibir, 1990). Les micas blancs présents dans les zones minéralisées sont contemporains de la déformation et des circulations hydrothermales. Seule la séricitisation des plagioclases de l'encaissant non déformé, probablement liée au métamorphisme régional, est antérieure à la déformation mylonitique et à l'hydrothermalisme associé. Toutefois, cette séricite est de granulométrie très fine (quelques dizaines de μm) et constitue des reliquats très différents des porphyroclastes d'origine détritiques documentés par West et Lux (1993) et Dunlap (1997).

Seuls les grains grossiers sont susceptibles de conserver des reliques d'âges anciens, les âges jeunes étant associés à la recristallisation et à la réduction de la taille des grains dans les zones de déformation (Hames et Cheney, 1997). Cette séricite fine issue de l'altération des plagioclases est donc vraisemblablement entièrement recristallisée lors de la déformation cisailante au faciès du schiste vert et son impact est par conséquent considéré négligeable.

(3) La dissolution/recristallisation cyclique potentielle pendant la déformation, tout en préservant localement des générations de micas plus anciens, implique qu'il est théoriquement possible d'appréhender une durée de fonctionnement de la déformation et éventuellement des circulations de fluides. Néanmoins, des âges plateaux ou pseudo-plateaux peuvent être clairement exprimés sur certains spectres d'âges et mal exprimés ou absents sur d'autres, même à une échelle très locale (Fig. 2.5). Pour autant, ceci n'implique pas que les perturbations afférentes n'aient pas de signification à l'échelle de la zone d'étude.

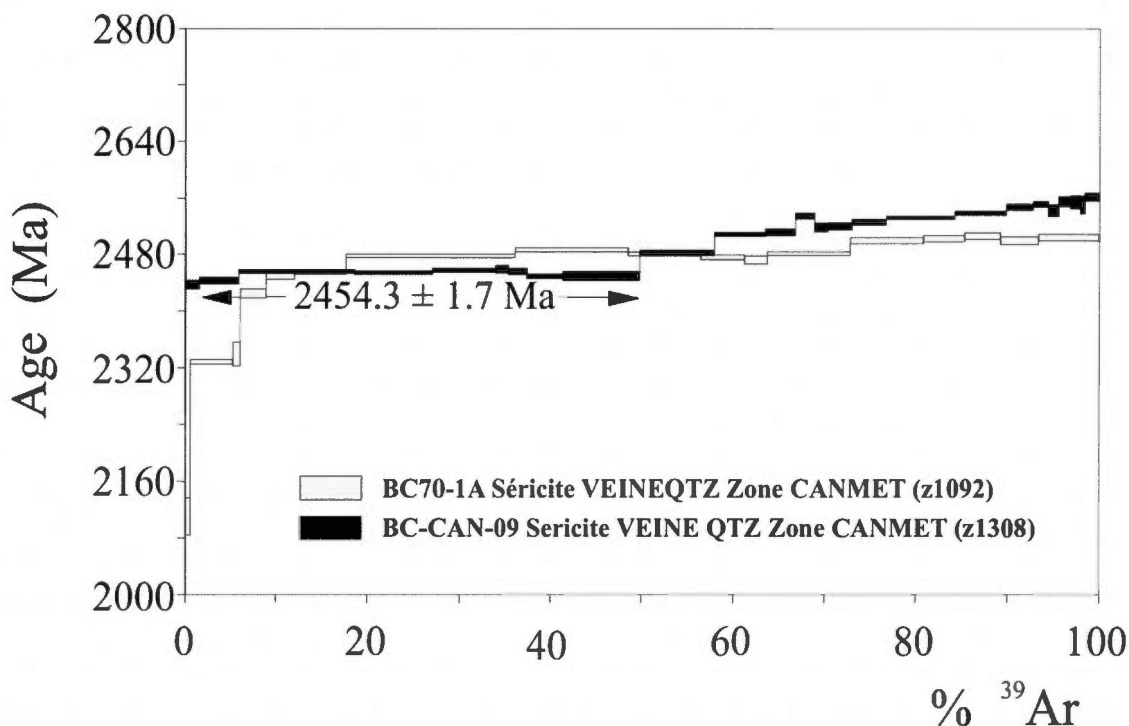


Figure 2.5 : Spectres d'âges de la zone Canmet, dans le gisement Beacon 2. Les spectres correspondent à deux échantillons d'une même veine de quartz, prélevés au même endroit et datés séparément (localisation à la figure 1.34). La géométrie des spectres illustre les variations de l'enregistrement du signal géochronologique à l'échelle de l'affleurement et l'expression locale des âges plateaux ou pseudo-plateaux.

(4) Les étapes de hautes températures des spectres, qui expriment le dégazage des domaines de micas les moins affectés par les phénomènes de dissolution/recristallisation subséquents, sont susceptibles de fournir des âges proches de la cristallisation initiale du mica blanc, ou du moins d'en donner un âge minimal.

(5) Une majorité de spectres, en particulier associés aux zones mylonitiques, montrent une géométrie en marches d'escalier compatible avec les résultats proposés dans la littérature concernant l'analyse géochronologique d'échantillons partiellement recristallisés lors d'une phase de déformation (par ex. West et Lux, 1993; Kirschner *et al.*, 1996) (Fig. 2.6) mais qui pourrait être également compatible avec des phénomènes de recristallisation partielle ou l'adjonction de surcroissances par néocristallisation de phases minérales plus récentes au sein des veines de quartz (âge pseudo-plateau sur le spectre BC-CAN-09; Fig. 2.5).

(6) Plusieurs spectres montrent des formes en selle marquées (en particulier ceux de la mine Beaufor, voir p. 157), et l'observation en lame mince des micas blancs suggère fortement la présence conjointe de plusieurs générations minérales, en particulier dans les mylonites sous l'effet de la déformation continue et de la recristallisation progressive des séricites. L'interprétation proposée par Cheilletz *et al.* (1999) et Alexandrov, Ruffet et Cheilletz (2002), selon laquelle les épaulements d'une perturbation concave représenterait l'âge minimum de la fermeture initiale du système isotopique et la base de la perturbation l'âge maximum de la recristallisation (Fig. 2.4), pourrait donc en partie s'appliquer aux données obtenues dans cette étude, permettant de proposer une lecture de ces perturbations.

2.3.2.3 – Discussion des résultats obtenus sur micas blancs

Cohérence des résultats

La figure 2.5 illustre le fait que des âges plateaux AP (comportant au moins trois étapes successives représentant au moins 70% de ^{39}Ar total dégazé) ou pseudo-plateaux PAP (remplissant les mêmes conditions mais avec un total d' ^{39}Ar total dégazé inférieur à 70%) peuvent être clairement exprimés sur certains spectres d'âges, et mal exprimés ou absents sur d'autres, même à une échelle très locale. Pour autant, la reproductibilité des résultats est tout à fait possible et est illustrée par exemple par la superposition des spectres associés au cisaillement de la zone HW au Lac Herbin (Fig. 2.6), bien que les minéraux datés proviennent de différentes

stations d'échantillonnage. Les spectres d'âges obtenus sur les micas blancs des veines de quartz de la zone S2 au Lac Herbin (Fig. 2.7), décrits en détail ci-dessous, illustrent que l'on est en mesure de produire des résultats cohérents, bien que l'expression de l'enregistrement géochronologique puisse varier d'un spectre à l'autre.

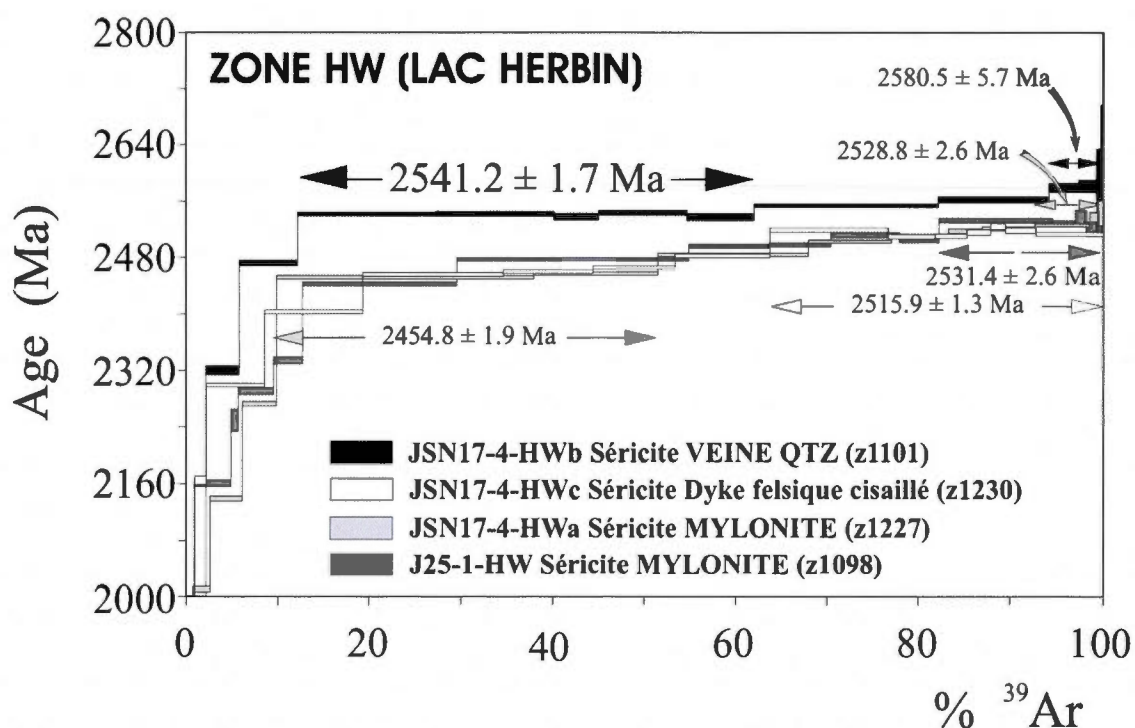


Figure 2.6: Spectres d'âges de la zone HW au Lac Herbin illustrant la reproductibilité des analyses.

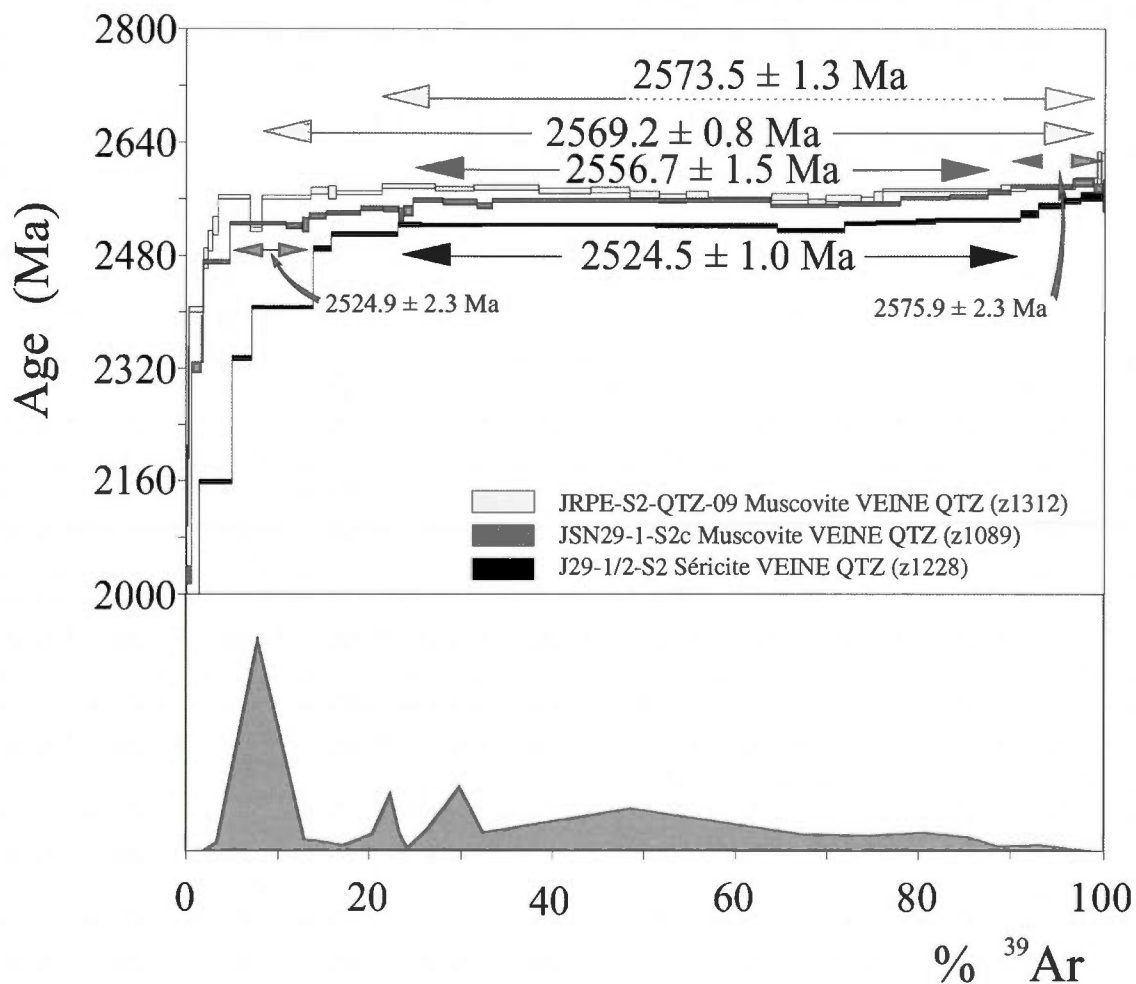


Figure 2.7: Spectres d'âges de micas blancs associés à la veine de cisaillement de la zone S2. La courbe du bas (en grisé) représente le dégazage de l'³⁹Ar_K de l'échantillon JSN29-1-S2c.

L'examen de détail et la comparaison des spectres d'âges obtenus pour la zone S2 montre une histoire complexe qui se déroule en plusieurs temps. Trois micas blancs de veines de quartz ont été analysés (JRPE-S2-QTZ-09, JSN29-1-S2c et J29-1/2-S2). Les trois spectres d'âges obtenus permettent de calculer des âges plateaux à 2569.2 ± 0.8 Ma, 2556.7 ± 1.5 Ma et 2524.5 ± 1.0 Ma. Dans le détail les trois spectres présentent de légères perturbations caractéristiques de recristallisations partielles ou de mélanges de phases minérales d'âges distincts. La présence de perturbations avec une forme en selle dans les spectres, bien que très légères pour les échantillons JSN29-1-S2c et J29-1/2-S2, reflète vraisemblablement le mélange de différentes composantes d'argon radiogénique, c'est-à-dire de différents réservoirs et donc de différentes phases minérales d'un même grain ou amas (recristallisation partielle ou

surcroissance de phase), comme le suggèrent les études de Cheilletz *et al.* (1999); Alexandrov, Ruffet et Cheilletz (2002) et Tartese *et al.* (2011).

Le spectre d'âges du mica blanc JRPE-S2-QTZ-09 présente une légère forme en selle caractéristique dont la signification a été discutée au point 6 de la section 2.3.2.2. L'analyse de ce spectre selon les critères présentés précédemment suggère la présence de deux composantes radiogéniques, la composante initiale aurait un âge au moins égal à 2573.5 ± 1.3 Ma (âge calculé sur les épaulements de la selle aux étapes de HT et BT) tandis que la composante associée probablement à une recristallisation partielle serait plus jeune que 2562.1 ± 2.0 Ma (âge calculé sur la base de la selle, non indiqué sur la figure).

Le spectre d'âges du mica blanc JSN29-1-S2c présente une forme sigmoïde (ou en marches d'escalier). L'âge plateau à 2556.7 ± 1.5 Ma a été calculé sur la partie médiane du spectre. Or la forme de ce spectre suggère une séquence de 3 évènements consécutifs. L'examen de détail montre 2 paliers, aux étapes de HT et BT, encadrant le segment sur lequel est calculé l'AP. Le segment de HT permet le calcul d'un PAP à 2575.9 ± 2.3 Ma tandis que le segment aux étapes de BT permet le calcul d'un PAP à 2524.9 ± 2.3 Ma. Le PAP de HT vers 2576 Ma est concordant avec l'âge supposé de cristallisation initiale pour le mica blanc JRPE-S2-QTZ-09. Il témoigne que la phase minérale datée vers 2557 Ma lors de l'analyse de l'échantillon JSN29-1-S2c résulte de la reprise d'une phase minérale probablement initialement cristallisée vers 2576 Ma. Le PAP de BT vers 2525 Ma s'apparente également à la reprise d'une phase minérale existante. D'une façon générale, les spectres d'âges représentent les âges apparents en fonction du dégazage de $^{39}\text{Ar}_K$ lors de l'incrémentation des étapes de température (jusqu'à la fusion du matériel) mais non directement en fonction de la température. Ainsi, à quantités de gaz égales, des étapes produites lors d'incrémentations de température différents (par exemple 10°C et 100°C) seront représentées de la même façon (même %) dans un spectre d'âges. Il peut donc être intéressant de visionner un spectre d'âges en examinant en parallèle le dégazage de $^{39}\text{Ar}_K$ pondéré par l'incrément de température de l'étape de chauffe (spectre de dégazage de $^{39}\text{Ar}_K$). Ainsi, sur la figure 2.7 il est immédiatement possible de voir que le PAP à 2524.9 ± 2.3 Ma de l'échantillon JSN29-1-S2c, qui bien que ne représentant que 10% du dégazage de $^{39}\text{Ar}_K$, est associé à un pic de dégazage majeur, ce qui confirme son importance. Ce pic de dégazage met clairement en évidence un sous-domaine au sein du grain analysé qui pourrait correspondre à la

néo-cristallisation sur le mica blanc « initial » d'un mica blanc secondaire, lors d'un évènement perturbateur vers 2525 Ma.

Cet âge vers 2525 Ma est clairement exprimé au travers d'un AP à 2524.5 ± 1.0 Ma obtenu sur le mica blanc J29-1/2-S2, confirmant son importance à travers l'enregistrement géochronologique. Ce mica blanc présente comme précédemment aux étapes de HT une augmentation des âges apparents, ce qui exprime probablement que l'âge vers 2524.5 Ma résulte également d'une reprise d'une phase minérale antérieure qui pourrait avoir initialement cristallisé vers 2576 Ma ou ultérieurement vers 2557 Ma.

Ces trois analyses qui concernent les veines de quartz d'une seule et même structure (S2) expriment une histoire séquentielle ayant duré plus de 50 Ma. Les coïncidences d'âges observées entre ces différents échantillons témoignent de la cohérence des résultats et suggèrent trois périodes d'activité au niveau des veines de quartz de la structure S2, vers 2576 Ma (âge potentiel de cristallisation), puis vers 2557 Ma et 2525 Ma (perturbations successives).

Signification des âges haute température (HT)

Les âges apparents obtenus sur les étapes de haute température (HT) lors de l'analyse des micas blancs fournissent une estimation minimale de l'âge de la cristallisation ou de la dernière recristallisation intégrale (Fig. 2.8).

Dans la mesure où les spectres d'âges sont perturbés, si les âges de HT ne correspondent pas à des âges plateaux ou pseudo-plateaux réellement significatifs, ils peuvent représenter en terme de dégazage le mélange dans des proportions variables entre au moins deux composantes radiogéniques, une composante de HT dont l'âge serait au mieux celui de la (re)cristallisation et une composante de plus basse température (BT) dont l'âge serait celui de la perturbation.

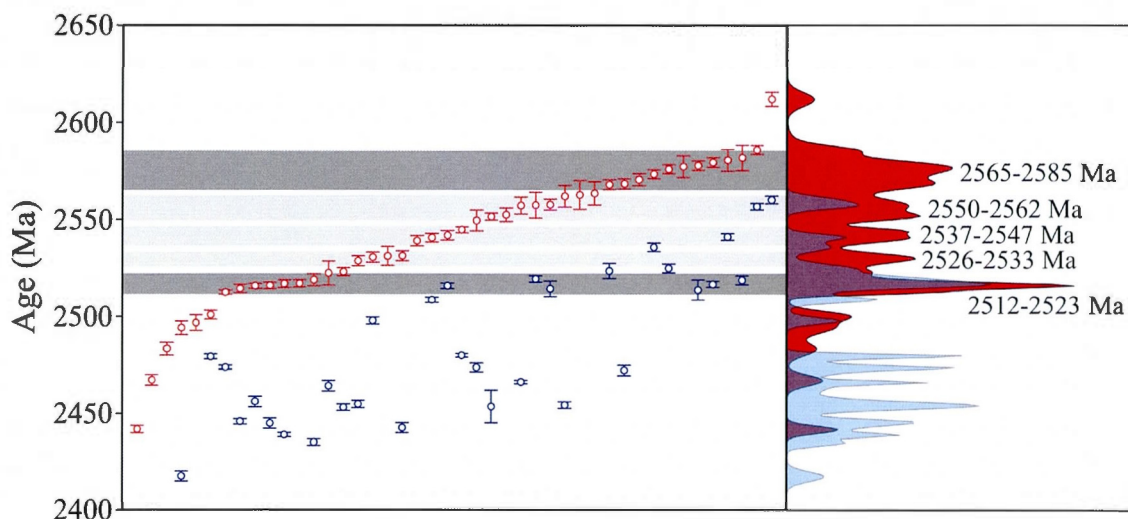


Figure 2.8 : Âges apparents ou âges pseudo-plateau correspondant aux étapes de haute température (HT) classés par âge croissant (en rouge) et âges apparents ou âges pseudo-plateau des étapes de basse température (BT, en bleu) correspondantes (même spectre d'âges) pour tous les micas blancs de cette étude (Lac Herbin, Beacon 2, Beaufor et affleurements de surface). Certaines étapes de BT non significatives ne sont pas reportées. Histogrammes de densité de probabilité des étapes de HT (en rouge) et des étapes de BT (en bleu). L'histogramme des étapes de BT est surimposé sur l'histogramme des étapes de HT.

Une telle formulation n'est recevable que si l'on envisage que la perturbation est imputable à une recristallisation partielle du minéral. La figure 2.8 montrent différents éléments :

- L'âge (pseudo-plateau) le plus vieux obtenu aux étapes de HT est 2611.9 ± 3.6 Ma (échantillon BF1750-7C, voir p. 157). Cet âge unique se démarque très nettement des autres résultats.
- Il y a une corrélation apparente entre les âges des étapes de HT et les âges des étapes de BT pour un même spectre d'âges. Ceci semble suggérer que les âges de HT sont en partie contrôlés par les âges de BT qui caractérisent la dernière perturbation enregistrée pour un échantillon donné.
- Les étapes de HT définissent 2 pics principaux à 2565-2585 Ma et 2512-2523 Ma et 3 pics moins clairement définis à 2550-2562 Ma, 2537-2547 Ma et 2526-2533 Ma.
- Les trois pics de HT à 2550-2562 Ma, 2537-2547 Ma et 2512-2523 Ma coïncident avec trois pics des étapes de BT.

Ce dernier point est particulièrement significatif car les âges de BT sont une estimation de l'âge d'une perturbation. Le fait que l'on observe parfois les mêmes groupes d'âges aux étapes de HT et BT signifie que certains échantillons ont été totalement recristallisés durant la perturbation détectée aux étapes de BT sur d'autres échantillons (car les âges de BT et HT ne peuvent être que disjoints pour un même échantillon si son spectre d'âges présente une forme en marches d'escalier). Si la réalité des 3 groupes intermédiaires (2550-2562 Ma, 2537-2547 Ma, 2526-2533 Ma) peut être discutée, l'existence d'un pic de fréquence plus jeune (2512-2523 Ma), clairement défini tant aux étapes de HT qu'aux étapes de BT, est indéniable et semble caractériser un évènement perturbateur significatif. De même, la réalité du pic de fréquence à 2565-2585 Ma, défini par plus d'une dizaine d'âges de HT, semble solide. Ces deux pics de fréquence très marqués sont compatibles avec les données $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et Sm/Nd documentées dans la région de Val-d'Or, et relativement proche de certains âges U/Pb (Tableau 1 et Fig. 2.9).

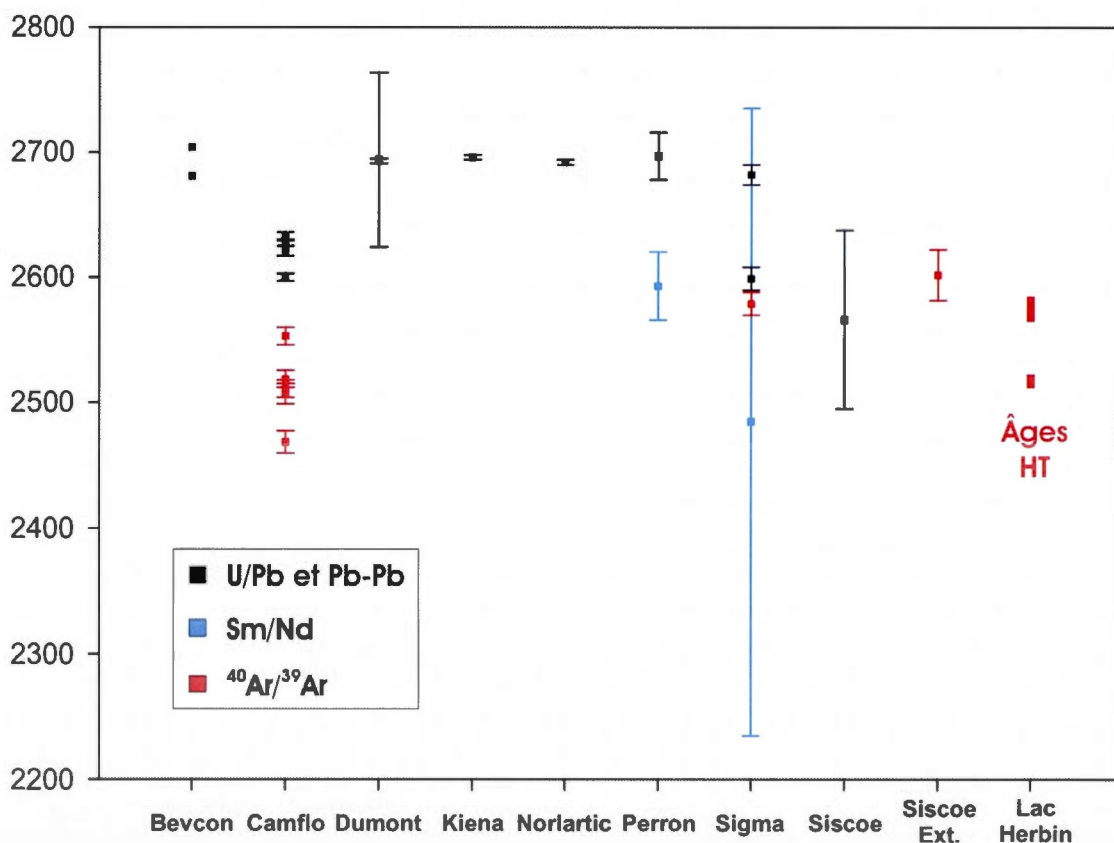


Figure 2.9 : Représentation graphique des âges (et de leur marge d'erreur) en lien avec la minéralisation filonienne aurifère dans la région de Val-d'Or. Les données reportées sont celles du tableau 1 (p. 29), à consulter pour le détail des objets géologiques et des minéraux datés.

L'étude des étapes de HT et BT seules présente deux biais significatifs. D'une part, il n'y a pas de distinction entre les résultats issus des veines de quartz et ceux issus des zones de cisaillement, puisque les différents groupes d'âges sont observés à la fois sur les veines de quartz et sur les épontes cisillées. Néanmoins les âges les plus vieux sont généralement observés sur les filons de quartz, à l'image de l'âge le plus vieux (vers 2612 Ma, échantillon BF1750-7C, voir p. 157) et en accord avec le fait que, pour les couples veine/mylonite, les âges mesurés sur les filons de quartz sont quasi systématiquement plus vieux que ceux mesurés sur leurs épontes cisillées. D'autre part, l'argumentaire présenté jusqu'à présent écarte intégralement les informations issues des étapes de températures intermédiaires des spectres d'âges. Or ce sont sur ces étapes intermédiaires que sont majoritairement définis les âges plateaux.

L'histogramme de densité de probabilité de l'ensemble des âges apparents issus des analyses de micas blancs pour les mines du Lac Herbin, Beacon 2 et Beaufor, ainsi que pour les affleurements de surface, montre deux pics principaux globalement peu discriminants (en jaune et en gris sur la figure 2.10) présentant des formes irrégulières avec des épaulements qui suggèrent qu'ils sont composites. La surimposition sur ce diagramme de l'histogramme de densité de probabilité de l'ensemble des âges plateaux obtenus dans le cadre de cette étude montre que la grande majorité de ces épaulements correspond à des pics de fréquence d'âges plateaux et confirme la nature composite des pics de fréquence des âges apparents. Ainsi le pic de fréquence principal des âges apparents (2505-2582 Ma, en gris) résulte de la conjonction de 6 pics de fréquence des âges plateaux dont chacun recouvre une gamme de temps de 5 à 10 Ma. Le second pic de fréquence des âges apparents, visible sur la figure de 2400 à 2505 Ma, très irrégulier, n'est étayé que par 3 pics de fréquence des âges plateaux. Ces âges « jeunes » sont observés à des étapes de plus basses températures que les âges définissant le groupe précédent et peu d'âges plateaux ont pu être calculés.

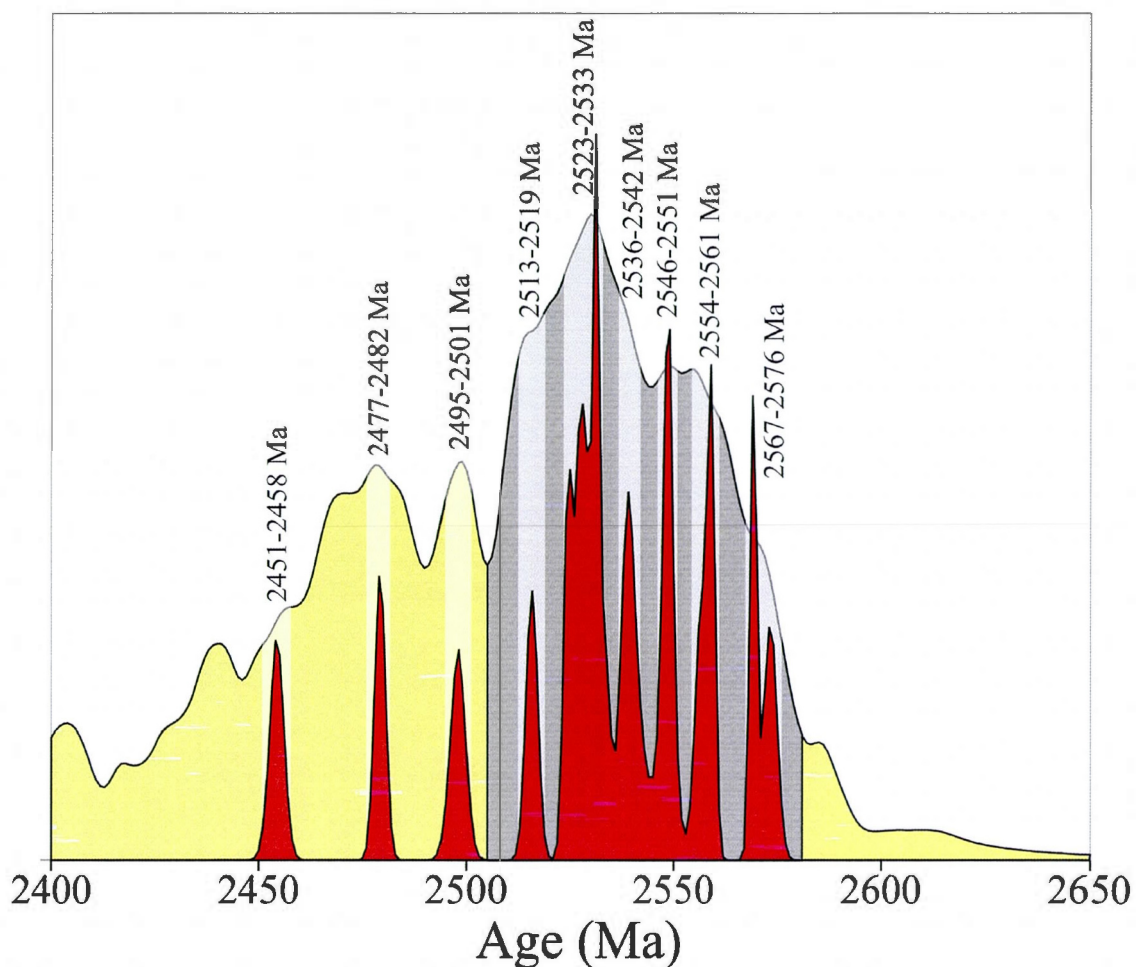


Figure 2.10 : Histogrammes de densité de probabilité de tous les âges apparents (veines de quartz et cisaillements des mines Lac herbin, Beacon 2 et Beaufort, ainsi que des affleurements de surface) mesurés sur micas blancs (jaune et gris) et de tous les âges plateaux sur micas blancs (rouge). Les échelles respectives des deux histogrammes sont distinctes.

Signification des âges plateaux, pseudo-plateaux et perturbations

À la différence des âges apparents, les âges plateaux et probablement les âges pseudo-plateaux se veulent une validation d'âges obtenue par le calcul de moyennes pondérées sur des répartitions gaussiennes d'âges apparents concordants dans leurs marges d'erreur. Ces âges plateaux ou pseudo-plateaux caractérisent le dégazage homogène de composantes radiogéniques ou de phases minérales au sein des systèmes analysés dans des proportions en excès de 60-70% pour les âges plateaux, et moindres pour les âges pseudo-plateaux (cf. annexe A). La validité est directement fonction du pourcentage d' $^{39}\text{Ar}_K$ caractérisant le plateau et donc, bien que sujette à

estimation lors de l'analyse des données, sa fiabilité est plus importante que celle de l'information brute délivrée par les âges apparents. Il s'agit d'une sorte de filtrage de l'information. La figure 2.11 est à cet égard représentative.

Sur cette figure sont dissociés les histogrammes de densité de probabilité des âges apparents issus de l'analyse des micas blancs des veines de quartz (jaune) et des zones de cisaillement (gris). Les histogrammes de densité de probabilité de l'ensemble des âges plateaux (AP) et pseudo-plateaux (PAP), de couleur marron, et uniquement des âges plateaux, de couleur rouge, traduisent une diminution de la fréquence due à un nombre de données reportées beaucoup plus faible. Cette diminution est normalement compensée par une augmentation de la fiabilité des données exprimées.

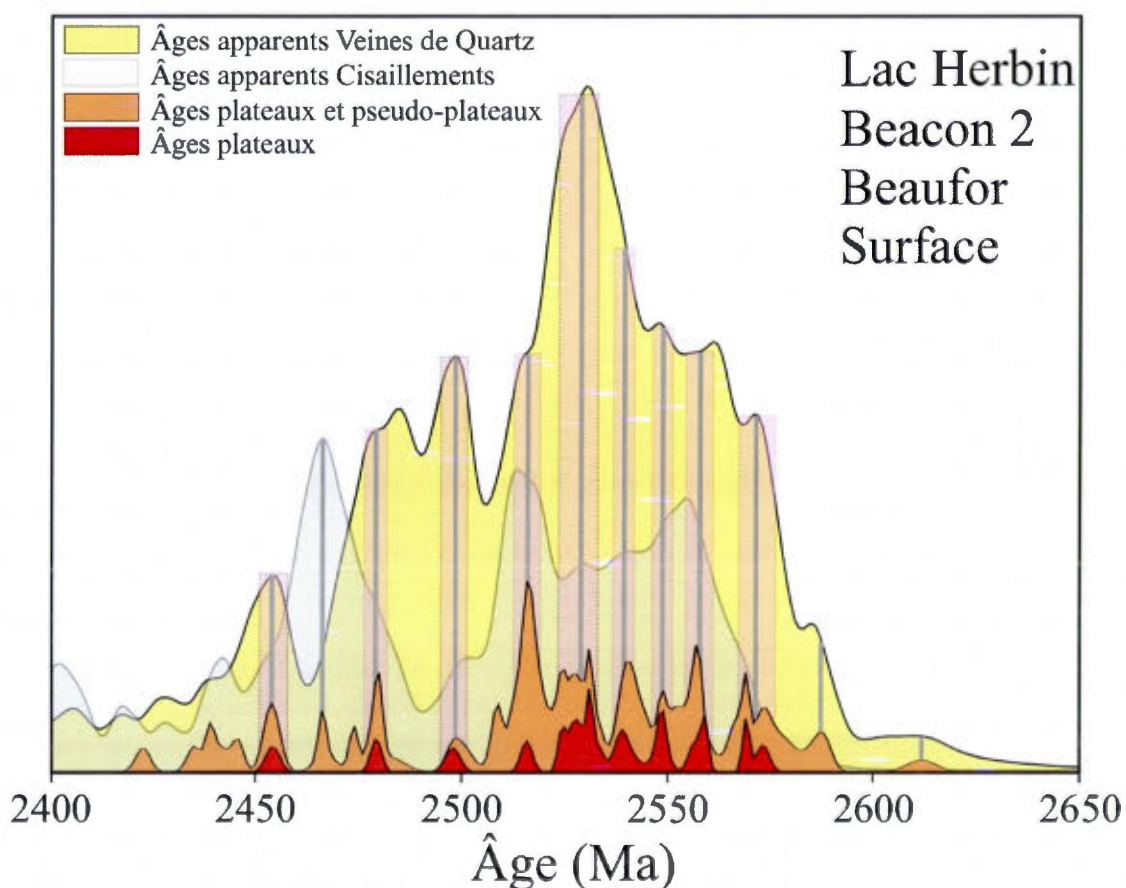


Figure 2.11 : Histogrammes de densité de probabilité des âges apparents issus de l'analyse de micas blancs des veines de quartz (jaune) et des cisaillements (gris en transparence) pour les mines Lac Herbin, Beacon 2 et Beaufor, ainsi que pour les affleurements de surface. Histogrammes de densité de probabilité des âges plateaux et pseudo-plateaux (marron) et uniquement des âges plateaux (rouge). Les échelles respectives des quatre histogrammes sont identiques.

Cette figure montre un groupe principal de pics de fréquence des AP et PAP entre 2595 Ma et 2490 Ma (début et fin du premier groupe de PAP), soit une durée de 105 Ma, et un groupe secondaire, de moindre amplitude et durée, entre 2490 Ma et 2430 Ma (fin du dernier groupe de PAP associé aux AP). Cette coupure à 2490 Ma est marquée par une interruption dans la fréquence des PAP correspondant à un creux marqué dans l'activité des zones mylonitiques. Toutefois, une limite entre ces deux groupes d'âges à 2505 Ma semble plus appropriée, comme argumenté dans la section 2.3.2.4.

La forme du pic de fréquence des âges apparents produits par les micas blancs des veines de quartz suggère une croissance entre 2595 Ma et 2535-2525 Ma par adjonction de pics, dès 2585-2590 Ma (par ex. BC-NV-09 à Beacon 2, voir Fig. 2.18 B p. 167), puis lors de 5 phases successives telles que définies par les pics de fréquence des AP sur la figure 2.10, vers 2567-2576 Ma (par ex. JRPE-S2-QTZ-09 au Lac Herbin, Fig. 2.7; ou BC70-3 à Beacon 2, voir Fig. 2.18 A p. 167), 2554-2561 Ma (par ex. JSN29-1-S2c au lac Herbin, Fig. 2.7), 2546-2551 Ma (par ex. JSN32-S1-QTZ au lac Herbin, Fig. 2.12), 2536-2542 Ma (par ex. JSN-4-HWb au lac Herbin, Fig. 2.6; et BF1750-5A à Beaufor, Fig. 2.13) et 2523-2533 Ma (par ex. JSN25-4-S3b et JR20-25-BZb au lac Herbin, Fig. 2.14 et 2.15). Puis le pic de fréquence des âges apparents des veines de quartz décroît rapidement et assez régulièrement de 2525 Ma jusqu'à 2505 Ma, présentant un épaulement vers 2515 Ma.

Le pic de fréquence des âges apparents produits par les micas blancs des zones de cisaillement débute sa croissance en décalage, de l'ordre de 10-15 Ma, par rapport au pic de fréquence des veines de quartz, vers 2580 Ma. Sa forme suggère qu'il résulte de l'adjonction de 2 pics secondaires qui culminent vers 2555 Ma (par ex. J15-2-S1a au lac Herbin, Fig. 2.12) et 2515 Ma (par ex. BF1750-5B à Beaufor, Fig. 2.13). Il semble adossé aux mêmes pics de fréquence des AP que ceux qui définissent le pic de fréquence des âges apparents des veines de quartz (par ex. J29-1/2-S2 au lac Herbin, Fig. 2.7) avec néanmoins une forte croissance (pic vers 2515 Ma) qui semble fortement associée au pic de fréquence des AP à 2513-2519 Ma alors que dans le même temps le pic de fréquence des âges apparents des veines de quartz est en pleine décroissance. Le pic de fréquence des âges apparents des cisaillements décroît rapidement de 2515 Ma jusqu'à 2490 Ma, en décalage de 10-15 Ma par rapport à celui des veines de quartz, avec un épaulement assez net qui pourrait correspondre au pic des AP à 2495-2501 Ma.

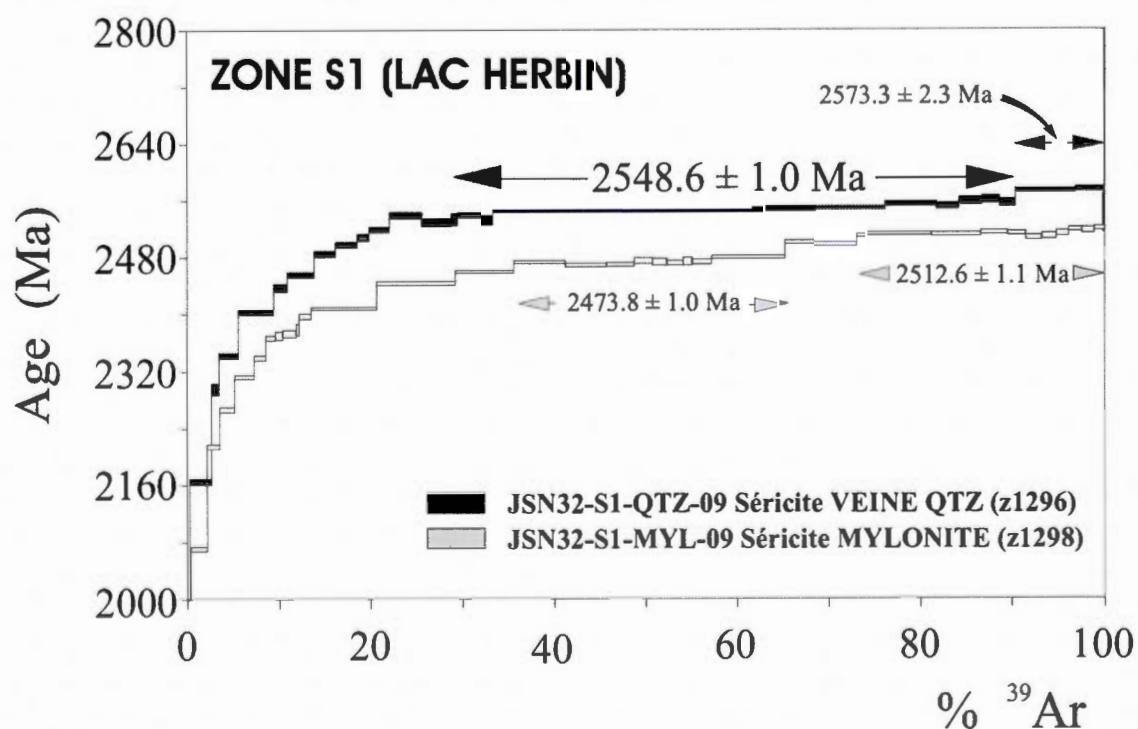
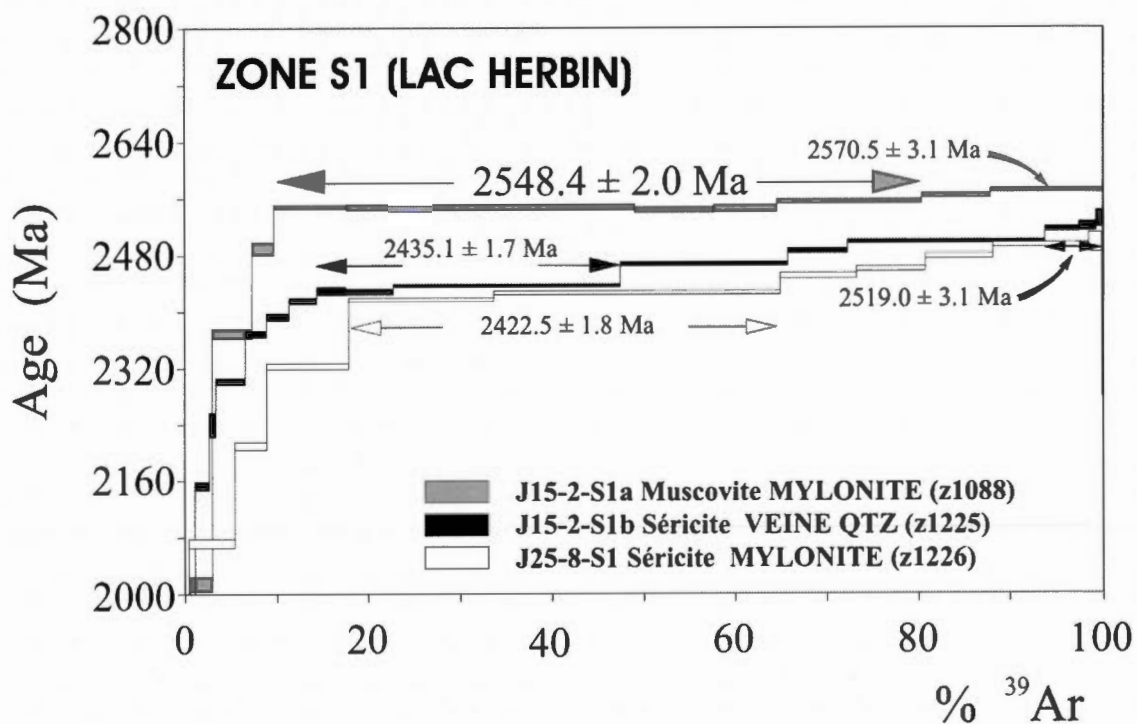


Figure 2.12 : Spectres d'âges de la zone S1 du gisement Lac Herbin. Les minéraux analysés proviennent des niveaux 15, 25 (en haut) et 32 (en bas).

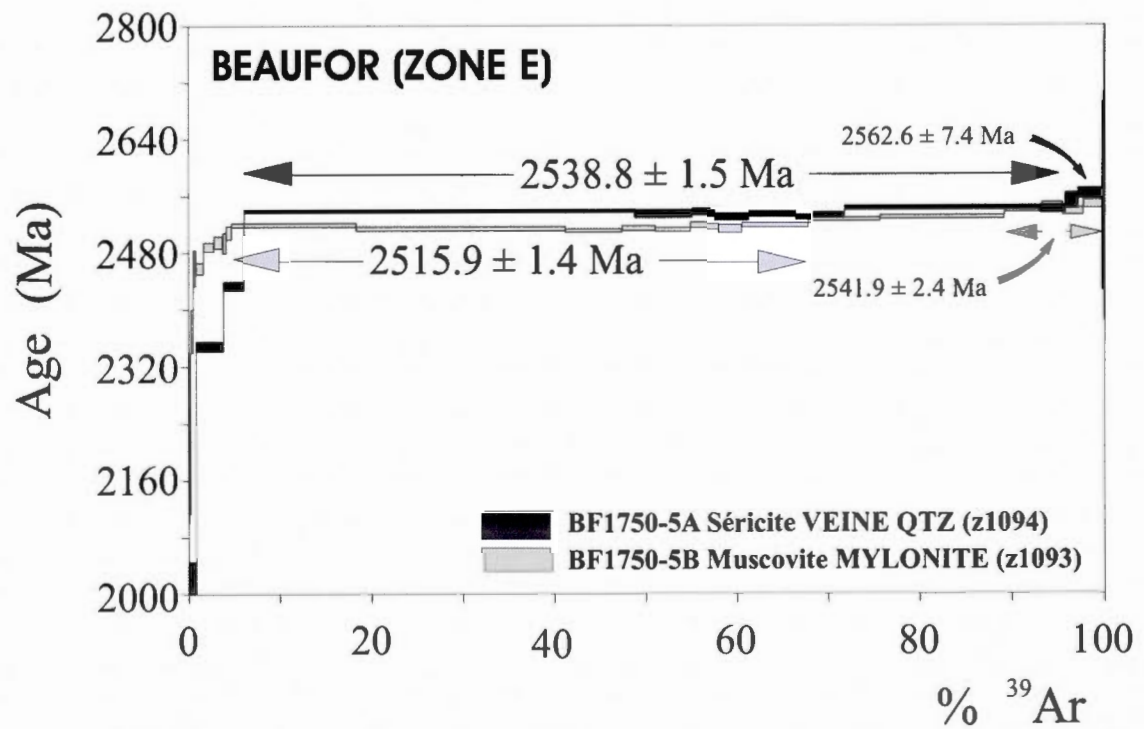
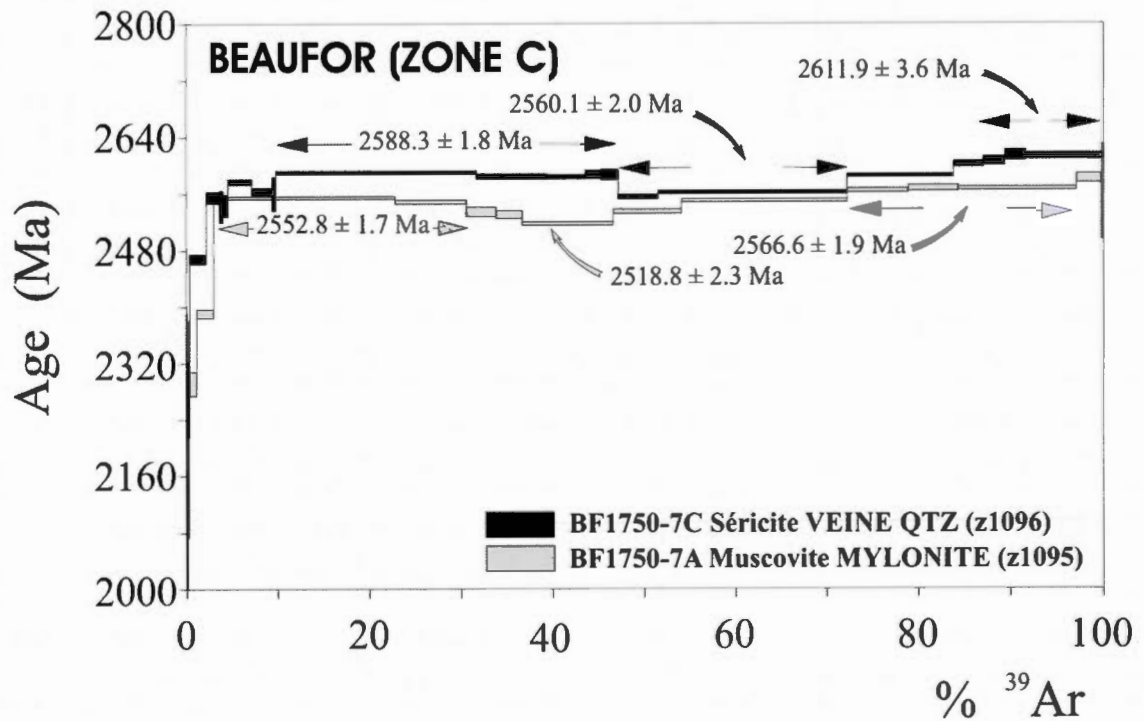


Figure 2.13 : Spectres d'âges des zones C et E du gisement Beaufort (niveau 1750).

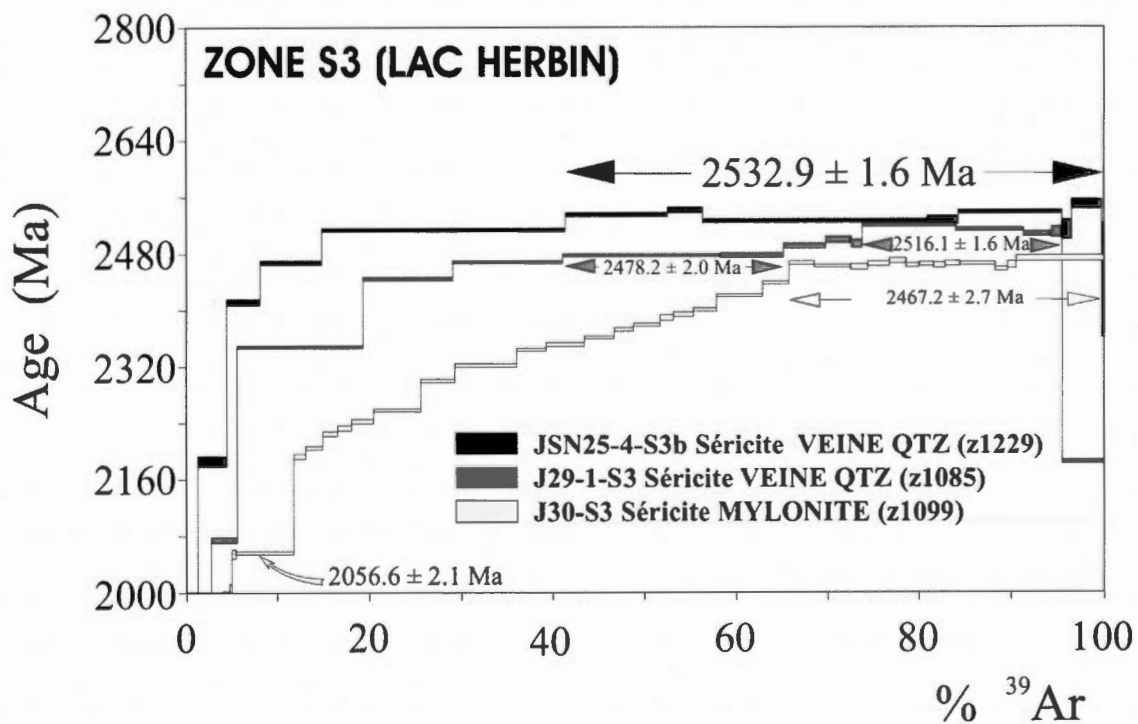


Figure 2.14 : Spectres d'âges de la zone S3 du gisement Lac Herbin. Les minéraux analysés proviennent des niveaux 25, 29 et 30.

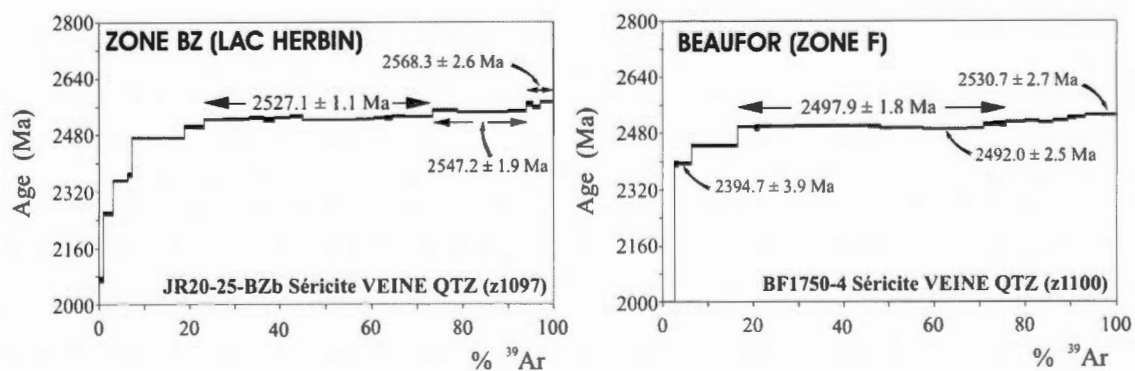


Figure 2.15 : Spectres d'âges des zones BZ (mine Lac Herbin, niveau 20) et F (mine Beaufor, niveau 1750).

Ce pic de fréquence des AP à 2495-2501 Ma est par ailleurs clairement associé à une nouvelle augmentation de la fréquence des âges apparents des veines de quartz (par ex. BF1750-4 à Beaufor, Fig. 2.15) qui se poursuit jusque vers 2475 Ma en s'adossant sur le pic des AP suivant à 2477-2482 Ma (par ex. BC70-1A à Beacon 2, voir Fig. 2.18 A p. 167). Ce second pic de fréquence des âges apparents des veines de quartz présente donc une durée de l'ordre de 25-30 Ma. Il coïncide avec une très forte décroissance de la fréquence des âges apparents des cisaillements, prélude au développement d'un second pic pour les cisaillements dont le maximum coïncide avec un pic de fréquence des PAP (par ex. J30-S3 au lac Herbin, Fig. 2.14) et une très forte diminution de la fréquence des âges apparents des veines de quartz. Son amplitude est comparable à celle du premier pic composite (2580-2510 Ma) mais de durée moindre (de l'ordre de 30 Ma).

Le dernier pic de fréquence concerne les âges apparents des veines de quartz et coïncide avec la décroissance du dernier pic des cisaillements et est validé par un pic de fréquence des AP à 2451-2458 Ma (par ex. BC-CAN-09 à Beacon 2, voir Fig. 2.18 B p. 167).

Cette analyse combinée des histogrammes de fréquence des âges apparents en lien avec les histogrammes de fréquence des AP et PAP permet de proposer les points suivants en termes d'activité des veines de quartz et des zones de cisaillement (cristallisation ou recristallisation en lien avec les fluides et/ou la déformation):

- Les premières traces d'activité au niveau des veines de quartz sont subtiles et ne sont enregistrées que sur un échantillon (mine Beaufor) vers 2612 Ma.
- L'activité principale au niveau des veines de quartz semble pouvoir se décomposer en trois périodes distinctes d'intensité décroissante :
 - o La première période semble durer 75 Ma. Elle débute vers 2590 Ma et pourrait être constituée d'au moins 6 phases distinctes, 2567-2576 Ma, 2554-2561 Ma, 2546-2551 Ma, 2536-2542 Ma, avec une activité paroxysmique vers 2523-2533 Ma et s'achevant vers 2513-2519 Ma.
 - o La seconde période, de 2505 à 2475 Ma, plus courte et moins intense (25-30 Ma) pourrait comprendre 2 phases principales, à 2495-2501 Ma et 2477-2482 Ma.

- La dernière phase est discrète, de faible intensité et de durée limitée, entre 2451 et 2458 Ma.

Il y aurait donc une période d'interruption importante de l'activité au niveau des veines de quartz, centrée vers 2505 Ma, et une deuxième interruption vers 2460-2465 Ma.

L'activité des zones de cisaillement semble se dérouler en 2 phases clairement distinctes :

- Une première phase concomitante de, mais légèrement décalée par rapport à la phase principale d'activité au niveau des veines de quartz, débutant 10 à 15 Ma plus tard, vers 2580 Ma, avec apparemment deux périodes principales d'activité qui culminent vers 2555 Ma et 2515 Ma, et s'achevant vers 2490 Ma. L'interruption de cette première phase d'activité coïncide avec le développement de la seconde période d'activité au niveau des veines de quartz.
- Une seconde phase d'activité plus courte, de l'ordre de 35 Ma (2450-2485 Ma), et dont le maximum coïncide avec l'arrêt de la seconde période d'activité des veines de quartz.

La majorité des analyses concerne des échantillons de la mine du Lac Herbin (60%), et du fait du nombre de données disponibles, il est possible d'examiner dans le détail les âges obtenus sur les différentes structures du Lac Herbin. Il est important de rappeler que la dissolution/recristallisation cyclique des micas blancs pendant la déformation, associée au fait que l'expression de l'enregistrement géochronologique peut varier même à une échelle très locale (Fig. 2.5) ne permet pas d'établir de corrélation avec l'interprétation structurale du gisement. Néanmoins cela n'interdit pas d'examiner les séquences de fonctionnement des différentes structures en faisant l'hypothèse que l'on examine le fonctionnement à partir d'un instant t_1 après le début de l'histoire, l'objectif étant ici de repérer des événements significatifs à l'échelle du gisement (Fig. 2.16).

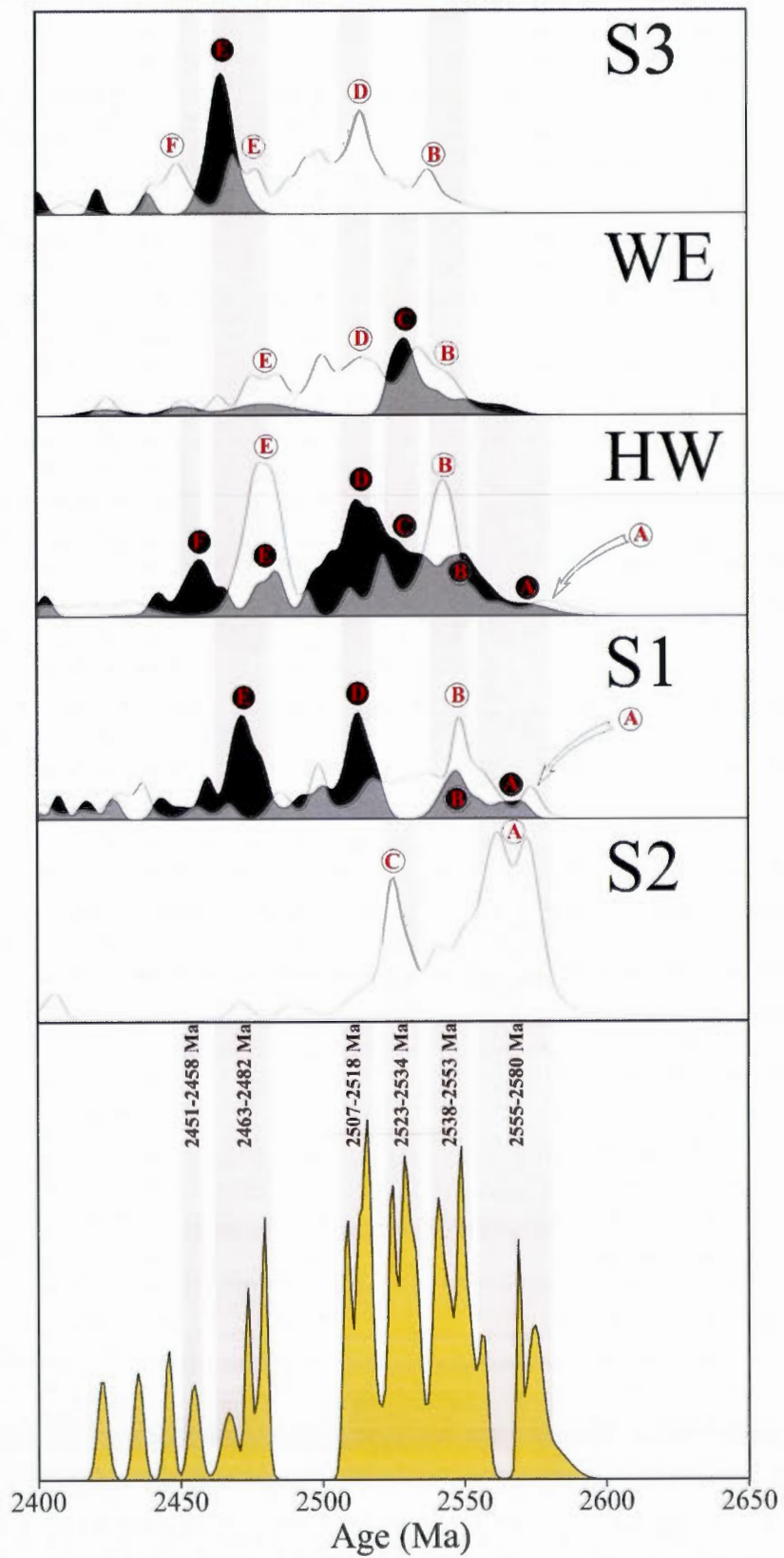


Figure 2.16 : Histogrammes de densité de probabilité des âges apparents sur micas blancs des filons de quartz (en blanc et ronds blancs avec lettres rouge) et sur les cisaillements associés (en noir et ronds noirs avec lettres rouges), reportés pour les zones S3, WE, HW, S1 et S2 dans le gisement du Lac Herbin. Les âges de référence (histogramme du bas) correspondent aux âges plateaux et pseudo-plateaux obtenus sur ces mêmes échantillons. Tous les histogrammes de fréquence des différentes zones sont à la même échelle.

Le premier pic significatif concerne les veines de quartz associées à S2 (pic A). Il n'existe aucun enregistrement antérieur sur aucune des structures. Cette activité est synchrone d'une activité, apparemment plus faible, sur les veines de quartz S1 et HW. Il n'existe aucune correspondance sur WE et S3. Cette activité sur les veines de quartz s'accompagne d'un début d'activité synchrone sur les zones de cisaillement S1, HW et WE. Cette première phase d'activité sur les veines de quartz S2 dure au minimum 25 Ma (de 2555 à 2580 Ma).

La décroissance de la phase d'activité A sur les veines de quartz S2 coïncide avec le début de l'activité sur les veines de quartz S3 et surtout avec le premier pic significatif d'activité sur les veines de quartz S1 (pic B). Ce pic est parfaitement synchrone d'une activité sur les zones cisailantes S1 et HW. L'activité correspondante sur les veines de quartz de la zone HW débute 5 à 6 Ma après celle de S1, simultanément avec le début d'activité sur les veines de quartz de la zone WE et de la zone S3. Cette période d'activité dure 15 Ma (au minimum de 2538 à 2553 Ma).

Le deuxième pic d'activité sur les veines de quartz S2 (pic C) coïncide uniquement avec une activité sur le cisaillement de la zone WE (et éventuellement HW). Ce cycle dure environ 10 Ma (2523-2534 Ma).

La phase suivante (pic D) correspond au premier pic d'activité important sur la zone de cisaillement S1, parfaitement synchrone du maximum d'activité sur la zone cisailante HW et du pic principal d'activité sur les veines de quartz de la zone S3 et éventuellement WE. Cette phase, comme la précédente dure à peu près 10 Ma (2507-2518 Ma). Le pic D signe la fin d'une activité sur les veines de la zone S2.

La dernière phase réellement important (phase E) débute par une activité synchrone sur les veines de quartz et cisaillements de la zone HW, suivie d'une reprise de l'activité sur les zones de cisaillement S1 puis S3, peut-être précédée d'une légère reprise d'activité sur les zones

de quartz S3. Il y aurait également une légère reprise d'activité sur les veines de quartz WE. Cette phase dure presque 20 Ma (2463-2482 Ma).

L'ultime phase (F) n'est pas très clairement exprimée et pourrait correspondre à une activité sur les zones cisailantes HW puis sur les veines de quartz S3 sur une période de l'ordre de 7 Ma (2451-2458 Ma).

Cette analyse concernant uniquement la mine du Lac Herbin suggère une forte diminution de l'activité au niveau des zones de cisaillement vers 2505 Ma, en décalage de 15 Ma par rapport à la baisse d'activité à 2490 Ma observé à la figure 2.11 qui porte sur l'ensemble des gisements (Lac Herbin, Beacon 2, Beaufor) et des affleurements de surface.

Lorsque l'on compare les histogrammes de densité de probabilité des âges apparents sur micas blancs des veines de quartz (gris pâle) et zones de cisaillement connexes (vert pâle) pour les trois mines étudiées (Beaufor, Beacon 2 et Lac Herbin; Fig. 2.17), on constate que cette diminution de l'activité au niveau des zones de cisaillement coïncide avec un arrêt de l'enregistrement de l'activité sur les veines de quartz à la mine Beaufor et avec un minimum d'activité aux mines Beacon 2 et Lac Herbin. Une réserve sur ce constat doit être émise dans la mesure où l'échantillonnage est restreint pour les mines Beaufor (5 échantillons répartis sur 3 zones) et Beacon 2 (4 échantillons répartis sur 2 zones). Par ailleurs il faut noter qu'aucune zone de cisaillement n'a pu être échantillonnée à la mine Beacon 2.

La figure 2.17 montre également l'excellente adéquation entre les pics de fréquence de zones de cisaillement à la mine Beaufor et à la mine du Lac Herbin vers 2517 Ma et 2550 Ma. Ces deux âges correspondent aux pics d'activité sur les zones S1 et HW (pics D et B sur la figure 2.16). Par contre le pic d'activité F (2451-2458 Ma) sur la zone de cisaillement HW et les veines de quartz S3 à la mine Lac Herbin n'est pas observé à la mine Beaufor.

On peut également remarquer une assez bonne adéquation entre les pics de fréquence des histogrammes des veines de quartz pour les différentes mines pour les âges antérieurs à 2475 Ma. On peut noter l'excellente adéquation entre le pic sur veines de quartz à la mine Beacon 2 vers 2480 Ma et le pic d'activité E au Lac Herbin sur les zones HW, WE et S3 (Fig. 2.16). Vers 2540 Ma, il semble y avoir coïncidence d'activité dans les mines Beaufor, Beacon 2 et Lac Herbin (Pic B sur S1, HW, WE et S3; Fig. 2.16). Finalement, vers 2550-2570 Ma il semble y

avoir des coïncidences d'activité entre les mines Beaufor, Beacon 2 et Lac Herbin (Pic A sur S2, S1 et peut-être HW; Fig. 2.16).

Postérieurement à 2475 Ma, on peut noter une assez bonne corrélation entre le pic sur veines de quartz à la mine Beacon 2 vers 2454 Ma et le dernier pic d'activité sur les veines de quartz associées à S3 (pic F à 2450 Ma, Fig. 2.16). Il n'y a aucune évidence significative d'activité à la mine Beaufor après 2490 Ma.

Comme déjà signalé, il n'y a aucun enregistrement significatif au Lac herbin antérieurement à 2580 Ma. Par contre une activité à 2585 Ma clairement définie pour les veines de quartz à la mine Beaufor est également détectable (épaulement) sur le pic principal des veines de quartz à la mine Beacon 2. De même le pic vers 2500 Ma, validé aux mines Beaufor (BF1750-4, AP à 2497.9 ± 1.8 Ma, Fig. 2.15) et Beacon 2 (BC70-1A aux étapes de HT, PAP à 2500.9 ± 2.2 Ma, Fig. 2.18 A), est un artéfact à la mine du Lac herbin, car non validé par un AP ou un PAP (Fig. 2.16).

Les corrélations observées entre les âges produits par des échantillons distincts sur des mines distantes tendent à valider les résultats et interprétations concernant les périodes d'activité sur les veines de quartz et sur les zones de cisaillement à l'échelle du pluton.

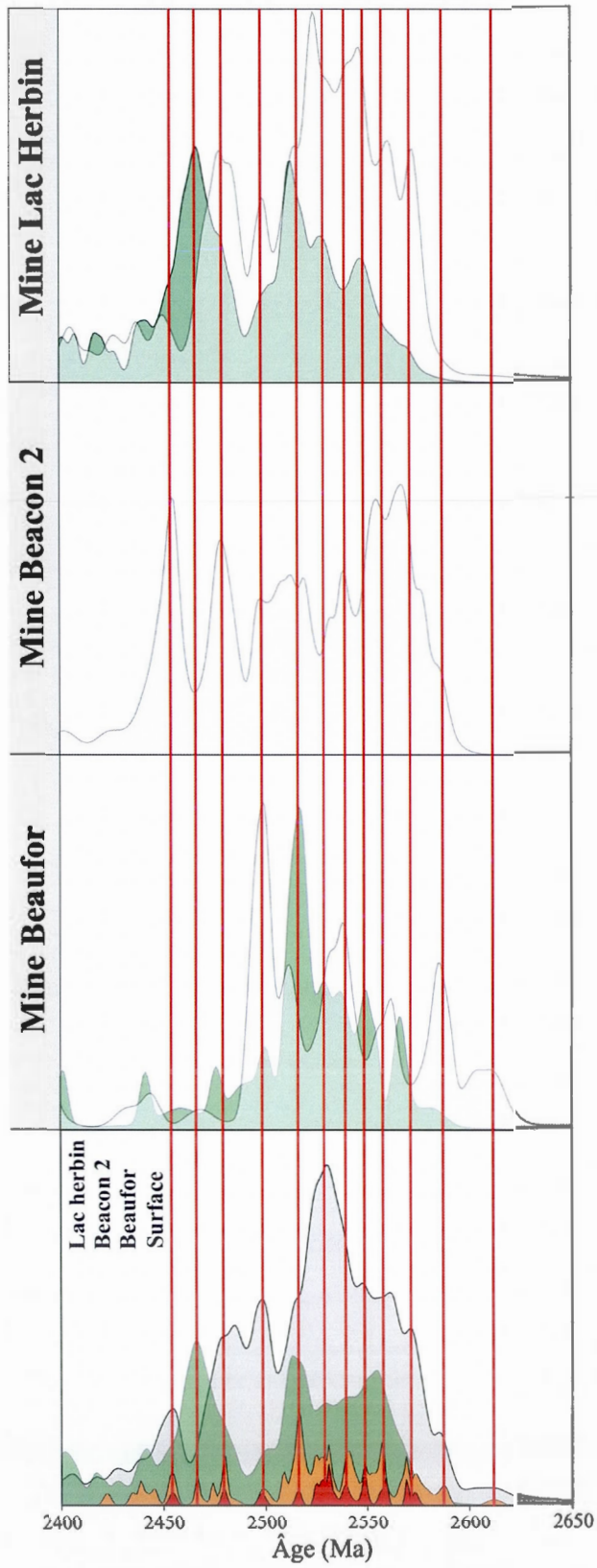


Figure 2.17 : Histogrammes de densité de probabilité des âges apparents sur micas blancs des veines de quartz (gris pâle) et zones de cisaillement associées (vert) pour les trois mines étudiées (Beaufor, Beacon 2 et Lac Herbin). Les âges de référence sont les pics de fréquence sur l'histogramme des AP et PAP (marron) de l'histogramme du bas, qui prend également en compte les données de surface. L'histogramme des AP est reporté en rouge.

Spectres d'âges sur une structure tardive de la mine Beacon 2

Les âges obtenus sur veine de quartz pour le gisement Beacon 2 (aucun âge sur mylonite n'a pu être fourni) prêtent à confusion. La zone New Vein, interprétée comme une structure tardive recoupant la minéralisation au même titre que la faille Beacon (Williamson, 2001), montre un spectre d'âges plus vieux que celui de la zone Canmet, associée au réseau minéralisé (Fig. 1.34 et 2.18). Les relations structurales laisseraient plutôt supposer que la zone post-minéralisation enregistre des âges plus jeunes que la zone minéralisée. Les spectres d'âges de la zone New Vein montrent certaines caractéristiques typiques des spectres des zones minéralisées des gisements Lac Herbin et Beaufor, à savoir un âge HT à ca. 2580 Ma et un âge pseudo-plateau marqué à ca. 2550 Ma. La zone New Vein étant la seule structure post-minéralisation du pluton qui a pu être datée, avec la zone HW3 au Lac Herbin, il est difficile d'en tirer une interprétation générale. Le caractère bréchique de la veine, constituée uniquement de quartz blanc et surnommée « l'éléphant blanc », associée à la structure tardive New Vein laisse suggérer que des éléments de veines de structures minéralisées plus anciennes sont incorporés, expliquant les âges compatibles avec la minéralisation à Beaufor et au Lac Herbin. Toutefois, la veine « éléphant blanc » n'est constituée que de quartz blanc et ne montre pas de traces de matériel minéralisé, c'est-à-dire avec tourmaline et sulfures.

Ces âges pourraient également laisser supposer que la structure tardive New Vein existait déjà lors de la mise en place des minéralisations et que des fluides y aient localement circulé. Le lieu d'échantillonnage dans la zone New Vein est d'ailleurs situé proche (~ 30 m) d'une jonction avec une structure associée au réseau minéralisé. En outre, la zone de faille Beacon, structure tardive au même titre que la zone New Vein, montre d'après Williamson (2001) une association cartographique avec des veines attribuées au réseau minéralisé et des veines stériles attribuées aux failles tardives. Le fonctionnement des mylonites du réseau minéralisé et les circulations de fluides associées auront permis d'y enregistrer des âges similaires aux minéralisations du Lac Herbin et de Beaufor, tandis que la réactivation ultérieure des structures tardives – décrites comme bréchiques et cataclasées (absence de mylonitisation),

donc de très bas grade métamorphique – aura peu altéré le signal géochronologique, conservant alors ces âges plus anciens.

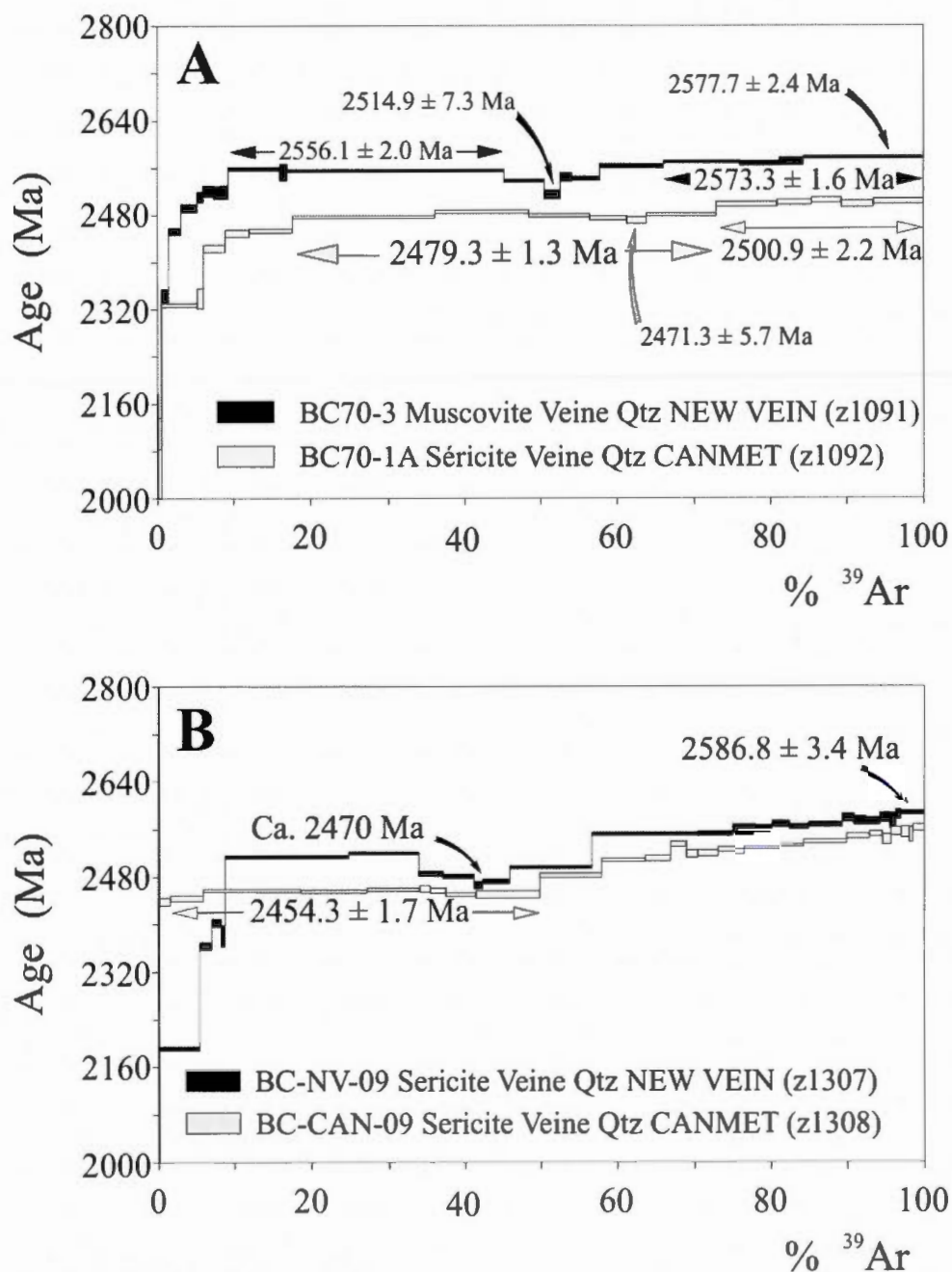


Figure 2.18 : Spectres d'âges obtenus sur micas blancs de la zone minéralisée Canmet et de la structure post-minéralisation New Vein à la mine Beacon 2. Les deux campagnes de datation, en 2009 (A) et 2010 (B) montrent des âges apparents plus anciens sur la structure tardive. Voir le texte pour la discussion.

2.3.2.4 – *Interprétation globale des résultats obtenus sur micas blancs*

Les micas blancs, considérés dans leur ensemble, sont divisés en deux groupes d'âges distincts, autour de 2505-2590 Ma et autour de 2420-2505 Ma, ces deux groupes d'âges étant définis par de nombreux âges plateaux et pseudo-plateaux. Cette subdivision est argumentée plus bas.

En première approche, si l'on considère l'ensemble des spectres d'âges, les âges les plus vieux sont associés aux veines de quartz et les âges les plus jeunes aux mylonites. La visualisation des couples mylonite/veine des zones minéralisées des mines du Lac Herbin et de Beaufor est à cet égard représentative (Fig. 2.12, 2.13 et 2.14; zone WE à l'annexe C), puisque les mylonites fournissent presque systématiquement des spectres d'âges dont les âges intégrés (moyenne pondérée par le % d' $^{39}\text{Ar}_K$ dégazé de tous les âges apparents) sont plus jeunes que ceux des spectres des veines associées. Ce constat suggère que la déformation mylonitique se poursuit après la mise en place des veines de quartz. Le décalage vers les âges jeunes des pics de fréquence des âges apparents des micas blancs issus des cisaillements par rapport à ceux issus des veines de quartz en est une illustration à l'échelle de la mine du Lac Herbin (Fig. 2.16 et 2.17) et à l'échelle de pluton (Fig. 2.11). Ce phénomène est interprété comme étant dû à un fonctionnement tardif des structures cisailantes, traduisant les derniers incréments de déformation après la mise en place des veines. En outre, à l'exception de la zone E du gisement de la mine Beaufor (échantillon BF1750-5A; Fig. 2.13), la très faible occurrence d'âges plateaux irréprochables (% $^{39}\text{Ar}_K$ du plateau > 80-90% du dégazage total), paramètre statistique caractéristique d'une probable absence de perturbation du système isotopique K-Ar classiquement observée lors d'un refroidissement simple ou d'une cristallisation ou recristallisation totale sous la température de fermeture isotopique, suggère plutôt une histoire complexe, probablement multiphasée, en deçà de la température de fermeture isotopique. De plus, ce décalage visible entre les pics d'âges apparents des cisaillements et des veines de quartz (Fig. 2.11, 2.16 et 2.17) est compatible avec le fait que les veines de quartz sont généralement plus compétentes que les mylonites qui les encaissent, dans les conditions P-T du faciès du schiste vert, et donc moins susceptibles d'être réactivées, permettant par ailleurs l'accumulation d'une pression de fluide à la base de ces veines (Robert et Poulsen, 2001).

Si l'on considère que les données thermométriques à la mine du Lac Herbin suggèrent des conditions thermiques inférieures à la température de rétention des micas blancs, la

possibilité que les spectres en marches d'escalier, fréquemment observés dans le cadre de cette étude, traduisent un refroidissement très lent (Dodson, 1973; Harrison et McDougall, 1982) semble très peu probable mais seraient par contre pleinement compatibles avec des incréments de déformation mylonitique associés à la mise en place des veines avec intervention de fluides. Le matériel daté correspond d'ailleurs fréquemment à des amas de séricite, dont la nature composite pourrait être l'expression d'un multiphasage.

Comme expliqué précédemment, les âges plateaux (et pseudo âges plateaux, respectivement AP et PAP) constituent les données les plus fiables et sont donc considérés de 1^{er} ordre pour l'interprétation générale à l'échelle du champ filonien. Les âges apparents des cisaillements et des veines de quartz sont quant à eux interprétés comme marquant des phénomènes plus locaux, à l'échelle d'un gisement ou d'une structure. En considérant l'ensemble des données (mines et affleurement de surface), les AP montrent une périodicité très nette entre 2580 et 2505 Ma environ, marquée par 6 pics de densité d'une durée de 5-10 Ma chacun, et séparés de 3 à 5 Ma (Fig. 2.10, dans la zone de couleur grise). Les pics des AP plus jeunes sont moins nombreux, moins élevés et plus espacés, traduisant probablement une activité plus discrète à partir de 2505 Ma. Cette limite est également lisible au niveau de l'activité des veines de quartz (Fig. 2.11 et 2.17), et marque très nettement le début d'une zone d'absence d'AP et PAP sur les structures du Lac Herbin (Fig. 2.16). Lorsque l'on considère les âges apparents dans leur ensemble, cette périodicité semble mieux exprimée sur les veines de quartz que sur les mylonites (Fig. 2.11), ce qui est également compatible avec le modèle faille-valve dans la mesure où ce sont les veines qui enregistrent structurellement la cyclicité de la déformation (rubanement de quartz-tourmaline), la déformation mylonitique étant plus «souple». Les zones de cisaillement enregistrent quant à elles une forte baisse d'activité vers 2490 Ma (Fig. 2.11 et 2.17), soit environ 15 Ma plus tard que celle marquée par les AP. Ce décalage est interprété comme étant lié au fonctionnement des structures cisailantes, marquant probablement les derniers incréments de déformation après la mise en place des veines.

De plus, dans la mesure où le pic de fréquence des AP le plus important, entre 2523 et 2533 Ma (Fig. 2.10), est marqué dans le spectre d'âges de la zone S2 par un pic de dégazage très net (échantillon JSN29-1-S2c, mine du Lac Herbin; Fig. 2.7) traduisant probablement une néo-cristallisation vers 2525 Ma, il est suggéré que cette période entre 2580 et 2505 Ma marquée par une pseudo-régularité dans la répartition des AP corresponde à une activité hydrothermale de

type faille-valve. Cette pseudo-régularité des AP étant rompue à partir de 2505 Ma, rupture également soulignée par un creux dans les âges apparents des veines de quartz, il est proposé que l'âge à 2505 Ma corresponde à la fin de l'activité hydrothermale de type faille-valve associée aux minéralisations, définissant par là-même 2 groupes d'âges.

Dans le groupe d'âges > 2505 Ma, l'ensemble des résultats suggère que les événements hydrothermaux associés à la mise en place des veines soient présents sur au moins 100 Ma, c'est-à-dire depuis l'âge apparent le plus ancien à ca. 2610 Ma à la mine Beaufor jusque vers 2505 Ma. D'ailleurs, un âge HT à 2517 ± 2 Ma provenant d'une veine d'extension à quartz-tourmaline relativement isolée par rapport aux cisaillements minéralisés (échantillon J25-FLAT-09, Fig. 2.19 A), compatible avec le plus haut pic des âges HT (Fig. 2.8), ainsi qu'avec le pic d'AP à 2513-2519 Ma (Fig. 2.10), suggère que des pressions supralithostatiques susceptibles de réactiver les cisaillements sont encore présentes vers 2520 Ma. Toutefois, une seule veine d'extension a pu être datée et cet âge HT jeune est donc à confirmer par d'autres mesures associées à des veines d'extension. L'âge apparent le plus ancien enregistré à ca. 2610 Ma à la mine Beaufor correspond à un âge minimal de l'activité hydrothermal et n'exclue donc pas une mise en place beaucoup plus précoce. Ces éléments suggèrent par conséquent que l'activité hydrothermale associée à la minéralisation puisse être extrêmement étendue dans le temps.

Le groupe d'âges < 2505 Ma pourrait traduire une histoire probablement différente de celle du groupe d'âge > 2505 Ma, dans la mesure où les pics de densité des AP y sont moins nombreux, moins élevés et plus espacés, traduisant une activité vraisemblablement plus discrète (Fig. 2.10). Cette baisse d'activité enregistrée après 2505 Ma, et en particulier l'interruption dans la régularité des AP marquant les épaulements du principal pic d'âges apparents des veines de quartz (Fig. 2.11), suggère l'arrêt (ou du moins un fort ralentissement) du système faille-valve, et donc des circulations de fluides moins importantes, c'est-à-dire qui ne se matérialisent probablement pas (ou très peu) par la mise en place de veines de quartz mais permettent de réactiver les cisaillements et d'altérer l'enregistrement géochronologique des veines déjà formées. Ces circulations discrètes tardives pourraient être liées à la mise en place du réseau post-minéralisation reconnu dans les gisements Beaufor, Beacon 2 et Lac Herbin. Dans le gisement du Lac Herbin, la zone HW3, associée au réseau de structures cisailantes post-minéralisation, enregistre un PAP de haute température sur mylonite à 2483.3 ± 3.3 Ma (échantillon J25-4-HW3, Fig. 2.19 B) compatible avec le pic d'AP à 2477-2482 Ma (Fig. 2.10)

et d'AP+PAP à 2463-2482 Ma des zones minéralisées au Lac Herbin (Fig. 2.16). Dans le gisement Beacon 2, la structure tardive New Vein montre également une perturbation en selle bien marquée à ca. 2470 Ma (échantillon BC-NV-09; Fig. 2.18 B).

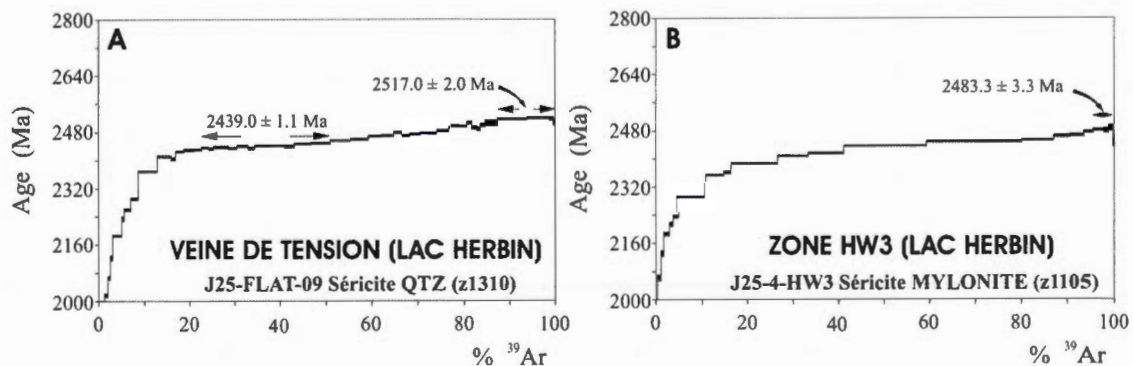


Figure 2.19 : Spectres d'âges d'une veine de tension subhorizontale (A) et de la structure tardive HW3 (B) à la mine du Lac Herbin.

2.3.3 – Biotite

2.3.3.1 – Résultats

L'unique biotite ayant été datée (échantillon TG-BT1), échantillonnée dans la masse de l'intrusion non déformé au faciès du schiste vert, montre un spectre convexe (ou «en bosse») typique d'une biotite chloritisée (Fig. 2.20 et annexe A p.206 et 207). Cette géométrie est due à une redistribution d' ^{39}Ar de la phase biotite vers la phase d'altération (chlorite) lors de l'irradiation de l'échantillon. Le dégazage asynchrone de la biotite et de la chlorite est à l'origine de la forme en bosse observée. Les âges de haute température sont fréquemment concordants (pseudo âge plateau) et peuvent potentiellement être interprétés (Ruffet, Féraud et Amouric, 1991).

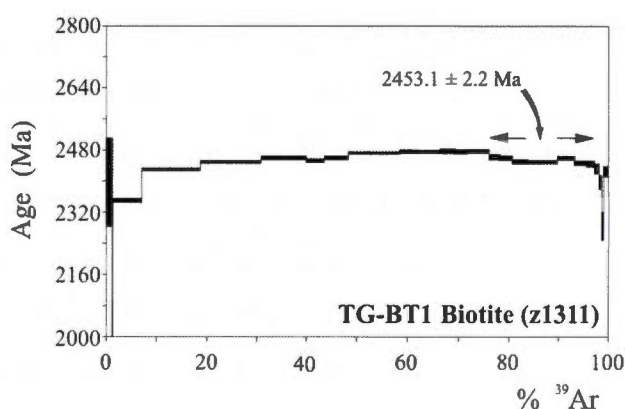


Figure 2.20 : Spectre d'âges de biotite échantillonnée dans un faciès relativement frais de l'intrusion de Bourlamaque. La géométrie du spectre est due à la chloritisation du minéral.

2.3.3.2 – Discussion des résultats obtenus sur la biotite

Bien que l'impact de la chloritisation soit difficile à estimer, Ruffet, Féraud et Amouric (1991) proposent que les étapes de haute température puissent permettre d'estimer l'âge de la biotite, ici à $2453.1 \pm 2.2 \text{ Ma}$. Cet âge s'intègre au 2^{ème} groupe d'âges associé aux zones minéralisées, entre 2420 et 2505 Ma, et plus particulièrement au dernier pic d'AP documenté à 2451-2458 Ma sur les micas blancs (Fig. 2.10). Cette coïncidence suggère que les dernières circulations de fluides affectant les micas blancs des zones minéralisées pourraient être associées à un événement au faciès du schiste vert enregistré dans la masse du pluton de Bourlamaque environ 250 Ma après sa cristallisation. Ces circulations tardives seraient probablement déconnectées de la minéralisation (cf. section 2.3.2.4). Cette seule analyse sur biotite, d'abord destinée à tester la réponse du minéral dans le pluton de Bourlamaque, doit être confirmée.

2.4 – CONCLUSION

Le développement et la progression du système, liés à une déformation mylonitique et des surpressions de fluides cycliques, ont tendance à effacer les enregistrements géochronologiques les plus anciens réalisés en début d'histoire. Dans le cas présent l'enregistrement de l'initiation du système semble très mal préservé, voir totalement effacé. Les âges sur amphiboles de l'encaissant plutonique non déformé et sur micas blancs des veines de quartz et cisaillements associés obtenus dans le cadre de cette étude sont mis en correspondance avec les données géochronologiques connues de la partie sud de la Sous-province de l'Abitibi dans la figure 2.21.

Les amphiboles de l'encaissant plutonique enregistrent un âge de cristallisation à ca. 2680-2690 Ma (compatible avec l'âge U/Pb à 2700 Ma proposé par Wong *et al.* (1991) pour l'intrusion de Bourlamaque), un événement à ca. 2650 Ma et quelques perturbations entre ca. 2630 et 2610 Ma, ces dernières étant compatibles avec l'âge HT sur mica blanc le plus élevé de cette étude (2611.9 ± 3.6 Ma, échantillon BF1750-7C, Fig. 2.13). Ces perturbations entre 2650 et 2610 Ma ne sont compatibles ni avec l'intrusion des dykes dans le pluton, ni avec le métamorphisme régional au faciès du schiste vert (les minéralisations sont post-métamorphiques). Les âges à ca. 2650 Ma sont interprétés comme potentiellement associés à la mise en place de la suite granitique du batholite de Preissac-Lacorne entre 2660 et 2642 Ma (Daigneault, Mueller et Chown, 2002) et les perturbations vers 2630-2610 Ma comme liées à la minéralisation aurifère, ces deux éléments n'étant pas exclusifs, l'évènement minéralisateur pouvant débuter dès ca. 2650 Ma.

Les micas blancs issus des cisaillements et veines de quartz minéralisées présentent deux groupes d'âges, (1) entre 2505 et 2610 Ma et (2) entre ca. 2420 et 2505 Ma. Le groupe d'âges (1) pourrait représenter le fonctionnement, certainement discontinu, du système hydrothermal minéralisateur sur environ 100 Ma. Le groupe d'âges (2) est possiblement associé à des circulations de fluides tardives et discrètes. Le fonctionnement des réseaux de cisaillements post-minéralisation reconnus au Lac Herbin, à Beaufor et à Beacon 2 pourrait être lié à ces évènements.

L'âge sur biotite à ca. 2455 Ma, bien qu'isolé et demandant confirmation, suggère que le pluton de Bourlamaque ait pu subir plusieurs évènements liés à du métamorphisme régional au faciès du schiste vert.

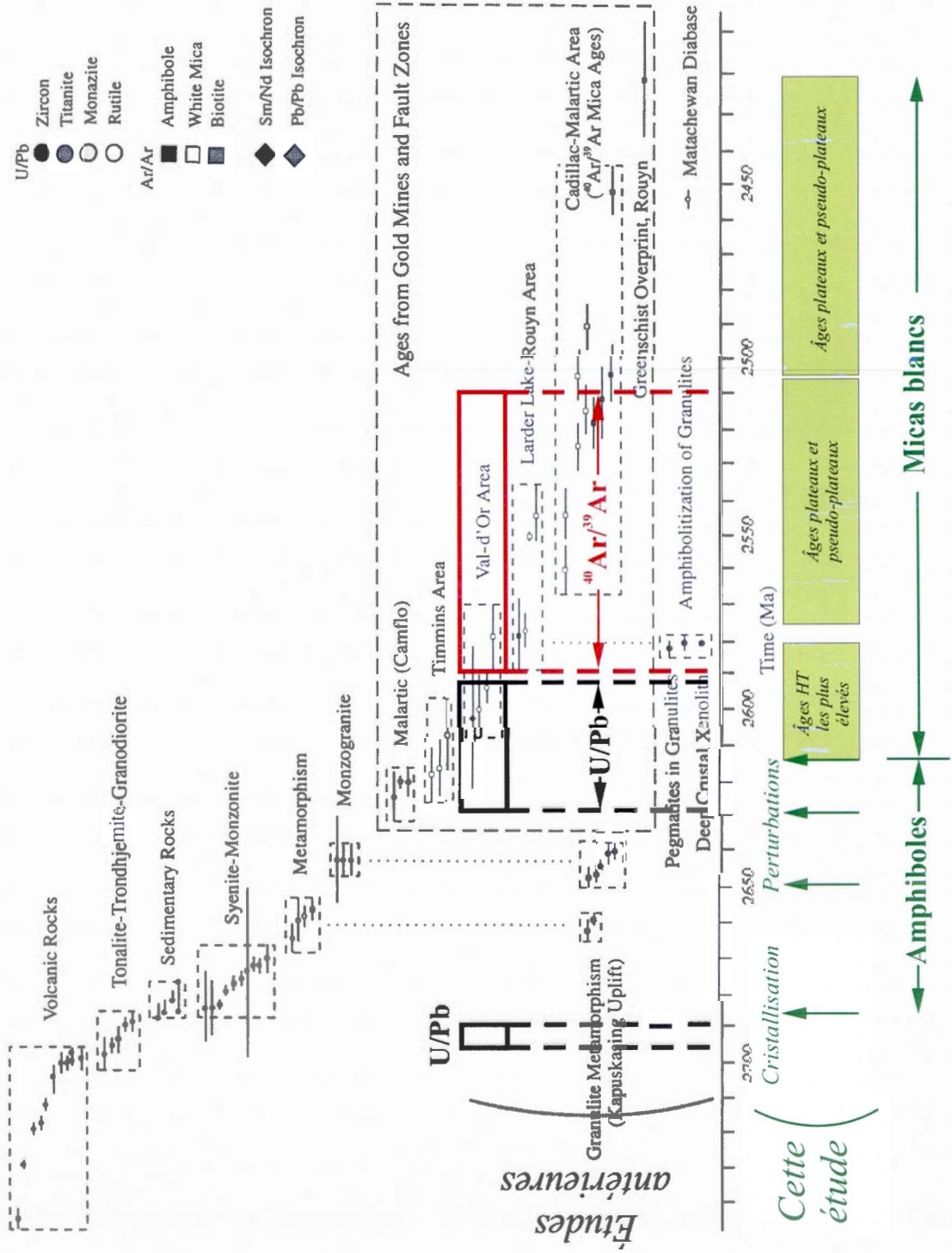


Figure 2.21 : Représentation des principales données géochronologiques de cette étude en relation avec la synthèse des données géochronologiques de la partie sud de la Sous-province de l'Abitibi et de la partie nord de la Sous-province du Pontiac d'après Powell, Carmichael et Hodgson (1995). Les âges U/Pb et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la région de Val-d'Or listés dans le tableau 1 (p. 29) sont représentés respectivement en noir et en rouge. Les données de cette étude (AP, PAP et âges apparents) sont en vert. Les âges sur amphiboles issus de dykes porphyriques et l'âge sur biotite de l'intrusion de Bourlamaque non déformé, qui sont des âges isolés sur des spectres relativement perturbés, ne sont pas représentés pour des raisons de clarté.

CHAPITRE III

DISCUSSION

Les éléments structuraux rapportés dans le cadre de l'étude du gisement Lac Herbin et des affleurements de surface du pluton de Bourlamaque, bien que tout à fait compatibles avec la description des principaux gisements filoniens aurifères de la région de Val-d'Or, permettent de proposer un réexamen du contexte structural des minéralisations dans le cadre d'une synthèse à l'échelle du pluton de Bourlamaque. Cette synthèse structurale, associée à l'apport de nouvelles et nombreuses données géochronologiques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, permet de participer au débat sur l'origine et le développement des minéralisations filoniennes aurifères dans la région de Val d'Or, et plus généralement dans les orogènes tardi-archéens.

3.1 – MODÈLES STRUCTURAUX

Les dykes mafiques largement documentés dans le pluton de Bourlamaque (cf. chapitre I de cette étude), affectés par le métamorphisme régional au faciès du schiste vert et d'orientation très variable sans rapport clair avec le grain structural régional, imageraient un réseau de fractures antérieur à la déformation régionale. Cette anisotropie préexistante pourrait être à priori le premier facteur à considérer dans le développement des structures minéralisées à fort pendage, en particulier dans le cadre du modèle faille-valve (Sibson, Robert et Poulsen, 1988) qui implique la réactivation de structures préexistantes à fort pendage. Néanmoins, l'étude du gisement Lac Herbin suggère que les nombreux dykes mafiques présents dans le gisement ne joueraient pas un rôle systématique et ne contrôlèrent pas l'attitude générale des structures cisailantes minéralisées à fort pendage (mais uniquement celle de structures synthétiques secondaires à pendage modéré). Le modèle de rotation de Ramsay et Huber (1987) constitue donc une alternative intéressante pour expliquer la mise en place des structures à fort pendage, avec le développement d'un réseau de cisaillements conjugués compatibles avec un régime de déformation régionale s'apparentant à du cisaillement pur. Ce régime de déformation correspond d'ailleurs à la déformation régionale dans la région de Val d'Or, marqué par un étirement

subvertical et un grain structural E-O à fort pendage. Toutefois, un réseau parfaitement symétrique ne se développe probablement pas dans la réalité, à l'instar de ce que propose le modèle. La géométrie irrégulière du pluton de Bourlamaque permettrait la réorientation locale des contraintes régionales, permettant préférentiellement le développement des cisaillements soit à pendage nord, soit à pendage sud, et ce différemment selon la profondeur dans le pluton, le niveau d'érosion actuel exposant des structures majoritairement à pendage sud.

Le modèle de Ramsay et Huber (1987) ne disqualifie pas pour autant le système de faille-valve, les structures réactivées sous contrainte qui induisent le pompage sismique pouvant être les failles développées par le dit modèle. La combinaison de ces deux modèles impliquerait donc que les fluides mettant en place la minéralisation (mécanisme de faille-valve) soient plus tardifs que les fluides associés à la mise en place des structures cisailantes du modèle de Ramsay et Huber. Les dykes mafiques serviraient de piège structural, par la réorientation locale des cisaillements à fort pendage qui les transposent, et de piège chimique, par leur composition riche en fer favorisant la précipitation des sulfures et de l'or (Mikucki, 1998). En ce sens, les dykes génèrent un domaine favorable à la formation d'un gisement localement le long des structures à fort pendage développées dans le modèle de Ramsay et Huber, mais ne contrôlent pas la mise en place de ces structures à fort pendage.

Ce modèle de Ramsay et Huber (1987) a été récemment appuyé par la modélisation analogique de la déformation d'une lithosphère chaude archéenne et paléoprotozoïque (Cagnard, Brun et Gapais, 2006; Cagnard *et al.*, 2006; Fig. 3.1 A). La modélisation met en évidence une déformation correspondant majoritairement à du cisaillement pur vertical sur l'ensemble de la lithosphère, les enveloppes topographiques de la surface et du Moho restant globalement subhorizontales, même pour de très forts taux de déformation. Le raccourcissement horizontal, associé à un étirement vertical et accompagné de fluage latéral, entraîne un épaissement distribué de la lithosphère où les chevauchements sont limités à la croûte supérieure fragile. Dans cette croûte supérieure fragile, la compression induit le développement d'un réseau de zones transpressives produisant en plan un découpage losangé. Plus le taux de raccourcissement est élevé, plus la déformation est distribuée. Pour des taux de raccourcissement plus faibles, des cisaillements anastomosés délimitent des blocs moins affectés par la déformation et qui subissent des rotations autour d'axes verticaux. Cette dernière géométrie correspond à celle de la Sous-province de l'Abitibi (Chardon, Gapais et Cagnard, 2009), et

pourrait être l'équivalent en plan du modèle de Ramsay et Huber (1987). Dans ce dernier, c'est la présence plus ou moins importante des fluides qui affecte la répartition de la déformation (l'absence de fluides impliquant une déformation distribuée avec réorientation des cisaillements, la présence de fluides favorisant l'accommodation de la déformation par les cisaillements), tandis que la répartition de la déformation dans la modélisation analogique proposée par Cagnard *et al.* (2006) dépend du taux de déformation. La géométrie de la Sous-province de l'Abitibi impliquerait donc un taux de déformation modéré, dans l'acceptation du modèle de Cagnard *et al.* (2006), associé à la présence de fluides dans les principaux couloirs de déformation. Dans la région de Val d'Or, la présence de veines d'extension subhorizontales associées aux failles inverses minéralisées indique une mise en place sous une contrainte différentielle faible (Cox *et al.*, 1991), compatible avec une réactivation accompagnée d'un faible taux de déformation (Cox, 2005; Cox, Knackstedt et Braun, 2001). Le fait que les minéralisations filoniennes aurifères soient encaissées dans des structures à faible déplacement (Sibson, 2001; Cox et Ruming, 2004; Cox, 2005; cette étude) suggère également que les circulations de fluides ne sont pas forcément associées à des mouvements verticaux importants dans la Zone Volcanique Sud.

La modélisation proposée par Cagnard, Brun et Gapais (2006) et Cagnard *et al.* (2006) est également appuyée par des études de terrain dans le craton de Dharwar (Chardon, Chouckroune et Jayananda, 1998; Fig. 3.1 B), les Svecofennides (Cagnard, Gapais et Barbey, 2007) et en Terre Adélie (Gapais *et al.*, 2008), suggérant que les structures crustales subverticales transpressives développées dans les orogènes précambriens ne sont pas forcément connectées entre elles en profondeur et permettent principalement d'accommoder la déformation par fluage latéral et non pas par épaissement crustal comme dans les orogènes phanérozoïques (voir aussi Chardon, Gapais et Cagnard, 2009; Gapais *et al.*, 2009). Le lien structural en profondeur entre la faille de Cadillac et les structures minéralisées dans la Zone Volcanique Sud en Abitibi, tel que proposé par Robert, Boullier et Firdaous (1995), pourrait donc être remis en question.

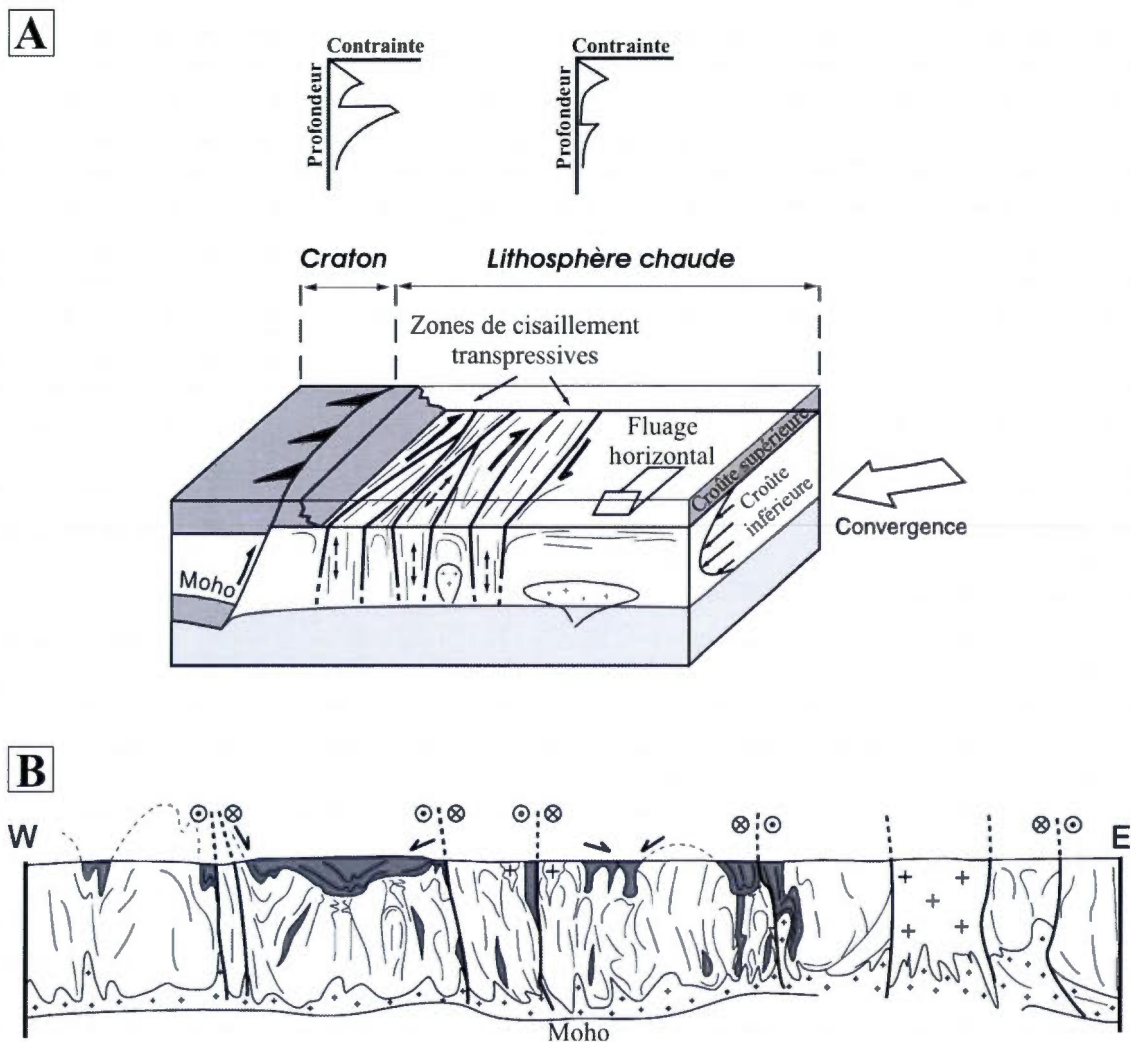


Figure 3.1 : Principales caractéristiques rhéologiques et structurales d'une lithosphère chaude. A) Schéma synthétisant un comportement possible d'une lithosphère chaude dans le cadre d'une accréation contre un domaine plus résistant. D'après Cagnard *et al.* (2006). B) Exemple de section crustale interprétée d'une ceinture de roches vertes archéenne transpressive (Craton de Dharwar, Inde). Les lignes subverticales correspondent aux traces de la foliation et aux zones de cisaillement, les zones grisées correspondent aux roches vertes et les croix représentent les domaines granitiques. Modifié de Chardon, Chouckroune et Jayananda (1998) par Cagnard, Brun et Gapais (2006).

3.2 – INTERPRÉTATION CONJOINTE DES ÂGES $^{40}\text{AR}/^{39}\text{AR}$ SUR AMPHIBOLES ET MICAS BLANCS

Les amphiboles du pluton de Bourlamaque (Fig. 2.2) enregistrent un âge de cristallisation à ca. 2680-2690 Ma (compatible avec l'âge U/Pb à 2700 Ma proposé par Wong *et al.*, 1991), quelques perturbations à ca. 2667-2674 Ma, qui pourraient être liées à la mise en place de l'essaim de dykes mafiques bien documenté dans le pluton ou bien au métamorphisme affectant l'encaissant plutonique et ces dykes, et un événement bien marqué par des âges plateaux à ca. 2640-2650 Ma. Ce dernier événement est suivi par quelques autres perturbations vers 2630 Ma et vers 2613 Ma.

Deux événements perturbateurs, non nécessairement exclusifs, peuvent être envisagés pour expliquer les âges à ca. 2640-2650 Ma observés sur les amphiboles des niveaux 25 à 30 de la mine du Lac Herbin : la mise en place en base du pluton de Bourlamaque d'une autre intrusion et l'évènement minéralisateur à l'origine des minéralisations encaissées dans le pluton.

- *Intrusion en profondeur.* Une source de chaleur en profondeur pourrait avoir un lien avec le rajeunissement progressif des âges plateaux sur amphiboles vers les niveaux inférieurs de la mine du Lac Herbin. Le pluton de Bourlamaque pourrait être recoupé par une intrusion plus profonde vers 2650 Ma, liée à la mise en place des plutons de Lamotte (appartenant au batholite de Preissac-Lacorne), au nord de l'intrusion de Bourlamaque, lors d'une phase d'exhumation proposée entre 2660 Ma et 2642 Ma (Daigneault, Mueller et Chown, 2002). Le profil gravimétrique proposé par Jébrak *et al.* (1991) semble d'ailleurs montrer un épaissement du pluton dans sa partie nord. L'apport de chaleur associé à une intrusion tardive serait à même de mobiliser des fluides, par déshydratation des unités encaissantes en base du pluton de Bourlamaque, en déséquilibre avec les amphiboles de l'intrusion et donc susceptible d'induire leur recristallisation vers 2640-2650 Ma

- *Évènement associé à la minéralisation aurifère.* L'évènement à l'origine des minéralisations consiste en un apport de fluide qui pourrait potentiellement être à l'origine de la recristallisation des amphiboles du pluton de Bourlamaque. L'observation d'un accroissement de la perturbation avec la profondeur semble en parfaite adéquation avec le mouvement ascendant attendu pour la propagation des fluides minéralisateurs. Les températures annoncées pour ces fluides (260-380°C, Kerrich et King, 1993; 350°C, Beaudoin et Pitre, 2005) et une composition

chimique de ces fluides en déséquilibre avec la roche encaissante pourraient très probablement induire la recristallisation de ces amphiboles telle qu'observée.

Même si dans le pluton de Bourlamaque il y a coïncidence entre les perturbations les plus jeunes affectant les amphiboles (2630-2613 Ma) et les âges apparents les plus vieux des étapes de haute température d'un mica blanc d'une veine de quartz minéralisée à la mine Beaufor (à ca. 2612 Ma), les gammes d'âge observées sur amphiboles et micas blancs sont globalement totalement disjointes. Hanes *et al.* (1989) et Hanes, Archibald et Hodgson (1992) dans le cadre d'une étude de la mine Sigma ont abordé ce problème de disparité des âges entre d'une part les muscovites des minéralisations aurifères et d'autre part les amphiboles de la diorite porphyrique encaissante. Les âges qu'ils ont produits sont sur certains points comparables à ceux de la présente étude : amphiboles vers 2690 Ma et muscovites vers 2580 Ma. Ils ont considéré l'écart d'âge amphibole/muscovite de 110 Ma dans l'optique d'un événement minéralisateur précoce intervenant vers 2680-2690 Ma (Boyle, 1961; Kerrich and Fryer, 1979; Cloué-Long, King et Kerrich, 1990) et ont argumenté contre le fait que «l'âge muscovite» puisse être un âge de refroidissement associé à un phénomène de refroidissement lent durant 110 Ma, qui serait incompatible avec le contexte géologique et l'observation qu'il n'y a ni perte ni décrépitation des inclusions fluides dans les veines minéralisées à la mine Sigma (Robert et Kelly, 1987). Ils rejettent de la même façon l'éventualité d'un événement thermique ponctuel vers 2580 Ma comme pouvant être à l'origine d'une remise à zéro de muscovites initialement cristallisées vers 2680-2690 Ma durant un événement minéralisateur précoce en raison de l'absence de perturbation enregistrée par les amphiboles de l'encaissant. Ces auteurs au final proposent que l'évènement minéralisateur soit daté par la muscovite vers 2580 Ma.

À la différence des résultats sur amphiboles obtenus par Hanes *et al.* (1989) et Hanes, Archibald et Hodgson (1992), de qualité moindre que ceux de cette étude (les étapes de chauffe y sont moins nombreuses et présentent une marge d'erreur plus importante), les amphiboles du pluton de Bourlamaque non déformé prélevées au sein de la mine du Lac Herbin confirment une histoire complexe en lien avec des fluides, et ceci avant même qu'ait débuté (ou persisté) un quelconque enregistrement isotopique par les micas blancs des veines minéralisées.

De plus, comme détaillé dans la section 2.3.1.2, les amphiboles datées dans le cadre de cette étude proviennent toutes (à l'exception de l'échantillon JS-1) de la mine du Lac Herbin et montrent une relation nette entre les âges obtenus et la profondeur d'échantillonnage, les âges les

plus vieux (2681-2692 Ma) étant les plus proches de la surface, les âges plus jeunes (2613 à 2650 Ma) provenant des niveaux plus profonds. Ce constat suggère que le ou les événements perturbateurs à l'origine des âges les plus jeunes observés (2613 à 2650 Ma) seraient par nature proximaux. Autant le métamorphisme régional au faciès du schiste vert, dont l'âge est globalement estimé à 2680-2660 Ma pour la Zone Volcanique Sud (Powell *et al.*, 1995) et à 2690-2670 Ma dans la région de Val-d'Or (mine Sigma; Hanes, Archibald et Hodgson, 1992), pourrait permettre d'expliquer les âges ou formes de spectres d'âges sur amphibole dans la partie « sommitale » du pluton, voir éventuellement les âges vers 2670-2665 Ma des dykes intrusions, autant il ne semble pas pouvoir expliquer les âges plus jeunes observés des niveaux 25 à 30 au sein de la mine du Lac Herbin, qui sont 20 à 30 Ma plus jeunes. Par ailleurs le lien observé entre profondeur et âge est incompatible avec un métamorphisme de type régional lié à de l'enfouissement lorsqu'on considère la taille limitée du gisement du Lac Herbin (environ 0,27 km² pour une profondeur actuelle d'environ 400 m, l'échantillonnage étant réparti sur une profondeur d'environ 300 m). Ces éléments suggèrent donc un lien possible entre les perturbations sur amphiboles à (et plus jeunes que) 2650 Ma et des fluides associées à la minéralisation.

Concernant les perturbations à 2630-2613 Ma sur les amphiboles, on constate qu'elles sont compatibles avec plusieurs âges U/Pb à ca. 2630 – 2600 Ma obtenus dans la région sur des minéraux hydrothermaux (rutile et titanite) associés au même type de minéralisation dans les mines Sigma et Camflo (Jemielita, Davis et Krogh, 1990; Zweng, Mortensen et Dalrymple, 1993; Anglin, Jonasson et Franklin, 1996), avec des âges Sm-Nd sur scheelite à ca. 2600 Ma aux mines Sigma et Siscoe Extension (Anglin, Jonasson et Franklin, 1996) (Tableau 1 p. 29; Fig. 9 et 2.9), et avec un âge ⁴⁰Ar/³⁹Ar de haute température à ca. 2612 Ma (pseudo-plateau) provenant de la mine Beaufor (cette étude). Ces éléments suggèrent donc fortement que les perturbations vers 2630 et 2613 Ma, et probablement les âges plateaux vers 2650 et 2640 Ma, observées sur les amphiboles du pluton soient en lien avec la minéralisation aurifère. En outre, la coïncidence des âges entre ces trois méthodes de datation semble indiquer que les spectres ⁴⁰Ar/³⁹Ar des micas blancs puissent conserver des évidences d'âges aussi anciens que ceux fournis par les méthodes U-Pb ou Sm-Nd. Néanmoins une proportion non négligeable des âges apparents ou pseudo-plateaux aux étapes HT obtenus dans le cadre de cette étude présente des maxima de fréquence dans les gammes d'âge 2565-2585 Ma ainsi que 2512-2523 Ma. Ces groupes d'âges semblent eux aussi parfaitement cohérents avec les résultats ⁴⁰Ar/³⁹Ar obtenus précédemment par Hanes *et*

al. (1989), Hanes, Archibald et Hodgson (1992) ou Zweng, Mortensen et Dalrymple (1993) (Tableau 1 p. 29).

En outre, le fonctionnement du système, associé à une déformation mylonitique et des pulses hydrothermaux, laisse supposer qu'on ne préserve pas (ou très mal) les âges anciens, comme semble l'indiquer l'âge HT à 2611.9 ± 3.6 Ma (à la mine Beaufor) qui est relativement isolé par rapport aux autres âges HT (Fig. 2.8).

Ces différents éléments de discussion laissent à penser que les premières circulations de fluides liées à la minéralisation aurifère dans le pluton de Bourlamaque sont enregistrées par les amphiboles vers 2650 Ma. Le contexte de recristallisation des micas blancs, lié à la déformation mylonitique et à la périodicité de pulses hydrothermaux, n'a probablement pas permis de conserver des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ aussi anciens (qui sont toutefois enregistrés entre 2630 et 2600 Ma dans les mines Sigma, Camflo, Siscoe Extension, Beaufor (un âge HT, cette étude), et sous forme de perturbation sur les amphiboles du pluton de Bourlamaque) mais permettrait par contre d'enregistrer l'évolution de la déformation et des veines associées, dont l'activité se poursuit possiblement jusque vers 2505 Ma. Olivo *et al.* (2007) proposent également des circulations hydrothermales entre 2640 et 2550 Ma, ainsi qu'un âge à 2566 ± 71 Ma marquant selon ces auteurs un événement hydrothermal de longue durée à la mine Siscoe, d'après les ratios isotopiques du Pb de pyrites hydrothermales.

Enfin, l'activité plus discrète < 2505 Ma enregistrée par les micas blancs traduit probablement une histoire différente de celle du groupe d'âge > 2505 Ma, comme expliqué dans la section 2.3.2.4, qui pourrait avoir comme origine la mise en place des essaims de dykes de diabase protérozoïques documentés en Abitibi ou bien une remobilisation liée à des circulations de fluides discrètes et tardives, vraisemblablement séparée de l'hydrothermalisme lié à la mise en place de la minéralisation. Ces âges < 2505 Ma sont en effet compatibles avec le PAP de haute température de la zone post-minéralisation stérile HW3 dans le gisement de Lac Herbin (Fig. 2.19 B).

L'âge des dykes de diabase protérozoïques dans les régions de Val-d'Or et Senneterre est documenté à ca. 2165-2220 Ma (Buchan, Mortensen et Card, 1993), soit environ 200 Ma plus jeune que les perturbations significatives les plus récentes enregistrées par les minéralisations. Un large essaim de dykes de diabase est daté à ca. 2.45 – 2.47 Ga Ma dans la région de Matachewan, et est connu pour avoir réinitialisé le système isotopique U/Pb dans des

gisements de Kirkland Lake (Kerrich, 1994; Phinney et Halls, 2001). Toutefois, la distance géographique relativement importante avec le pluton de Bourlamaque (> 120 km) semble exclure un impact sur le signal géochronologique des minéralisations. Ces éléments suggèrent donc que les essaims de dykes protérozoïques ne sont pas la source des perturbations entre 2420 et 2500 Ma. Par contre, quelques éléments géochronologiques suggèrent plutôt que ces circulations discrètes tardives puissent être liées à la mise en place du réseau de failles post-minéralisation reconnu dans les gisements Beaufor, Beacon 2 et Lac Herbin. En effet, dans le gisement du Lac Herbin, la zone HW3, associée au réseau de structures cisailantes post-minéralisation, enregistre un PAP de haute température à 2483.3 ± 3.3 Ma compatible avec le pic d'AP à 2477-2482 Ma (Fig. 2.10) et d'AP+PAP à 2463-2482 Ma des zones minéralisées au Lac Herbin (Fig. 2.16). Dans le gisement Beacon 2, la structure tardive New Vein montre également une perturbation en selle bien marquée à ca. 2470 Ma (échantillon BC-NV-09; Fig. 2.18 B). Il semble toutefois difficile d'associer ces quelques âges sur les structures tardives à des événements d'ampleur régionale, bien que Powell *et al.* (1995) documentent des circulations hydrothermales dans la faille de Cadillac jusque vers 2415 Ma.

Les données géochronologiques de cette étude suggèrent donc que les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ enregistrés vers 2650 Ma par les amphiboles du pluton de Bourlamaque peuvent être interprétés comme étant associés aux fluides liés à la minéralisation. Le fait que cet âge soit très bien exprimé par cinq âges plateaux suggère une recristallisation complète de certaines amphiboles qui pourrait être associée à un phénomène d'ampleur régionale. Cet événement régional serait compatible avec la nature proximale des perturbations enregistrées par les amphiboles puisque ces perturbations sont vraisemblablement liées à des circulations de fluides. Les zircons contenant de l'or en inclusion datés à ca. 2700-2680 Ma par Claoué-Long, King et Kerrich (1990, tableau 1 p.29) pourraient être hérités ou correspondraient à un événement minéralisateur plus ancien, séparé des circulations hydrothermales datées dans cette étude.

3.3 – MODÈLE MÉTAMORPHIQUE

La présence dans la région de Val-d'Or de deux types de minéralisations filoniennes aurifères structurellement bien définies, clairement pré-métamorphiques et post-métamorphiques (Robert, 1994), semble difficilement explicable par un modèle de continuum crustal (Groves, 1993) impliquant des minéralisations globalement contemporaines du métamorphisme, d'autant

plus que cette étude suggère que les minéralisations du pluton de Bourlamaque sont séparées du métamorphisme régional par plusieurs dizaines de millions d'années. Le modèle métamorphique (Powell, Will et Phillips, 1991; Stüwe, Will et Zhou, 1993; Stüwe, 1998; Phillips et Powell, 2009 et 2010), caractérisé par le décalage temporel du pic métamorphique dans les différents niveaux crustaux, semble plus adapté pour expliquer les observations structurales et les données géochronologiques associées aux minéralisations de la région de Val-d'Or. Les veines pré-métamorphiques pourraient être expliquées par le modèle *deep-earlier*, et les veines post-métamorphiques par le modèle *deep-later*. Toutefois, le faible niveau d'érosion de la plupart des ceintures de roches vertes archéennes, exposant de grandes superficies de roches au faciès du schiste vert, indique que l'épaississement crustal n'est pas la cause principale du métamorphisme BP-HT, ce qui est donc à priori incompatible avec l'hypothèse de base du modèle *deep-later* (Powell, Will et Phillips, 1991; Powell, Carmichael et Hodgson, 1995a).

Stüwe (1998) propose, pour rendre compte de l'occurrence de veines minéralisées post-métamorphiques dans des terrains au faciès métamorphique du schiste vert, le couplage du modèle *deep-earlier* en profondeur avec le modèle *deep-later* dans les niveaux supérieurs de la croûte, par l'intermédiaire d'une érosion limitée (Fig. 3.2). Des travaux récents sur la modélisation de lithosphères chaudes semblent effectivement confirmer de faibles taux d'érosion dus au développement limité de la topographie dans les orogènes précambriens (Gapais et *al.*, 2009 et références incluses). Le pic métamorphique serait donc atteint plus tôt dans les niveaux supérieurs de la croûte grâce à la dénudation tandis que les niveaux profonds, toujours affectés par une source de chaleur sous-jacente très probablement liée à des intrusions en profondeur, atteindraient ces conditions plus tardivement. Stüwe (1998) propose de plus que les pics métamorphiques entre les niveaux supérieurs et inférieurs puissent être séparés par quelques dizaines de millions d'années.

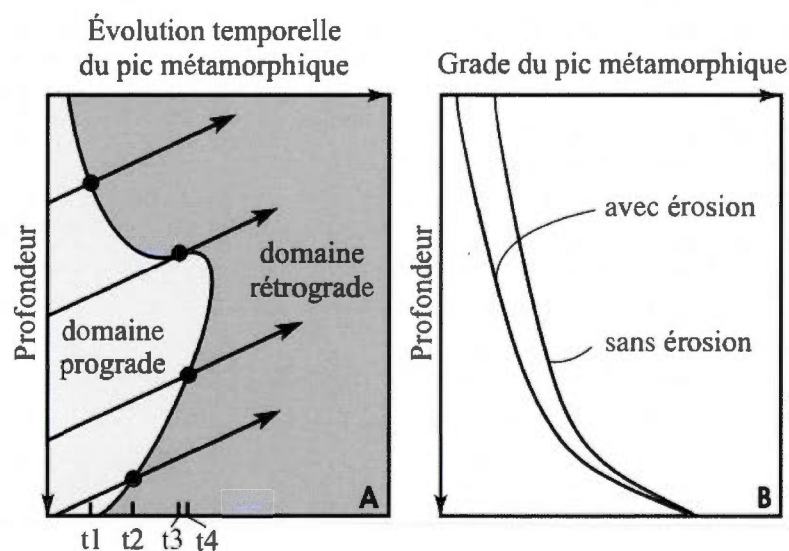


Figure 3.2 : Modèle métamorphique *deep-earlier* et érosion des niveaux supérieurs. A) L'évolution temporelle du pic métamorphique séparant les domaines prograde et rétrograde traduit un modèle de type *deep-earlier* en profondeur et *deep-later* vers la surface. Les flèches indiquent à titre d'exemple le chemin P-t de roches à différentes profondeurs. B) Évolution des conditions maximales de métamorphisme en fonction de la profondeur, avec ou sans érosion. Modifié de Stüwe (1998).

Pettke, Diamond et Villa (1999) ont documenté dans les Alpes, grâce à des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovites hydrothermales associées à des veines aurifères, la production de fluides minéralisateurs lors d'un métamorphisme prograde impliquant la dévolatilisation de schistes calcaires sur 20 Ma. Les veines les plus anciennes proviennent des zones externes les moins érodées et les âges les plus jeunes des zones internes exhumées, avec un grade métamorphique plus élevé. Les travaux de Pettke, Diamond et Villa (1999) confirment donc la validité du modèle métamorphique et sont comparables à cette étude de part la méthode de datation utilisée et les minéraux datés. Le modèle métamorphique dans le cadre de cette étude serait d'ailleurs tout à fait compatible avec l'écart d'environ 20-30 Ma entre l'âge supposé du métamorphisme régional (ca. 2680-2670 Ma à la mine Sigma) et les âges plateaux sur amphiboles à ca. 2650 Ma interprétés comme enregistrant les premières traces de fluides associés à la minéralisation.

L'érosion, même limitée, nécessaire dans le cadre de ce modèle, semble naturellement liée à l'épisode d'exhumation proposé dans la Zone Volcanique Sud par Daigneault, Mueller et Chown (2002, Fig. 6 B) entre 2660 Ma et 2642 Ma. Toutefois, l'étude structurale des gisements

aurifères filoniens de la région de Val-d'Or indique clairement que la mise en place des veines minéralisées est associée à des cisaillements inverses, compatibles avec une contrainte principale subhorizontale et globalement orientée nord-sud. Ce contexte compressif semble donc à priori incompatible avec une éventuelle phase d'exhumation entre 2660 et 2642 Ma, dont les mouvements seraient concentrés le long des failles Cadillac et Destor-Porcupine (Daigneault, Mueller et Chown, 2002). Mais comme le soulignent Cagnard, Brun et Gapais (2006) et Cagnard *et al.* (2006), l'exhumation des orogènes chauds archéens et paléoprotozoïques serait liée à l'érosion essentiellement et non pas à des phénomènes d'extension tectonique. En effet, le niveau d'érosion (schiste vert en Abitibi) est homogène sur de grandes surfaces, suggérant d'ailleurs des isogrades métamorphiques subhorizontaux, et les dernières structures ductiles enregistrées sont compressives (absence de failles de détachement à faible pendage comme dans l'évolution rétrograde des orogènes phanérozoïques). La différence de grade métamorphique de part et d'autre de la faille Cadillac (amphibolite dans la Sous-province du Pontiac et schiste vert en Abitibi) pourrait donc correspondre à une érosion différentielle, c'est-à-dire à une topographie initiale différente (plus élevée dans le Pontiac), compatible avec un contexte régional compressif.

Sans pour autant exclure un certain rôle de la faille de Cadillac en tant que drain pour les fluides profonds (Robert, Boullier et Firdaous, 1995), le modèle métamorphique fournirait l'essentiel des fluides qui seraient en imprégnation dans l'ensemble de la pile volcanique (Etheridge, Wall et Vernon, 1983; Etheridge *et al.*, 1984; Powell, Will et Phillips, 1991; Stüwe, Will et Zhou, 1993; Stüwe, 1998; Beaudoin, Therrien et Savard, 2006) et qui circuleraient à la faveur des hétérogénéités lithologiques ou structurales dans la pile volcano-sédimentaire verticalisée. L'accumulation de pressions de fluides supralithostatiques au sein du pluton de Bourlamaque (indiquée par la présence de veines d'extension subhorizontales), ainsi que probablement à la base du pluton et des veines de quartz déjà formées permettrait la réactivation par le mécanisme de faille-valve des structures à fort pendage vraisemblablement formées lors de la compression régionale D2. Beaudoin, Therrien et Savard (2006) proposent d'ailleurs que la faille Cadillac serve principalement d'exutoire pour les fluides métamorphiques plutôt que de drain vers les structures d'ordre inférieur (Fig. 1.40 A), ce qui peut être appuyé par plusieurs éléments géochronologiques suggérant dans cette zone de faille des circulations de fluides compatibles avec les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ entre 2590 et 2505 Ma enregistrés par les micas blancs dans le pluton de Bourlamaque. Powell *et al.* (1995) documentent en effet une muscovite chromifère

d'un faciès schiste vert de la zone de faille Cadillac – Larder Lake donnant un âge plateau à 2543 ± 8 Ma, et Feng *et al.* (1992) une biotite post-cinématique dans la faille Kirkland Lake – Cadillac avec un âge plateau à 2513 ± 10 Ma.

La contemporanéité entre des âges de minéralisations aurifères filoniennes considérées post-métamorphiques et le métamorphisme de terrains plus profonds est également documentée en Australie. Dans le craton du Yilgarn, Kent, Cassidy et Fanning (1996) indiquent aussi des âges à ca. 2630 Ma synchrones d'une phase métamorphique dans les terrains profonds exhumés du craton (fusion partielle, intrusion de granitoïdes, métamorphisme au faciès amphibolite-granulite), et proposent d'ailleurs que les épisodes de minéralisation aurifère tardifs fassent partie intégrante des phases finales de cratonisation aussi bien pour le craton du Yilgarn que pour la Province du Supérieur.

3.4 – SOURCE DES FLUIDES ET DURÉE DE L'HYDROTHERMALISME

Les minéralisations filoniennes post-métamorphiques recoupent les assemblages métamorphiques des intrusions qui les encaissent dans la région de Val-d'Or, excluant une origine magmatique directement liée à la mise en place de ces intrusions. De plus, les résultats $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenus sur le pluton de Bourlamaque dans le cadre de cette étude, associés au modèle métamorphique de Stüwe (1998) imposent plusieurs contraintes pour les sources potentielles de fluides :

(1) La combinaison d'un modèle métamorphique *deep-earlier* en profondeur et *deep-later* dans les niveaux supérieurs implique une source de fluides éloignée (appuyée par l'étude des fluides hydrothermaux dans la région de Val d'Or de Neumayr et Hagemann en 2002) depuis des zones de grade métamorphique plus élevé que le faciès du schiste vert qui encaisse le champ filonien étudié.

(2) Les premières traces de fluides liés à la minéralisation sont enregistrées à ca. 2650 Ma par les amphiboles du pluton de Bourlamaque.

(3) Les âges les plus anciens directement issus d'analyses sur minéraux hydrothermaux des veines minéralisées dans la région de Val d'Or – à l'exclusion des âges U/Pb sur zircons à ca. 2700-2680 Ma qui pourraient correspondre à un autre épisode minéralisateur – sont à ca. 2630-2600 Ma (mines Camflo par U/Pb et Beaufor par $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, cf. tableau 1 et figure 2.13

Zone C). Ces âges «jeunes» à ca. 2630-2600 Ma ne sont pas documentés dans les roches au faciès du schiste vert de la Zone Volcanique Sud, hormis en association avec les minéralisations aurifères, et ne peuvent donc pas être rattachés directement à des évènements métamorphiques ou à des évènements structuraux de la Zone Volcanique Sud elle-même.

Des âges comparables sont documentés dans les Sous-provinces de l'Abitibi et du Pontiac. Dans la Sous-province de l'Abitibi, les granites de type S à grenat et muscovite du bloc de Lacorne sont datés entre 2655 et 2611 Ma (Feng *et al.*, 1992). Le bloc de Lacorne, qui correspond à la région du batholite de Preissac-Lacorne caractérisée par une auréole de métamorphisme de contact au faciès de l'amphibolite, est interprété par Feng *et al.* (1992) comme une fenêtre tectonique exposant des terrains du Pontiac subductés sous l'Abitibi du fait d'une surrection (et donc d'une érosion) différentielle. Une muscovite issue d'une pegmatite associée à ces granites de type S dans le bloc de Lacorne fournit un âge plateau à 2615 ± 10 Ma (Feng *et al.*, 1992). Les plutons hôtes de ces pegmatites donnent des âges sur zircon à 2632 ± 4 Ma (U/Pb, Machado *et al.*, 1991) et 2644 ± 14 Ma (évaporation Pb/Pb, Feng *et al.*, 1992). Ces mêmes séries granitiques de type S sont également présentes dans la Sous-province du Pontiac et datées entre 2663 et 2635 Ma (Feng *et al.*, 1992). Une titanite, datée par U/Pb et issue d'une métatonalite de la Sous-province du Pontiac donne un âge à 2637 ± 4 Ma, est interprétée comme correspondant à un épisode métamorphique régional (Machado *et al.*, 1991).

Feng *et al.* (1992), Kerrich et Cassidy (1994) et Kerrich et Ludden (2000) proposent que les évènements hydrothermaux «jeunes» en Abitibi (tels que ceux documentés dans cette étude) sont liés à un épisode métamorphique M2 autour de 2660 – 2610 Ma, lié à la subduction possible de la Sous-province du Pontiac sous la Sous-province de l'Abitibi, et marqué notamment par la mise en place de granites de type S vers 2650 – 2610 Ma, aussi bien dans la Sous-province du Pontiac que dans celle de l'Abitibi (suite granitique du batholite de Preissac-Lacorne dans le bloc de Lacorne). Cet épisode M2, contemporain d'un magmatisme plutonique, implique donc à priori une source à la fois métamorphique et magmatique pour les fluides hydrothermaux minéralisateurs. Toutefois, l'étude des isotopes stables du quartz des veines aurifères de la région de Val d'Or (Beaudoin et Pitre, 2005) semble indiquer un mélange entre des fluides métamorphiques et des fluides superficiels (eau de mer), suggérant que la composante magmatique est peu importante.

Ce deuxième épisode métamorphique serait donc compatible avec les interprétations de circulations de fluides liées à la minéralisation vers 2650 Ma (amphiboles du pluton de Bourlamaque, cette étude) et 2630-2600 Ma dans les mines Sigma (Wong *et al.*, 1991), Camflo (Zweng et Mortensen, 1989; Jemielita, Davis et Krogh, 1990), Siscoe extension (Anglin, Jonasson et Franklin, 1996) et Beaufor (cette étude). Dans le cadre du modèle métamorphique combinant les types *deep-earlier* et *deep-later*, le premier pic de fréquence d'âges HT sur micas blancs à ca. 2580 enregistré dans le pluton de Bourlamaque (Fig. 2.8) serait plus facilement compatible avec cet épisode métamorphique M2, plus vieux de 30 Ma au minimum, qu'en considérant l'âge du métamorphisme daté à la mine Sigma vers 2670-2680 Ma, ce dernier impliquant un décalage temporel du pic métamorphique très important (~ 100 Ma). Olivo *et al.* (2007) proposent également une activité hydrothermale étendue entre ca. 2.64 et 2.55 Ga sur la base des similarités entre les rapports isotopiques du Pb des veines minéralisées de la mine Siscoe et des granites S tardifs des Sous-provinces de l'Abitibi et du Pontiac. McCuaig et Kerrich (1998) argumentent également en faveur d'une source de fluides liée à la Sous-province du Pontiac en soulignant que les plus importantes sources de fluides disponibles pour les larges systèmes hydrothermaux proviennent de la dévolatilisation métamorphique des roches supracrustales subductées dans des conditions P-T correspondant à la transition des faciès schiste vert – amphibolite.

En considérant un décalage temporel minimal de 20 Ma entre le métamorphisme (et la dévolatilisation associée) et les minéralisations aurifères tel que documenté par Pettke, Diamond et Villa (1999), la mise en place des granites de type S dans le Pontiac et l'Abitibi permettrait d'expliquer les âges de minéralisations dans le pluton de Bourlamaque jusque vers 2590 Ma. Comme présenté dans la section 2.3.2.4, les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur les micas blancs associés aux zones minéralisées dans le pluton de Bourlamaque suggèrent fortement une activité périodique des veines de quartz minéralisées et des cisaillements qui les encaissent entre 2590 et 2505 Ma environ. Ces âges jeunes sont donc à priori difficilement explicables par le modèle métamorphique. Toutefois, ce modèle a été validé dans les Alpes (Pettke, Diamond et Villa, 1999), c'est-à-dire pour des gradients thermiques et des profils rhéologiques vraisemblablement différents de ceux inférés à l'Archéen.

Les orogènes archéens, et plus généralement précambriens, bénéficient de nombreux travaux récents mettant en évidence des caractéristiques qui pourraient être compatibles avec une

activité hydrothermale, ou du moins une succession d'épisodes hydrothermaux, s'étalant sur une centaine de millions d'années comme le laisse suggérer l'interprétation des résultats $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de cette étude. Les orogènes impliquant des lithosphères chaudes (i.e. précambriennes), dont les profils rhéologiques indiquent un comportement très majoritairement ductile (Condie et Benn, 2006; Mareschal et Jaupart, 2006), présentent des taux de refroidissement inférieur à ceux du Phanérozoïque (Willigers *et al.*, 2002), une déformation généralement distribuée impliquant des gradients topographiques limités et une érosion également distribuée, ainsi que des trajets métamorphiques rétrogrades compatibles avec une vitesse de déformation lente et des taux d'exhumation faibles (Gapais *et al.*, 2009). De plus, l'augmentation importante de la production de croûte continentale, et par conséquent de fluides métamorphiques et magmatiques associés, à partir du Protérozoïque (ca. 2.5 Ga) pourrait avoir débuté de manière significative dès le Néoarchéen à ca. 2.7 Ga (Condie et Benn, 2006). Sizova *et al.* (2010) proposent, sur la base de modélisations numériques et d'observations géologiques, que la transition vers une tectonique des plaques actuelle pourrait avoir eu lieu au Mésoarchéen et Néoarchéen (ca. 3,2 – 2,5 Ga). Cette transition, également proposée dans des études antérieures (par ex. Ranalli, 1997; Korenaga, 2006), serait compatible avec l'augmentation de production de croûte continentale.

Ces caractéristiques, et en particulier une déformation relativement lente (du fait de sa distribution) associée à une forte production de fluide liée à l'augmentation de production de croûte continentale, pourrait participer à la mise en place de minéralisations orogéniques sur des périodes de temps beaucoup plus longues que celles des orogènes phanérozoïques.

3.5 – SIGNIFICATION DES ÂGES $^{40}\text{AR}/^{39}\text{AR}$

L'interprétation et la compréhension des résultats de cette étude sont en partie liées à l'âge du métamorphisme régional, qui reste encore sujet à caution. Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \leq 2650$ Ma obtenus sur les amphiboles du pluton de Bourlamaque et les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \geq 2600$ Ma obtenus sur micas blancs de veines minéralisées de la région de Val d'Or sont considérés compatibles avec un épisode métamorphique M2 à ca. 2660-2610 Ma probablement associé à l'accrétion de la Sous-province du Pontiac, qui est au faciès de l'amphibolite, dans le cadre du modèle métamorphique (cf. section 3.4). Dans le faciès du schiste vert de la Zone Volcanique Sud, le métamorphisme, plus ancien (M1 selon Feng *et al.*, 1992), est daté, dans sa fourchette la plus large prenant en compte les marges d'erreur, entre 2696 et 2655 Ma (cf. p.14), ce qui recouvre

donc en partie l'épisode M2 lié à l'accrétion du Pontiac proposé par Feng *et al.* (1992), suggérant donc que ces épisodes M1 et M2 pourraient représenter une continuité dans le métamorphisme. De plus, Villa (1998) souligne l'importance du rôle des fluides (mis en évidence par exemple dans le pluton de Bourlamaque par les résultats sur amphibole de cette étude) qui peuvent réinitialiser les systèmes isotopiques sous les températures de fermeture élevées requises pour les phénomènes purement thermiques. Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de cette étude n'expriment donc pas une histoire uniquement thermique (liée par exemple à du métamorphisme de contact ou du refroidissement) mais l'histoire des circulations hydrothermales. Willigers *et al.* (2002) soulignent d'ailleurs que bien que le géotherme soit perturbé lors de l'orogénèse, la probabilité d'enregistrer géochronologiquement un événement baisse avec la profondeur, et donc avec le grade métamorphique, puisque la température augmente avec la profondeur. Les vitesses apparentes de refroidissement seraient par conséquent le résultat de l'érosion et du temps et reflèteraient donc les processus d'exhumation des roches plutôt qu'un refroidissement statique. Par conséquent, la mise en relation des âges obtenus dans cette étude avec des âges de refroidissement (ou de cristallisation) tel que les spectres non-perturbés de muscovites issues des pegmatites associées aux granites de type S dans le batholite de Preissac-Lacorne (Feng *et al.* 1992), ou d'épisodes métamorphiques au faciès amphibolite dans la Sous-province de Pontiac reste source d'ambiguïté. Une étude régionale du métamorphisme au grade du schiste vert dans la Zone Volcanique Sud par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fournirait probablement des âges qui pourraient être comparés plus facilement aux résultats de cette étude.

Bien que les caractéristiques thermiques et rhéologiques des orogènes précambriens semblent compatibles avec d'importantes circulations hydrothermales minéralisatrices tardives par rapport à l'histoire géologique de la Zone Volcanique Sud, le caractère composite des pics d'activité des veines aurifères et de la déformation mylonitique associée documentés dans cette étude reste difficile à expliquer de façon très précise en termes de géochronologie isotopique. Toutefois, plusieurs éléments peuvent être avancés.

D'une part, les circulations hydrothermales ne sont évidemment pas continues sur 100 Ma (groupe d'âges sur micas blancs entre 2610 Ma et 2505 Ma) mais correspondent très probablement à une succession d'événements hydrothermaux sur des périodes plus courtes comme l'illustre la périodicité bien définie des âges plateaux (Fig. 2.10), et d'autre part, la lecture d'événements périodiques à travers les données géochronologiques présentées dans cette

étude n'implique évidemment pas que tous les pulses hydrothermaux soient enregistrés (ou lisibles). La durée maximale de systèmes hydrothermaux les plus importants est généralement documentée autour d'un million d'années (par exemple la modélisation numérique d'une intrusion ultramafique par Cathles, Erendi et Barrie, 1997, et l'étude d'un système épithermal argentifère mésozoïque par Velador, Heizler et Campbell, 2010), une durée qui apparaît relativement courte au regard des pics d'âges plateaux documentés dans cette étude, dont la durée est de 5-10 Ma. Toutefois, la durée de ces systèmes hydrothermaux est considérée pour une seule intrusion magmatique, en l'absence de contexte géodynamique dans l'étude de Cathles, Erendi et Barrie (1997, modélisation numérique d'une intrusion isolée) et pour une intrusion post-tectonique dans l'étude de Velador, Heizler et Campbell (2010), ce qui diffère donc du contexte syn- à tardi orogénique des minéralisations du pluton de Bourlamaque. L'augmentation de la production de croûte continentale inférée pour la fin de l'Archéen (Condie et Benn, 2006; Sizova *et al.*, 2010), et donc de fluides, associée à un gradient géothermique plus élevé favorisant probablement la convection, pourrait expliquer la durée de 5-10 Ma des pics d'activités documentés dans le pluton de Bourlamaque. Sur la base de modélisations numériques, Connolly (2010) suggère aussi que les fluides métamorphiques issus de la dévolatilisation de la croûte seraient expulsés par pulses (ou «vagues»), tel que le suggèrent les pulses hydrothermaux marqués par les âges plateaux dans le pluton de Bourlamaque (cette étude). La périodicité de l'activité hydrothermale dans le pluton de Bourlamaque (pics d'âges plateaux) semble donc correspondre à la réalité physique des circulations hydrothermales, et non pas à un enregistrement sélectif de perturbations liées aux fluides, bien que l'ensemble des pulses hydrothermaux puissent de pas être enregistrés ou être lisibles.

Une succession de pulses hydrothermaux sur environ 100 Ma (d'après les données $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de cette étude) dans le cadre du mécanisme de faille-valve implique la possibilité de précipiter de nombreuses générations d'or au gré de différents cycles hydrothermaux et de remobiliser de façon séquentielle l'or précipité. Plusieurs études pétrographiques dans les gisements filoniens aurifères du pluton de Bourlamaque suggèrent d'ailleurs la précipitation d'au moins deux générations d'or, une première en inclusion dans les grains de pyrite et une deuxième dans les fractures affectant quartz et sulfures, comme à Ferderber (Taner, 1987), Beaufor (Roussy, 2003), Sigma (Robert, Brown et Audet, 1983; Robert et Brown, 1986b; Robert et Kelly, 1987; Olivo, Chang et Kyser; 2006) ou au Lac Herbin (Roy, 2009). Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur micas blancs présentés dans cette étude concernent des circulations hydrothermales

matérialisées par des veines de quartz aurifères et la déformation mylonitique associée, mais ne permettent pas de dater directement l'introduction de l'or dans le système mais plutôt les principaux pics d'activité hydrothermale auxquels pourraient correspondre des phases d'introduction et/ou de remobilisation de l'or.

3.6 – CONCLUSION GÉNÉRALE

L'interprétation et la discussion des données structurales et géochronologiques obtenues dans le cadre de cette étude amènent à proposer les points suivants concernant les minéralisations filoniennes aurifères dans la région de Val d'Or, et plus largement pour les minéralisations filoniennes aurifères tardi-archéennes :

- (1) Dans la région de Val d'Or, le contexte structural des minéralisations est lié à une déformation régionale qui s'apparente à du cisaillement pur et correspondrait à la combinaison des modèles de rotation de blocs de Ramsay et Huber (1987) et de faille-valve de Sibson, Robert et Poulsen (1988).
- (2) La Zone Tectonique de Cadillac ne serait pas un drain majeur pour les fluides vers les zones minéralisées.
- (3) Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ documentés dans le pluton de Bourlamaque enregistrent l'histoire des circulations hydrothermales plutôt que l'histoire thermique des minéraux.
- (4) L'origine des fluides minéralisateurs pourrait être liée à l'accrétion de la Sous-province du Pontiac, avec la dévolatilisation en profondeur des séries sédimentaires du Pontiac et la production conjointe de granites de type S.
- (5) Les caractéristiques des orogènes tardi-archéens et plus généralement précambriens (augmentation de la production de croûte continentale, déformation distribuée, comportement lithosphérique essentiellement ductile) pourraient expliquer l'enregistrement géochronologique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de circulations hydrothermales minéralisatrices sur de très longues périodes (> 100 Ma) après les principales phases tectoniques structurant l'orogène.

ANNEXE A

LA MÉTHODE ^{40}K - ^{40}AR (K-AR)A.1. – LA DÉSINTÉGRATION RADIOACTIVE DU ^{40}K

Depuis le début du vingtième siècle, le potassium est reconnu comme étant un élément radioactif (Thomson, 1905; Campbell et Wood, 1906). Cependant, seul l'isotope 40 du potassium (^{40}K) est réellement radioactif. Dans les années 1930, des études ont montré que cet isotope se désintègre spontanément en ^{40}Ar (Newman et Walke, 1935; Von Weizsacker's, 1937). Aldrich et Nier ont montré en 1948 que l'argon issu de minéraux riches en potassium contenait l'isotope 40 de l'Argon (^{40}Ar), en quantité significativement élevée par rapport à l'argon présent dans l'air atmosphérique. Cette découverte annonçait la datation radiochronologique par la méthode K-Ar.

Dans le détail, la désintégration du ^{40}K donne naissance soit à de l' ^{40}Ar , principalement par capture électronique puis émission d'un rayonnement γ , soit à du calcium 40 (^{40}Ca) par émission d'un électron (Fig. A1). Cette deuxième possibilité est la voie principale de la désintégration du ^{40}K . En effet, elle totalise près de 89% de l'ensemble des réactions. Cependant, en raison de la présence de calcium (^{40}Ca est l'isotope le plus abondant) dans l'ensemble des minéraux, même à l'état de traces, ce dernier chemin de désintégration radioactive ne peut être utilisé en géochronologie.

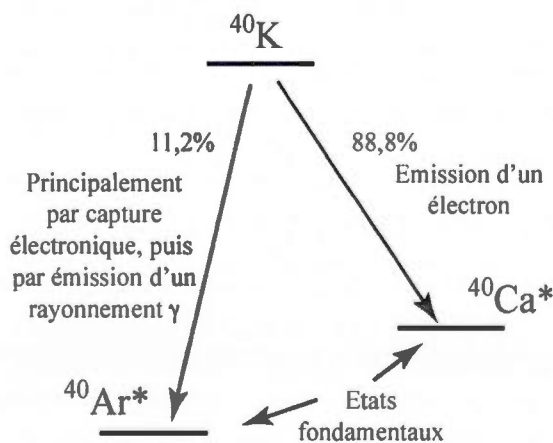


Figure A1 : Schéma simplifié de la désintégration radioactive naturelle de l'isotope de masse 40 du potassium (^{40}K) (modifié d'après Dalrymple et Lanphere, 1969). $^{40}\text{Ca}^*$ et $^{40}\text{Ar}^*$ sont respectivement les isotopes de masse 40 du Calcium et de l'Argon, issus de la désintégration du ^{40}K .

Toutefois, la désintégration du ^{40}K en ^{40}Ar est plus compliquée que ce qui est présenté en figure A1. Il existe deux autres mécanismes de désintégration en parallèle de l'émission d'un rayonnement γ . L' ^{40}Ar peut aussi être créé à partir du ^{40}K soit par capture électronique ou soit par émission d'un positron. Cependant, ces deux mécanismes sont très largement minoritaires (par ex. Dalrymple et Lanphere, 1969 ; Montigny, 1985).

Les constantes de désintégration du ^{40}K en ^{40}Ar et ^{40}Ca dépendent des différents mécanismes spécifiques à ces réactions. Sans rentrer dans le détail, elles valent respectivement $0,581 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$ (λ_e , capture électronique) et $4,962 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$ (λ_β , émission d'un électron) (Steiger et Jäger, 1977).

A.2 – CALCUL D'UN ÂGE PAR LA MÉTHODE K-AR

Sur la base de l'équation de décroissance radioactive nous pouvons écrire :

$$^{40}\text{K}_t = ^{40}\text{K}_0 \cdot e^{-\lambda t} \quad (1)$$

où $^{40}\text{K}_0$ et $^{40}\text{K}_t$ sont respectivement les quantités initiale et restante à l'instant t de ^{40}K . En l'absence de perte ou de gain, la quantité $^{40}\text{K}_0$ dans l'échantillon est égale à la somme de $^{40}\text{K}_t$, du calcium 40 radiogénique ($^{40}\text{Ca}^*$) et de l'argon 40 radiogénique ($^{40}\text{Ar}^*$). Cette égalité s'écrit de la façon suivante :

$$\text{K}_0 = ^{40}\text{Ar}^* + ^{40}\text{Ca}^* + ^{40}\text{K}_t \quad (2)$$

En combinant les équations (1) et (2), on obtient :

$$^{40}\text{Ar}^* + ^{40}\text{Ca}^* = ^{40}\text{K}_t (e^{\lambda t} - 1) \quad (3)$$

Comme il a été précédemment énoncé, la constante λ , dépend des différents mécanismes de désintégration du ^{40}K . Pour rappel, les deux chemins de désintégration principaux se produisaient par capture électronique et par émission d'un électron. On pose alors :

$$\lambda = \lambda_\beta + \lambda_e \quad (4)$$

avec λ_β et λ_e , les constantes de désintégration liées respectivement à l'émission et la capture d'un électron lors de la transformation d'un ^{40}K en $^{40}\text{Ca}^*$ et en $^{40}\text{Ar}^*$. Par ailleurs, une règle de proportionnalité entraîne :

$$^{40}\text{Ca}^* = ^{40}\text{Ar}^* \cdot \left(\frac{\lambda_\beta}{\lambda_e} \right) \quad (5)$$

En utilisant les équations (3), (4) à (5), on obtient l'égalité suivante:

$$^{40}\text{Ar}^* + ^{40}\text{Ar}^* \cdot \left(\frac{\lambda_\beta}{\lambda_e} \right) = ^{40}\text{K}_t \left(e^{(\lambda_\beta + \lambda_e)t} - 1 \right) \quad (6)$$

Cette équation permet alors de calculer un âge égal à :

$$t = \frac{1}{\lambda} \cdot \ln \left[1 + \frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{40}\text{K}_t} \cdot \left(1 + \frac{\lambda_\beta}{\lambda_e} \right) \right] \quad (7)$$

L'âge de l'échantillon est alors déterminé à partir du rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}_t$. Néanmoins, la validité de cet âge repose sur les conditions suivantes :

- λ_β et λ_e , doivent être réellement des constantes.
- Le système ne doit pas avoir subi de fractionnement isotopique du potassium.
- L'échantillon daté doit être un système clos vis-à-vis du potassium et de l'argon.
- L'argon de l'échantillon doit être d'origine radiogénique ou atmosphérique. Ainsi lors de la fermeture du système tout argon de composition différente de celle de l'atmosphère aura été dégazé.

Les deux premières conditions sont toujours vérifiées. En revanche, au cours de son histoire, l'échantillon peut avoir subi des pertes ou des gains d'argon qui rendront difficile l'interprétation de l'âge. Ces perturbations sont difficilement quantifiables avec la méthode K-Ar.

A.3 – PRINCIPE DE LA MÉTHODE $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

La méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, dont le principe a été défini par Sigurgeirsson (1962) et qui a été développée ensuite par Merrihue (1965), Merrihue et Turner (1966), Mitchell, (1968), Brereton, (1970) et Turner (1971) utilise sur le couple isotopique $^{40}\text{K}-^{40}\text{Ar}$. Elle suppose l'irradiation préalable de l'échantillon à dater, afin de transformer une partie de son ^{39}K en $^{39}\text{Ar}_K$. Cette irradiation s'effectue dans un flux de neutrons au sein d'un réacteur nucléaire. A la suite de cette

étape, l'échantillon est analysé par chauffage par incréments successifs, croissants en température jusqu'à la fusion. A la suite de chaque étape de chauffage, les abondances relatives des différents isotopes de l'argon (^{36}Ar , ^{37}Ar , ^{38}Ar , ^{39}Ar , ^{40}Ar) sont mesurées par un spectromètre de masse à secteur magnétique. Par le biais de cette méthode, l'âge de l'échantillon est déterminé à partir du rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$, dans lequel $^{39}\text{Ar}_K$ est la quantité d'argon 39 issue de la transformation d'une partie du potassium lors de l'irradiation de l'échantillon.

A.3.1 – Calcul d'un âge par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Lors de l'irradiation de l'échantillon, la quantité de potassium 39 (^{39}K) qui se transforme en $^{39}\text{Ar}_K$ pourrait être théoriquement calculée par l'équation suivante :

$$^{39}\text{Ar}_K = ^{39}\text{K} \cdot \Delta T \int \Phi(E) \sigma(E) dE \quad (8)$$

Dans cette équation, $^{39}\text{Ar}_K$ est alors la quantité d'atomes d'argon 39 produits à partir du nombre initial d'atomes de potassium 39 (^{39}K). Cette réaction s'effectue durant un intervalle de temps ΔT , pour un flux de neutron $\Phi(E)$ d'énergie E. $\sigma(E)$ est la section de capture du ^{39}K à l'énergie E.

L'expression du rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ s'obtient en combinant les équations (6) et (8) :

$$\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K} = \frac{^{40}\text{K}}{^{39}\text{K}} \cdot \frac{\lambda_e}{\lambda} \cdot \left[\frac{1}{\Delta T \int \Phi(E) \sigma(E) dE} \right] \cdot (e^{\lambda t} - 1) \quad (9)$$

On pose alors :

$$\frac{1}{J} = \frac{^{40}\text{K}}{^{39}\text{K}} \cdot \frac{\lambda_e}{\lambda} \cdot \left[\frac{1}{\Delta T \int \Phi(E) \sigma(E) dE} \right] \quad (10)$$

où J est appelé facteur d'irradiation. Ce paramètre caractérise le rendement de production de $^{39}\text{Ar}_K$ durant l'irradiation. J est déterminé à l'aide d'un échantillon standard d'âge connu, irradié dans les mêmes conditions que celles des échantillons à dater. L'équation (9) peut ainsi s'écrire :

$$\frac{^{39}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K} = \frac{1}{J} (e^{\lambda t} - 1) \quad (11)$$

L'âge t de l'échantillon peut être ainsi calculé :

$$t = \frac{1}{\lambda} \cdot \ln \left[1 + J \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}_K} \right) \right] \quad (12)$$

Par ailleurs le paramètre J peut être calculé après analyse des isotopes de l'Ar du standard:

$$J = \frac{(e^{\lambda t} - 1)}{\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}_K}} \quad (13)$$

Le choix du standard (ou moniteur) est d'une importance capitale. Les conditions qu'il doit respecter sont les suivantes :

- Son rapport ${}^{40}\text{Ar}^*/{}^{39}\text{Ar}_K$ doit être homogène
- Son âge doit être proche de celui des échantillons à dater.
- Il doit être d'une grande pureté.
- Il doit être disponible en quantité suffisante afin d'être utilisé par la communauté la plus large possible sur des temps longs.

Dans ce travail de thèse, le standard d'irradiation utilisé est l'amphibole Hb3gr qui a un âge de 1071.7 ± 5.4 Ma (Zartman, 1964; Turner *et al.*, 1971; Roddick, 1983).

A.3.2 – Le rapport ${}^{40}\text{Ar}^*/{}^{39}\text{Ar}_K$ de l'échantillon à dater

Le spectromètre de masse permet de mesurer les abondances relatives des différents isotopes de l'argon de nombres de masse 36, 37, 38, 39 et 40, issus du gaz libéré par l'échantillon à une température de chauffage donnée. Cependant, ces isotopes ont des origines variées et multiples. Ils sont notamment produits lors de l'irradiation du minéral par des interférences neutroniques avec le potassium, le calcium ou le chlore. Ainsi les masses mesurées durant l'analyse du gaz peuvent s'exprimer de la façon suivante (à quelques approximations prêtes afin de simplifier la présentation):

$${}^{40}Ar_m = {}^{40}Ar^* + {}^{40}Ar_{atm} + {}^{40}Ar_K$$

$${}^{39}Ar_m = {}^{39}Ar_K + {}^{39}Ar_{Ca}$$

$${}^{38}Ar_m = {}^{38}Ar_K + {}^{38}Ar_{Cl}$$

$${}^{37}Ar_m = {}^{37}Ar_{Ca}$$

$${}^{36}Ar_m = {}^{36}Ar_{atm} + {}^{36}Ar_{Ca} + {}^{36}Ar_{Cl}$$

Les indices *m* et *atm* font respectivement références aux quantités d'isotopes mesurés par le spectromètre lors de l'analyse du gaz et celles d'origine atmosphérique. Les indices K, Ca et Cl correspondent aux quantités d'argon produites par interférence avec le potassium, le calcium et le chlore lors de l'irradiation de l'échantillon.

En utilisant la première équation de ce système, le rapport ${}^{40}Ar^*/{}^{39}Ar_K$ peut s'écrire :

$$\frac{{}^{40}Ar^*}{{}^{39}Ar_K} = \frac{[{}^{40}Ar_m - ({}^{40}Ar_{atm} + {}^{40}Ar_K)]}{{}^{39}Ar_K} \quad (14)$$

En écartant, également pour simplifier la présentation, les réactions liées à la production d'argon à partir du chlore durant l'étape d'irradiation, on peut montrer que :

$$\frac{{}^{40}Ar^*}{{}^{39}Ar_K} = \frac{\frac{{}^{36}Ar_m}{{}^{39}Ar_m} \left(\frac{{}^{40}Ar_m}{{}^{39}Ar_m} - \frac{{}^{40}Ar_{atm}}{{}^{36}Ar_{atm}} \right) + \frac{{}^{40}Ar_{atm}}{{}^{36}Ar_{atm}} \cdot \frac{{}^{36}Ar_{Ca}}{{}^{37}Ar_{Ca}} \cdot \frac{{}^{37}Ar_m}{{}^{39}Ar_m}}{1 - \frac{{}^{39}Ar_{Ca}}{{}^{37}Ar_{Ca}} \cdot \frac{{}^{37}Ar_m}{{}^{39}Ar_m}} - \frac{{}^{40}Ar_K}{{}^{39}Ar_K}} \quad (15)$$

Tous les termes de cette équation sont alors connus ou mesurés (ie. indices atm et m). En effet, les rapports ${}^{36}Ar_{Ca}/{}^{37}Ar_{Ca}$, ${}^{39}Ar_{Ca}/{}^{37}Ar_{Ca}$ et ${}^{40}Ar_K/{}^{39}Ar_K$ sont des grandeurs qui ne dépendent que du réacteur. Ils sont liés au rendement de production des différents isotopes de l'argon à partir de l'irradiation du potassium et du calcium (et du chlore non présenté ici). Leur détermination est effectuée par l'irradiation de sels de calcium (CaF_2) et de potassium (K_2SO_4), dans les mêmes conditions que les échantillons.

Dans le cas du réacteur nucléaire McMaster (Hamilton, Canada), au sein duquel ont été effectuées les irradiations des échantillons datés lors de cette étude, ces rapports sont les suivants :

$${}^{36}Ar_{Ca}/{}^{37}Ar_{Ca} = 2,79 \cdot 10^{-4} \pm 3\%$$

$$^{39}\text{Ar}_{Ca}/^{37}\text{Ar}_{Ca} = 7,06 \cdot 10^{-4} \pm 4\%$$

$$^{40}\text{Ar}_K/\beta^{39}\text{Ar}_K = 2,97 \cdot 10^{-2} \pm 3\%$$

L'âge t de l'échantillon analysé peut alors être calculé à partir du facteur d'irradiation J calculé via l'équation (13), et du rapport $^{40}\text{Ar}^*/\beta^{39}\text{Ar}_K$ calculé lors de l'analyse de l'échantillon.

A.3.3 – Erreur sur l'âge

L'incertitude sur l'âge est obtenue avec la formule suivante :

$$\sigma_t^2 = \frac{J^2 \sigma_F^2 + F^2 \sigma_J^2}{\lambda^2 (1 + FJ)^2} \quad (16)$$

où F est le rapport $^{40}\text{Ar}^*/\beta^{39}\text{Ar}_K$, σ_F est l'erreur sur ce rapport (ce calcul d'erreur ne sera pas présenté dans ce document), et σ_J est l'erreur sur le facteur d'irradiation J . Le développement détaillé du calcul de cette équation est donné par McDougall et Harrison (1999).

A.3.4 – Diffusion de l'Argon

Dans des minéraux comme la muscovite, la biotite et l'amphibole, l'argon issu de la désintégration radioactive d'un élément « père » peut diffuser dans la structure et même en sortir. Cette diffusion de l'argon est fonction de nombreux paramètres et notamment la température. D'autres paramètres comme la composition chimique et la dimension de la phase minérale analysée entrent en compte dans ce processus de diffusion. Cette dernière notée D dans l'équation suivante suit une loi d'Arrhénius :

$$D = D_0 \cdot e^{\frac{-E}{RT}} \quad (17)$$

Dans cette équation, D_0 est le coefficient de diffusion de la phase minérale considérée à une température infinie, E est l'énergie d'activation du minéral. Ces deux paramètres sont fonction de la composition chimique de la phase minérale analysée. R et T sont respectivement la constante des gaz parfaits ($8,314472 \text{ J} \cdot \text{mol}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$) et la température. L'expression de cette équation implique que la diffusion D est d'autant plus importante que la température est élevée. Ainsi, au delà d'une certaine température, la diffusion est si importante que l'argon produit au sein d'une phase minérale n'y est plus retenu. En revanche, en deçà de cette température, le

processus de diffusion devient trop faible et l'argon produit est accumulé dans le minéral. L'âge calculé t (équation 12) est alors théoriquement celui du passage sous cette température. Ce concept a été décrit par Jäger *et al.* (1967), puis amélioré par Dodson (1973) qui parle alors de température de fermeture isotopique T_B et la définit de la façon suivante :

$$T_B = \frac{E}{R \cdot \ln(A\tau D_0 / a^2)} \quad (18)$$

où A est un paramètre géométrique qui prend en compte la forme du grain, a la longueur du chemin moyen de diffusion du centre du grain vers la surface, et τ la constante de temps de refroidissement ($\tau = -R(T_c)^2 / (E(dT/dt))$).

Le passage à la température T_B entre un système qui perd de l'argon par diffusion à un autre qui le retient n'est en réalité pas instantané. En effet, la fermeture isotopique des minéraux se fait progressivement sur un intervalle de quelques degrés appelé « fenêtre de fermeture » (Dunlap, 1997), dans laquelle l'argon n'est que partiellement accumulé. En revanche, sous la limite basse de cette fenêtre, la diffusion devient alors négligeable et l'argon produit est intégralement retenu dans la phase minérale (le concept de fenêtre de fermeture n'intervient que pour des taux de refroidissement très lents ($<0.5^\circ\text{C}/\text{Ma}$)).

Ce concept de température de fermeture isotopique est crucial pour pouvoir interpréter des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en termes de refroidissement ou de cristallisation. En effet, des minéraux, dont la cristallisation est réalisée pour des températures supérieures à celles de leur fenêtre de fermeture, donneront des âges de refroidissement. Dans le cas contraire, les âges seront ceux de la cristallisation de ces minéraux (Dunlap, 1997). Par ailleurs, il est impératif de tenir compte du contexte dans lequel cristallisent les minéraux et notamment les conditions de refroidissement. Dans le cadre d'un refroidissement rapide, l'âge sera très proche de l'âge de cristallisation du minéral. Par contre, la cristallisation dans un environnement chaud peut être suivie d'un refroidissement lent. L'âge déterminé qui sera significativement plus jeune que celui de la formation du minéral, sera un âge de refroidissement.

Un postulat communément admis suite aux travaux de Jäger *et al.* (1967) stipule qu'en deçà de la température de fermeture d'un minéral, la composition isotopique de ce dernier demeure la même. Or, d'autres facteurs environnementaux peuvent intervenir comme la déformation des minéraux et les fluides.

Ainsi, l'équation (18) montre que la température de fermeture d'un minéral dépend de nombreux paramètres, notamment de l'énergie d'activation E et de la taille du domaine diffusant (a). Le rôle de ces deux paramètres, qui dépendent de la composition chimique et de la taille du minéral considéré, implique que les températures de fermeture du système isotopique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ne seront pas les mêmes pour des phases minérales distinctes, ou pour des phases ayant (partiellement) recristallisées ou ayant été déformées.

A.3.5 – Températures de fermeture des minéraux analysés

Dans ce travail de thèse, des muscovites, des biotites et des amphiboles issues de roches magmatiques et métamorphiques ont été analysées.

Les températures de fermeture (T_f) du système isotopique K-Ar dans les muscovites (et plus généralement des micas blancs) ont d'abord été estimée à 350°C par la calibration d'âges isotopiques par rapport au grade métamorphique (Purdy et Jäger, 1976), mais sont actuellement débattues. Plusieurs études suggèrent qu'en l'absence de déformation et de fluides qui assisteraient la recristallisation, les températures de fermeture isotopique pourraient atteindre 500°C pour la muscovite (Bosse *et al.*, 2005; Villa, 1998) et plus de 550°C (Lister et Baldwin, 1996) pour la phengite au faciès métamorphique du schiste bleu. Les nouvelles expériences de détermination des coefficients de diffusion pour la muscovite, établis par Harrison *et al.* (2009), confirment ces températures, bien que ces auteurs aient calculé pour la muscovite une T_f à ca. 425°C pour un rayon de diffusion plus petit (i.e. 100 μm , correspondant à la taille des grains de leurs expériences) et un taux de refroidissement assez faible, à 10°C/Ma. Pitra *et al.* (2010), en se basant sur le modèle et les coefficients de Harrison *et al.* (2009), ont calculé les températures de fermeture pour des rayons de diffusion plus grands (500 et 1000 μm) sur une échelle complète de taux de refroidissement, de 1 à 1000°C/Ma. Ces rayons de diffusion de 500 et 1000 μm ont produit des fourchettes de T_f à 440-560°C et 460-590°C respectivement (cf. Fig. 10 dans Pitra *et al.* (2010)). En considérant un rayon de diffusion de 250 μm et un taux de refroidissement de 10-200°C/Ma, plus réalistes dans le cadre de l'étude de corps géologiques, la T_f varie dans une fourchette relativement limitée, entre 450 et 500°C. Cette fourchette à 450-500°C sera donc utilisée dans cette étude.

Des études empiriques et expérimentales ont suggéré que pour une histoire thermique donnée, la température de fermeture de la biotite est légèrement inférieure à celle de la

muscovite (par ex. McDougall et Harrison, 1988; Lister et Baldwin, 1996). Pour la biotite, cette température de fermeture serait comprise dans une gamme de 250 à 400°C (Harrison, Duncan et McDougall, 1985; Montigny, 1985; Spear, 1993). En l'absence de processus pouvant induire de la recristallisation, elle pourrait même atteindre 450°C (Villa et Puxeddu, 1994), c'est-à-dire environ 150°C de plus que celle communément acceptée.

Les températures de fermeture des amphiboles, bien que moins débattues que celles de la muscovite, restent difficiles à estimer. En plus de l'effet du taux de refroidissement et de la taille des domaines de diffusion, la diffusivité des amphiboles est également influencée par la porosité ionique (Dahl, 1996; Fortier and Giletti, 1989). Sur la base des compositions mesurées sur des hornblendes naturelles par différents auteurs (par ex. Leake, 1978; Robinson *et al.*, 1982), Dahl (1996) a suggéré une T_f entre 480 et 560°C, calculée pour un rayon de diffusion de 80 μm et un taux de refroidissement de 10°C/Ma. Pour des taux de refroidissement plus élevés, cette T_f peut monter jusque vers 520-560°C. Harrison (1981) a estimé, à partir des pertes d' $^{40}\text{Ar}^*$ issues de traitements isothermaux et hydrothermaux, l'énergie d'activation et le facteur de fréquence de la hornblende. Avec un rayon de diffusion de 80 μm , ces paramètres de diffusion prédisent des températures de fermeture entre 500°C et 580°C pour des taux de refroidissement entre 10 et 500°C/Ma. Cette fourchette a été légèrement revue à la hausse à 550-560°C par Villa (1998) en utilisant les expériences de Kamber *et al.* (1995), suggérant que, selon les caractéristiques du réseau cristallin, la hornblende puisse former un système fermé à la diffusion de l'Ar à des températures aussi élevées que 580°C pour des taux de refroidissement de 0.7°K/Ma (Villa *et al.* 1996). La température de fermeture utilisée dans cette étude pour les amphiboles sera donc de 550-560°C.

A.3.6 – Représentation graphique des âges

L'analyse d'un minéral (grain individuel) est réalisée par chauffage successif à des incréments de température croissants. À chaque étape, un âge *apparent* peut ainsi être calculé. Il correspond alors à une température de chauffage pour laquelle le grain a libéré une certaine quantité de gaz caractérisée par des teneurs isotopiques particulières. L'analyse complète de l'échantillon jusqu'à sa fusion permet ainsi de calculer plusieurs âges apparents, dont le nombre est égal à celui des étapes successives. Ces âges sont alors représentés dans un graphique appelé spectre d'âges (Turner, Miller et Grasty, 1966). Il confronte le pourcentage d' $^{39}\text{Ar}_K$ libéré durant

les différentes étapes en fonction des âges apparents calculés pour chacune d'entre elles (Fig. A2). Cette représentation montre l'évolution des âges apparents en fonction des incréments de température, puisque les étapes sont distribuées dans l'ordre de leur analyse. Si tous les âges apparents sont identiques dans leurs barres d'erreur respectives, un âge, dit « âge plateau » peut être déterminé (Fig. A2.a). Par convention, il est calculé quand au moins trois étapes successives représentent au moins 50% du total en ^{39}Ar dégazé par le grain et qu'il n'existe pas de différence d'âge apparents à un niveau de confiance de 95% avec l'âge moyen (Fleck, Sutter et Elliot, 1977). Dans cette étude la détermination d'un âge plateau est toutefois plus restrictive car il doit comporter au minimum trois étapes successives représentant au moins 70% de ^{39}Ar total dégazé (par ex. Castonguay, 2000). Un « pseudo-âge plateau » peut aussi être calculé (Fig. A2.b). Il remplit les mêmes conditions mais avec un total d' ^{39}Ar dégazé inférieur à 70% (par ex. Castonguay, 2000). L'âge plateau correspond fréquemment soit à l'âge de fermeture du système isotopique au sein du minéral lors de son refroidissement ou subséquemment à sa cristallisation, ou bien soit à l'âge d'un événement particulier (thermique, déformation, circulation de fluides) avec ou sans recristallisation (partielle ou totale) du minéral induisant une réouverture du système avec perte (partielle ou totale) des isotopes radiogéniques.

En revanche, certains spectres d'âges montrent des allures parfois complexes (Fig. A2.b, c et d). Ces derniers témoignent de perturbations du système isotopique K-Ar. Les causes de ces perturbations sont multiples, mais souvent l'âge du minéral ou l'âge de la fermeture du système isotopique peut être estimé. Les perturbations de ces spectres d'âges fournissent des informations sur différents processus. Ces perturbations peuvent être engendrées par :

- Une perte d'argon radiogénique par diffusion volumique lors d'un événement thermique (Turner, 1968). Ceci se traduit par des âges anormalement jeunes aux étapes de basses températures de chauffage (Fig. A2.b). L'âge de l'événement responsable de cette perte d'argon radiogénique peut être estimé par excès. De la même manière, l'âge de la fermeture initiale du système isotopique du grain est estimé par défaut aux âges apparents calculés pour les hautes températures de dégazage.

- Un mélange de deux phases minérales. Les spectres d'âges peuvent alors présenter une forme convexe, dite « en bosse » (Fig. A2.c) (Wijbrans et McDougall, 1986) ou concave, dite « en selle » (Fig. A2.d) (Cheilletz *et al.*, 1999; Tremblay, Ruffet et Castonguay, 2000; Castonguay *et al.*, 2001; Alexandrov, Ruffet et Cheilletz, 2002; Tartese *et al.*, 2011).

- De l'incorporation d'argon étranger (excès d'argon). Il s'illustre généralement par des spectres d'âges concaves (Fig. A2.d) (Lanphere et Dalrymple, 1976).
- Des déplacements au sein du réseau cristallin d' ^{39}Ar néoformé produit durant l'étape d'irradiation (jusqu'à 0,2 μm ; McDougall et Harrison, 1999). Ces déplacements peuvent engendrer des pertes partielles aux bordures du grain, ou une redistribution de ^{39}Ar au sein du grain (système ouvert). C'est le phénomène de « recul » (Ruffet, Féraud et Amouric, 1991; Foland, Hubacher et Arehart, 1992), qui est d'autant plus important quand les grains sont petits et fins (faible rapport volume/surface). Dans ce cas, les spectres d'âges montrent des âges apparents anormalement vieux aux étapes de basses températures de dégazage. Néanmoins, un pseudo-âge plateau peut être calculé aux étapes de température plus élevées. Ce phénomène de recul affecte aussi des grains qui présentent une altération ayant entraîné la formation d'une nouvelle phase minérale de composition chimique différente (i.e. les biotites chloritisées; Ruffet, Féraud et Amouric, 1991). Une redistribution d' ^{39}Ar , sans perte (système fermé), peut se produire pendant l'irradiation d'un tel échantillon. Dans le cas de grains de biotite contenant des portions chloritisées, les spectres montreront une forme convexe (Fig. A2.c).

L'interprétation des spectres s'effectue à la lumière des données structurales et pétrographiques, ainsi qu'avec les résultats de l'ensemble des spectres (forme des spectres d'âges, âges plateaux ou pseudo-plateaux).

Les diagrammes de densité de probabilité, similaires aux diagrammes de fréquence mais tenant compte de la marge d'erreur de chaque mesure, offrent une vision synthétique de l'ensemble des données et reflètent la fréquence d'apparition des âges apparents. L'interprétation de ces diagrammes se fait conjointement avec celle des spectres d'âges et à la lumière des données géologiques régionales. Cette représentation est privilégiée dans le corps de texte de cette étude pour sa facilité de lecture et son caractère synthétique.

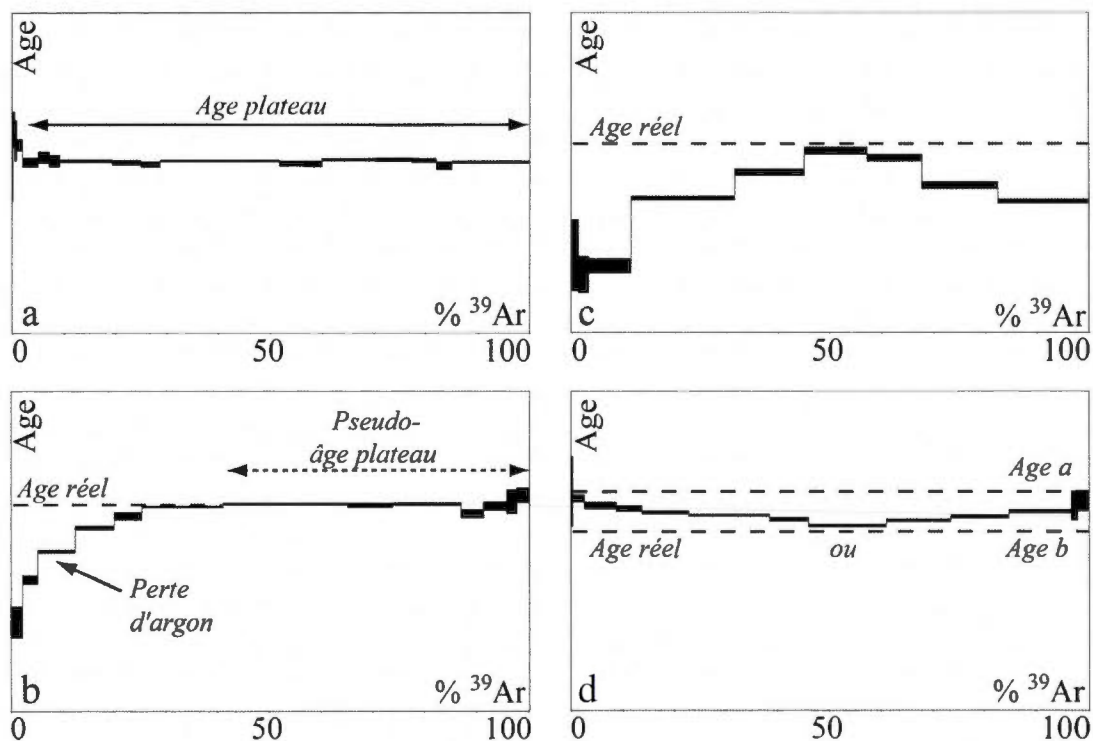


Figure A2 : Exemples théoriques de quelques spectres d'âges couramment observés.

- a) Spectre plat permettant le calcul d'un âge plateau. Cet âge peut correspondre à celui de la fermeture du système isotopique pendant le refroidissement initial du minéral analysé. Toutefois, une réouverture complète et réinitialisation du système isotopique peuvent aboutir à ce type de spectre (par ex. McDougall et Harrison, 1999). Dans ce cas, l'âge plateau calculé témoignera d'un événement post-cristallisation du minéral. De la même manière, un excès d'argon radiogénique, réparti de façon homogène au sein du minéral, peut engendrer un spectre plat (par ex. Ruffet *et al.*, 1997). L'âge plateau déterminé est alors une surestimation de l'âge de la fermeture isotopique du système (ce type de phénomène n'a été observé que dans le domaine de la Haute Pression).
- b) Spectre montrant des âges anormalement jeunes pour les étapes de chauffage de basse température, du fait d'une perte d'argon radiogénique. Cette perte est souvent liée à des sites de rétention proches de la surface du minérale (par ex. Hanes, 1987). Par ailleurs, ce spectre permet souvent le calcul d'un pseudo-âge plateau (par ex. Castonguay, 2000 ; voir le texte pour plus de détails).
- c) Spectre dit « en bosse » lié à des problèmes d'altération souvent observé pour la biotite lors de phénomènes de chloritisation (par ex. Ruffet *et al.*, 1991). Ce type de spectre peut aussi être le résultat du mélange de deux phases minérale (par ex. Wijbrans et McDougall, 1986).
- d) Spectre dit « en selle » en raison d'un excès d'argon radiogénique dans une muscovite (Hanes, 1987). L'âge réel de la fermeture isotopique du système est alors proche des âges les plus jeunes, correspondant aux étapes de dégazage aux températures de chauffage intermédiaires. Ce type de spectre peu aussi être lié à un mélange de deux phases minérales, et notamment en raison de la recristallisation d'une muscovite (Cheilletz *et al.*, 1999; Tremblay *et al.*, 2000; Castonguay *et al.*, 2001; Alexandrov, Ruffet et Cheilletz, 2002; Tartese *et al.*, 2011).

A.3.7 – Graphique complémentaire

La représentation graphique du rapport $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ en fonction de l' ^{39}Ar dégazé, en parallèle du spectre d'âges, est utile dans l'interprétation des spectres d'âges de minéraux riches en calcium comme certaines amphiboles. Ce rapport est proportionnel au rapport Ca/K de l'échantillon. Il permet alors de mettre en évidence des mélanges de phases minérales. En effet, un grain d'amphibole sélectionné peut contenir d'autres phases minérales non observables à l'œil nu. Il peut notamment s'agir de biotite, issue d'un processus de rétrogenèse ou d'altération. Contrairement à l'amphibole, la biotite ne contient pas de calcium. Le rapport $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ sera alors bien plus important pour une amphibole que pour une biotite. Ainsi, ce rapport est généralement inférieur à 10^{-2} pour les muscovites et les biotites, alors qu'il est largement supérieur à 1 pour les amphiboles. Ainsi, si l'amphibole analysée contient de la biotite, l'évolution du rapport $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ en fonction du ^{39}Ar dégazé, reflétera le dégazage successif de ces différentes phases minérales. Dans certains cas, une corrélation entre les âges apparents et le rapport $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ peut être observée. Ceci permet alors de dater la fermeture isotopique des différentes phases minérales du grain analysé.

A.3.8 – Protocole d'analyse

A.3.8.1 – Séparation des grains

Des grains de muscovite, de biotite et d'amphibole ont été sélectionnés dans des fractions minérales de roche obtenues à l'aide d'une presse hydraulique. Ces fractions minérales sont préalablement tamisées entre 200 et 1000 μm et lavées à l'alcool puis séchées à l'air libre. Une trentaine de grains par échantillon sont sélectionnés sous loupe binoculaire, en fonction de leur forme et de leur dimension.

A.3.8.2 – Irradiation des échantillons

À la suite de la phase de séparation, les grains sélectionnés sont enveloppés dans de petites feuilles d'aluminium pur recuit pour former des paquets de dimension 11 x 11 x 0,5 mm. Les paquets ainsi obtenus sont agencés de sorte à constituer une colonne. Des paquets identiques de grains de standard sont insérés dans cette colonne tous les dix échantillons. Dans cette étude, le standard utilisé est l'amphibole Hb3gr qui a un âge de 1071.7 ± 5.4 Ma (Zartman, 1964; Turner

et al., 1971; Roddick, 1983). Les conditions d'irradiation n'étant pas identiques le long de la colonne, la répartition régulière des standards a pour objectif de permettre le calcul avec une précision de $\pm 0,2\%$ du gradient de flux de neutrons à travers la colonne et ainsi de déterminer le facteur d'irradiation J pour chaque échantillon. La colonne est placée dans un container scellé en aluminium, qui est irradié dans le réacteur nucléaire de l'université McMaster (Hamilton, Canada) en position central 5C. La durée d'irradiation dépend à la fois des caractéristiques physiques du réacteur nucléaire, ainsi que de l'âge supposé des échantillons. Les analyses présentées dans cette thèse proviennent d'échantillons irradiés lors de deux périodes distinctes. Ces deux irradiations, appelées IR14 et IR16, ont des durées de respectivement 134,36 et 133,42 heures (heures décimales).

A.3.8.3 – Analyse des grains

La technique employée consiste à chauffer un grain par incréments successifs de température croissante, jusqu'à la fusion, suivant la procédure définie par Ruffet, Féraud et Amouric (1991) et Ruffet *et al.* (1995). Tous les trois paliers, une mesure du bruit de fond (*blank*) a été réalisée et soustraite aux résultats des étapes d'analyse qui suivent. Par contre, chaque grain du standard (Hb3gr) est analysé en une seule étape (fusion directe). En général, au moins 4 grains sont analysés par paquet de standard. Les résultats obtenus sont moyennés pour chaque paquet puis interpolés entre chaque paquet de façon à définir une valeur individuelle du paramètre d'irradiation pour chacun des échantillons intercalés entre les standards.

Description du dispositif utilisé

Le dispositif d'analyse est constitué de deux parties (Fig. A3). La première est la ligne d'extraction et de purification du gaz. L'extraction du gaz contenu dans le minéral est réalisée en le chauffant à l'aide d'un laser (CO₂ Synrad) de puissance continue. Une fois extrait, le gaz est purifié par l'intermédiaire d'un piège froid constitué par un tube en pyrex (tube en « U ») qui est plongé dans de l'azote liquide ($\sim 180^{\circ}\text{C}$), ainsi que d'un getter SAES SORB AC AP10 GP MK3 composé d'un alliage ZrAl chauffé à 400°C . Ces deux types de pièges permettent d'éliminer l'eau, le dioxyde de carbone et plus généralement les gaz actifs (O₂, N₂...) libérés lors du chauffage de l'échantillon. Une fois le gaz purifié, il est introduit dans le spectromètre de masse (MAP215[®]), qui constitue la deuxième partie du dispositif d'analyse. Celui-ci est composé en amont d'une

source de type Nier, d'un électro-aimant profilé et d'un système de collection (multiplicateur d'électron et cage de Faraday rétractable).

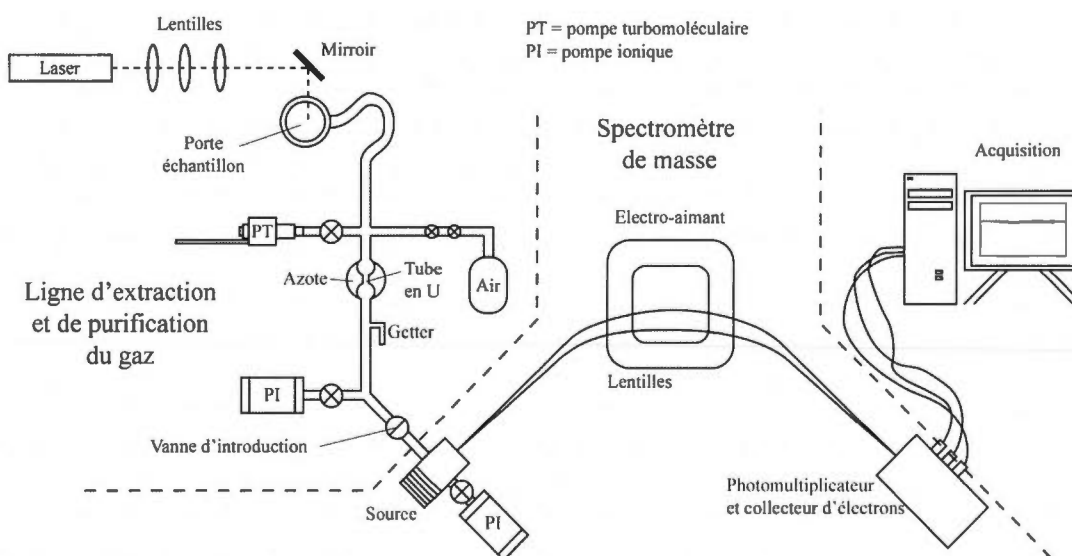


Figure A3 : Schéma simplifié du dispositif utilisé pour l'analyse isotopique des gaz extraits de l'échantillon analysé.

Description d'une étape d'analyses

La première partie d'une étape d'analyse est réalisée sur trois minutes durant lesquelles le minéral est chauffé au laser pendant 1 minute, à température constante. Le gaz ainsi extrait du minéral est alors purifié pendant 2 minutes. Celui-ci est ensuite introduit dans le spectromètre, dans lequel il va se détendre durant 60 secondes. La mesure des isotopes de l'argon 36, 37, 38, 39 et 40 se déroule pendant 12 minutes. Elle comporte 11 cycles de mesure, dont chacun est d'une durée légèrement supérieure à la minute. Cette acquisition est pilotée sous Labview (logiciel au langage de programmation graphique) qui permet aussi la gestion des paramètres du spectromètre de masse. Enfin, une fois l'ensemble de l'analyse effectuée, le spectromètre est pompé pendant 10 minutes. La ligne d'extraction est quant à elle pompée durant 22 minutes.

A.3.8.4 – Corrections

Discrimination de masse

Afin de corriger le rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ intervenant dans le calcul de l'âge, une détermination de la discrimination de masse du spectromètre est nécessaire. Pour ce faire, l'analyse d'un microvolume d'air est réalisée régulièrement. Le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosphérique étant constant (295,5), la mesure de ce rapport par le spectromètre permet d'évaluer la discrimination de masse qu'il opère.

Interférences isotopiques associées au potassium et au calcium

Les valeurs des rapports $^{40}\text{Ar}_K / ^{39}\text{Ar}_K$, $^{36}\text{Ar}_{Ca} / ^{37}\text{Ar}_{Ca}$ et $^{39}\text{Ar}_{Ca} / ^{37}\text{Ar}_{Ca}$ dépendent des caractéristiques physiques du réacteur dans lequel le matériel a été irradié. Il a été précédemment mentionné que la détermination de ces rapports passe par l'intermédiaire de sels purs de calcium (CaF_2) et de potassium (K_2SO_4) irradiés dans les mêmes conditions que les échantillons.

Les interférences associées au chlore sont également corrigées mais la formulation mathématique étant beaucoup plus complexe, elle n'a pas été explicitée dans le cadre de cette présentation.

Autres corrections

L'ensemble des corrections est réalisé par le logiciel qui permet de traiter les données. Il prend en compte la discrimination de masse du spectromètre de masse, les interférences isotopiques liées au potassium, au calcium et au chlore, ainsi que la contamination atmosphérique.

Les erreurs sur les âges apparents sont seulement analytiques et ne prennent pas en considération l'erreur sur le rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ et l'âge du standard. En revanche, l'erreur sur le rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ du standard est prise en compte dans le calcul de l'erreur d'un éventuel âge plateau. Toutes les erreurs sont reportées à 1σ .

ANNEXE B

LOCALISATION DES ÉCHANTILLONS DE SURFACE ET DU GISEMENT DU LAC HERBIN

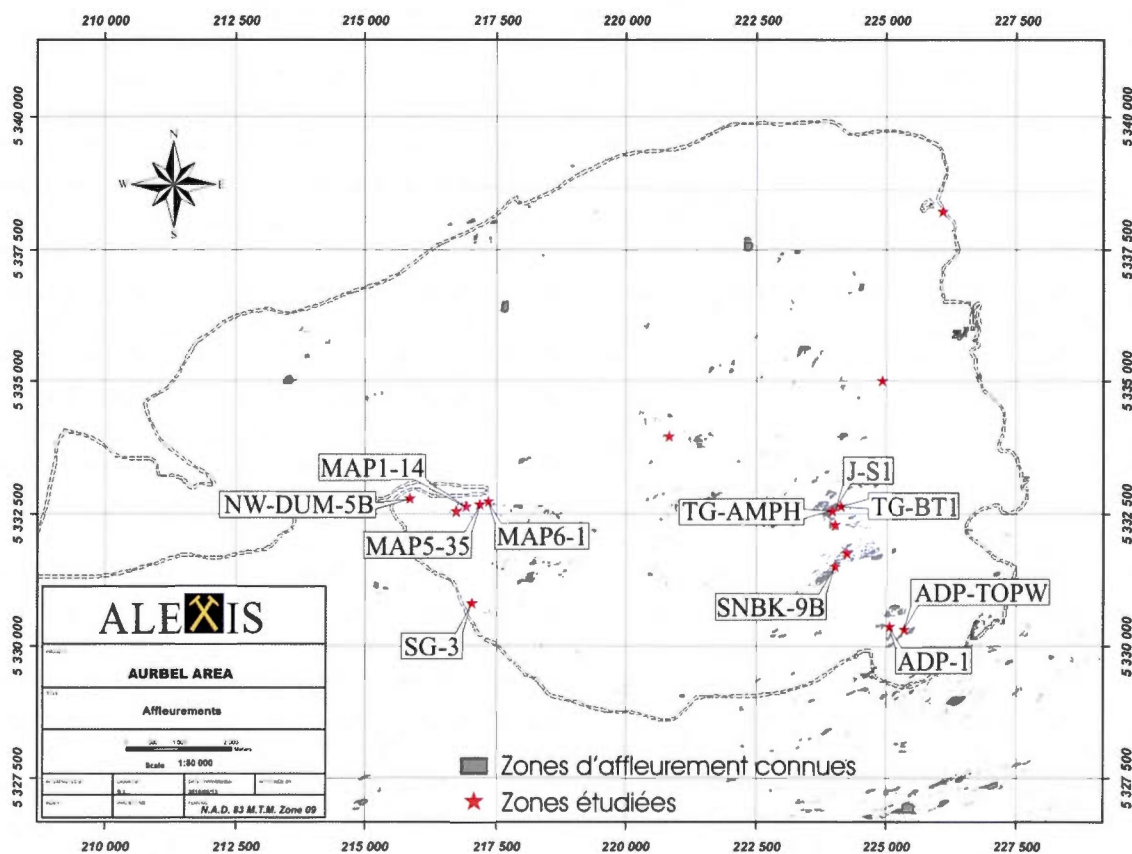


Figure B1 : Localisation des échantillons de surface utilisés pour la datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

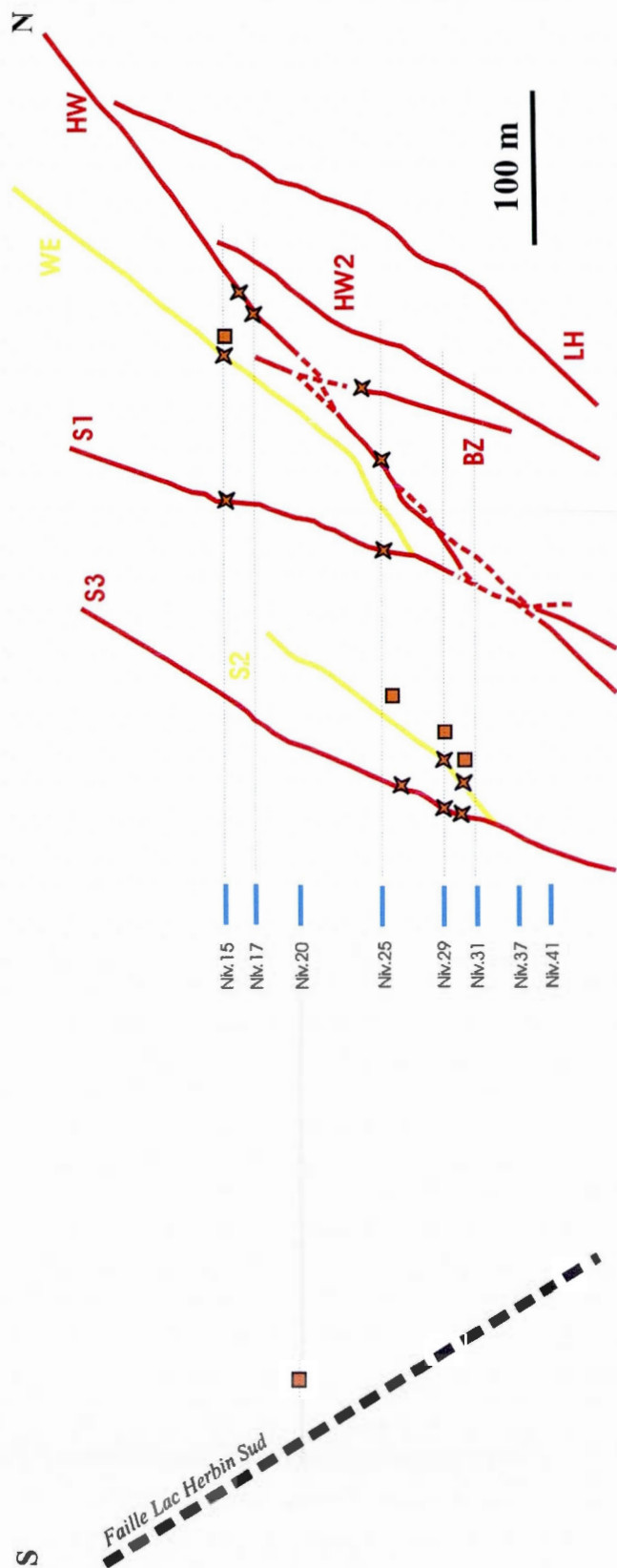
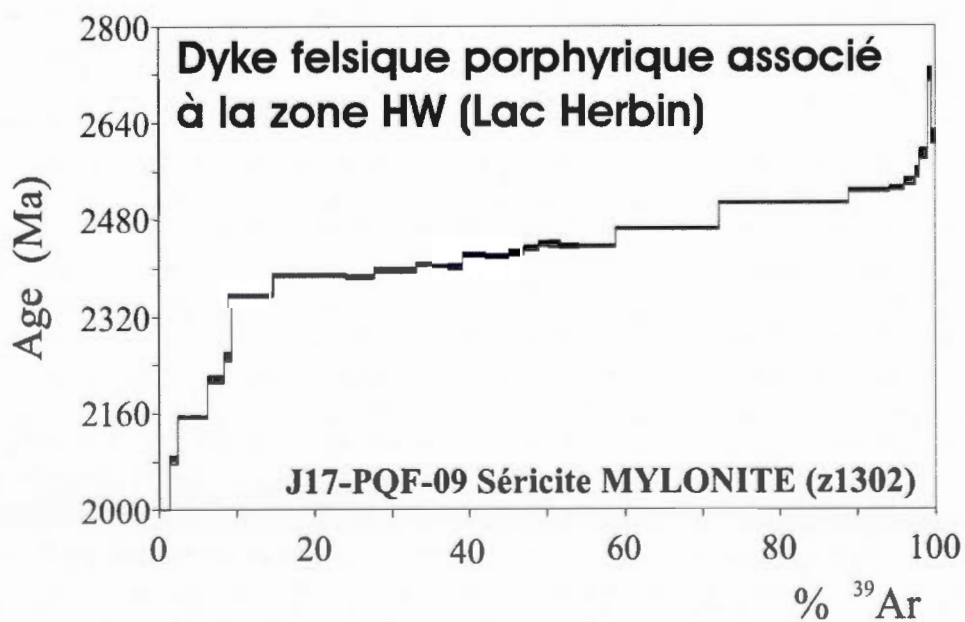
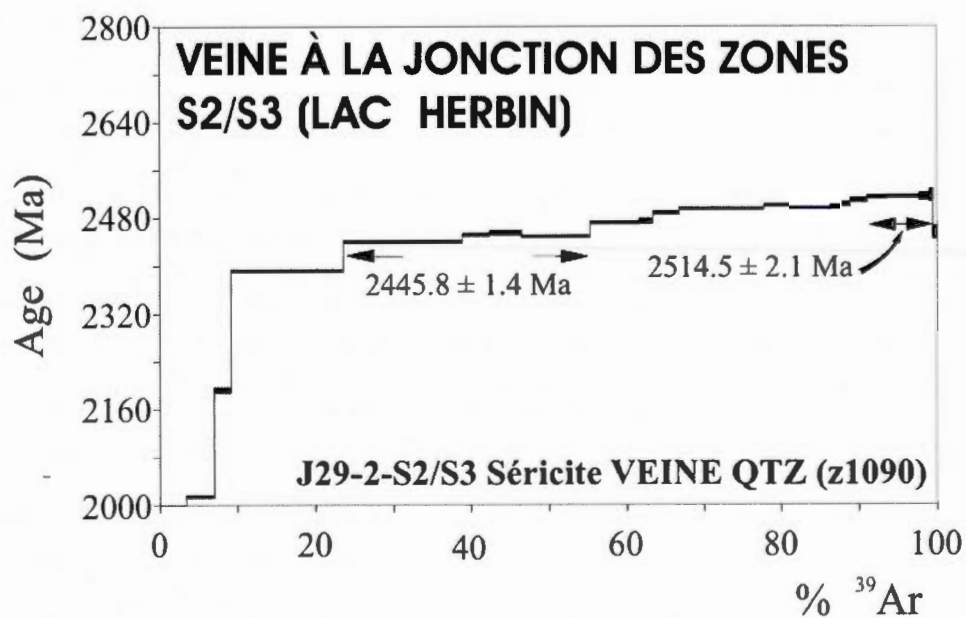
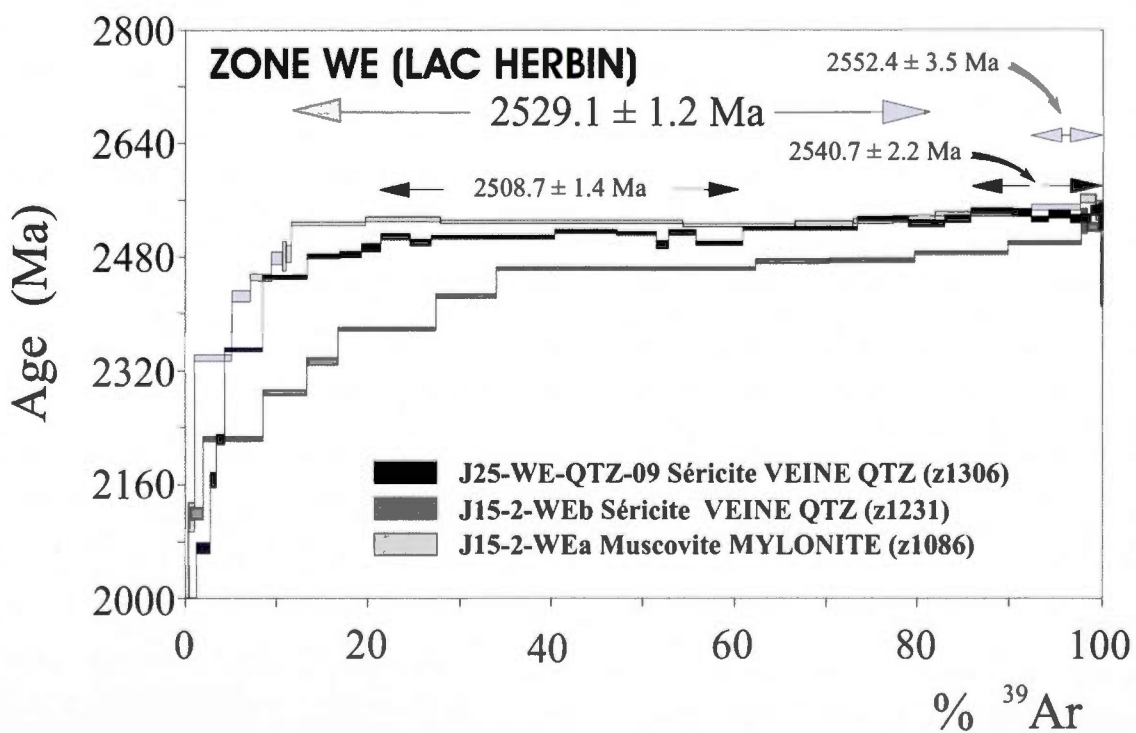
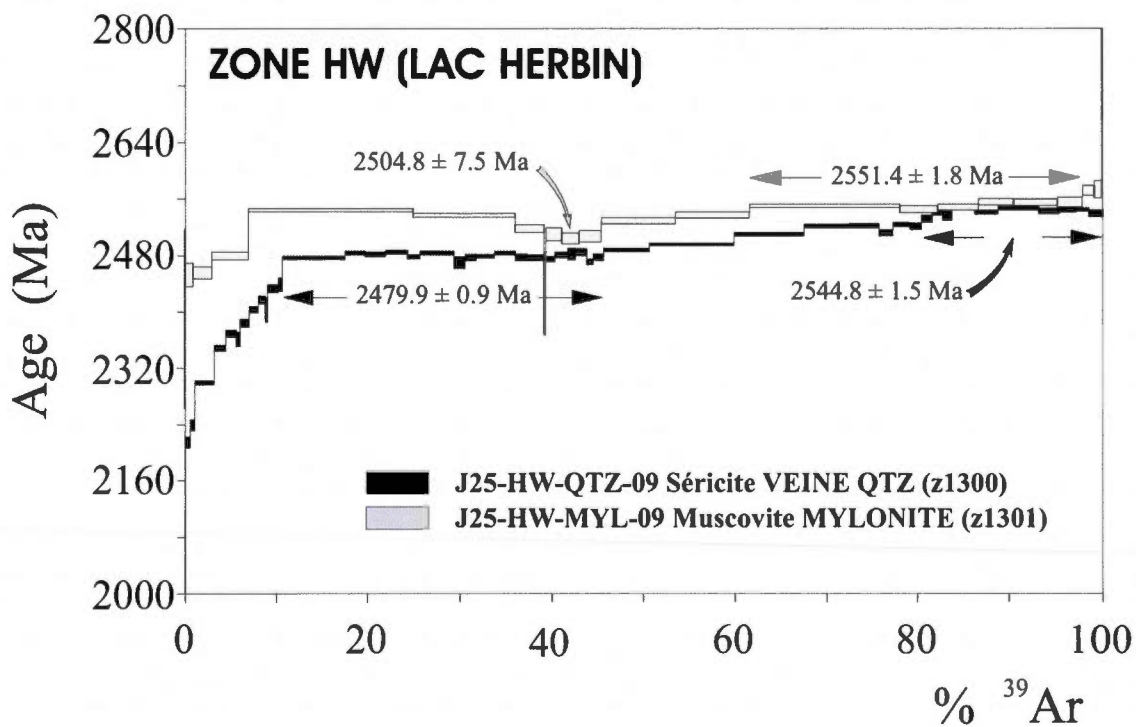


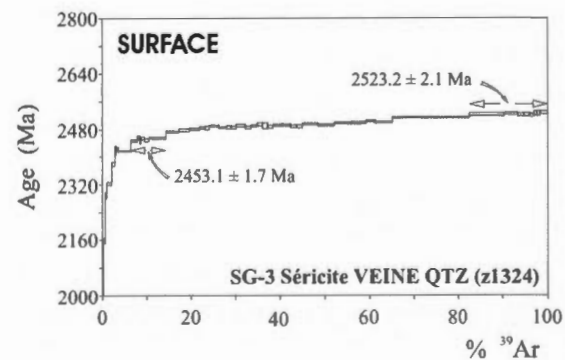
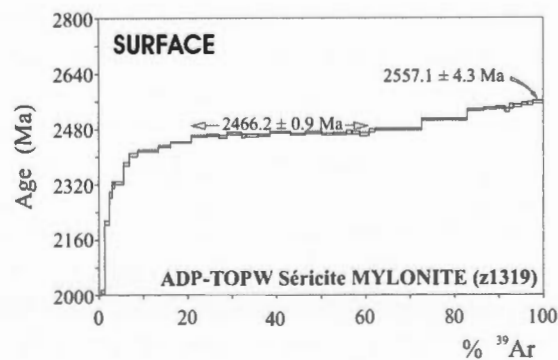
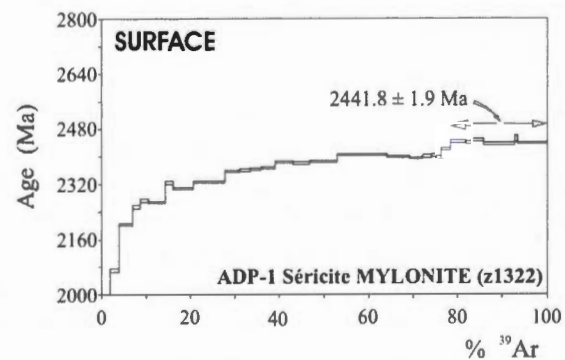
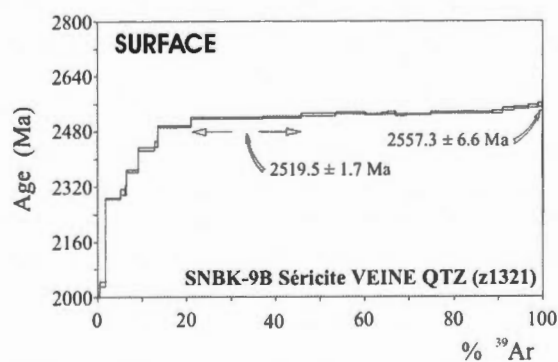
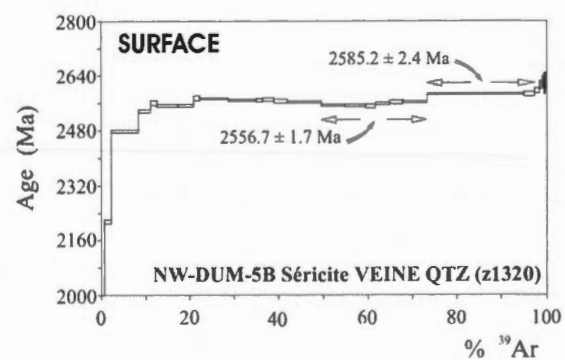
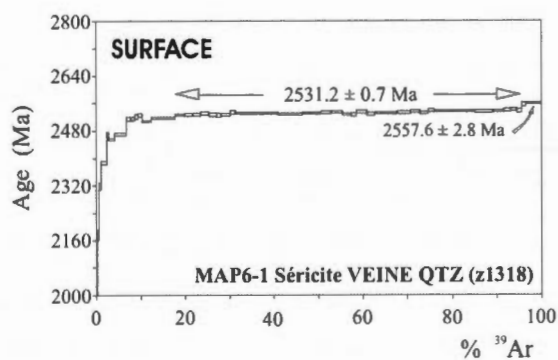
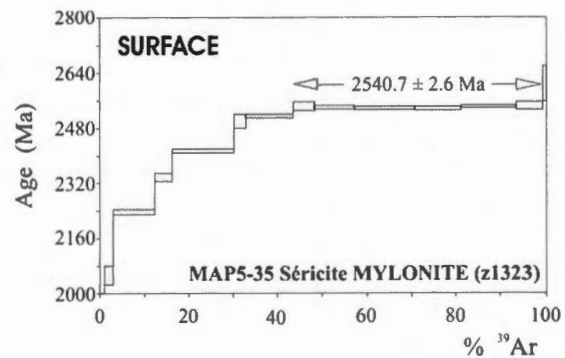
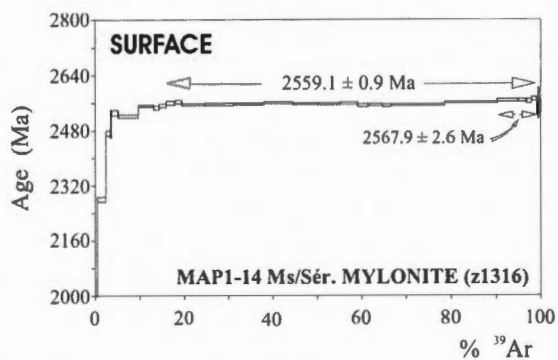
Figure B2 : Répartition des échantillons datés dans le gisement du Lac Herbin. Les symboles carrés correspondent à l'enceignant plutonique non déformé (datation d'amphiboles), les symboles étoilés correspondent aux mylonites et/ou veines minéralisées (datation de micas blancs). La structure tardive HW3 n'est pas représentée ici, l'échantillon qui en provient (mica blanc) est localisé à la figure 1.19. Le symbole carré (amphibole) à l'écart du gisement est localisé dans une galerie de secours.

ANNEXE C

SPECTRES D'ÂGES $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ NON PRÉSENTÉS DANS LE TEXTE
GISEMENT LAC HERBIN ET AFFLEUREMENTS DE SURFACE







LISTE DES RÉFÉRENCES CITÉES

- Abbott, D. H., Isley, A. E. 2002. «The intensity, occurrence, and duration of superplume events and eras over geological time». *Journal of Geodynamics*, no 34, p. 265–307.
- Aldrich, L.T., Nier, A.O. 1948. «Argon 40 in potassium minerals». *Phys. Rev.* vol. 74, p. 876-877.
- Alexandrov, P., Ruffet, G., Cheilletz, A. 2002. «Muscovite recrystallization and saddle-shaped $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra: Example from the Blond granite (Massif Central, France)». *Geochimica et Cosmochimica Acta*. vol. 66, no 10, p. 1793-1807.
- Anglin, C.D. 1990. «Preliminary Sm-Nd isotopic analyses of scheelites from Val-d'Or gold deposits, Quebec». *Geological Survey of Canada*, Paper 90-1C, p. 255-259.
- Anglin, C.D., Jonasson, I.R., Franklin, J.M. 1996. «Sm-Nd dating of sheelite and tourmaline: implications for the genesis of Archean gold deposits, Val-d'Or, Canada». *Economic geology*. vol. 91, p. 1372-1382.
- Ayer, J., Amelin, Y., Corfu, F., Kamo, S., Ketchum, J., Kwok, K., Trowell, N. 2002. «Evolution of the southern Abitibi greenstone belt based on U–Pb geochronology: autochthonous volcanic construction followed by plutonism, regional deformation and sedimentation». *Precambrian Research*. vol. 115, p. 63-95.
- Bhattacharyya, K., Mitra, G. 2011. «Strain softening along the MCT zone from the Sikkim Himalaya: Relative roles of Quartz and Micas». *Journal of Structural Geology*. vol. 33, p. 1105-1121.
- Beaudoin, G. 2010. *Étude préliminaire des inclusions fluides, gisement du Lac Herbin*. Rapport interne Alexis Minerals Corporation, 17 p.
- Beaudoin, G., Pitre, D. 2005. «Stable isotope geochemistry of the Archean Val-d'Or (Canada) orogenic gold vein field». *Mineralium Deposita*. vol. 40, p. 59-75.
- Beaudoin, G., Therrien, R., Savard, C. 2006. «3D numerical modelling of fluid flow in the Val-d'Or orogenic gold district: major crustal shear zones drain fluids from overpressured vein fields». *Mineralium Deposita*. vol. 41, p. 82-98.
- Belkabir, A. 1990. «Géologie du gisement filonien d'or Dumont et géochimie de ses épontes altérées, Val-d'Or, Québec». Thèse M.Sc. Université de Montréal - École Polytechnique, 135 p.
- Belkabir, A., Hubert, C., Hoy, L. 1998. «Fluid-rock reactions and resulting change in rheological behavior of a composit granitoïd: the Archean Mooshla stock, Canada». *Can. J. Earth Sci.* vol. 35, p. 131-146.
- Belkabir, A., Robert, F., Vu, L., Hubert, C. 1993. «The influence of dikes on auriferous shear zone development within granitoid intrusions: the Bourlamaque pluton, Val-d'Or district, Abitibi greenstone belt». *Can. J. Earth Sci.* vol. 30, p. 1924 - 1933.

- Benn, K., Peschler A.P. 2005. «A detachment fold model for fault zones in the late archean Abitibi greenstone belt». *Tectonophysics*. vol. 400, p. 85-104.
- Benn, K., Miles, W., Ghassemi, M., R., Gillett, J. 1994. «Crustal and kinematic framework of the northwestern Pontiac Subprovince, Québec: an integrated structural and geophysical study». *Can. J. Earth Sci.* vol. 31, p. 271 - 281.
- Boily, M., Leclair, A., Maurice, C., Bédard, J.H., David, J. 2009. «Paleo- to Mesoarchean basement recycling and terrane definition in the Northeastern Superior Province, Québec, Canada». *Precambrian Research*. vol. 168, p. 23-44.
- Boiron, M.-C., Cathelineau, M., Banks, D.A., Fourcade, S., Vallance, J. 2003. «Mixing of metamorphic and surficial fluids during the uplift of the hercynian upper crust: consequences for gold deposition». *Chemical Geology*. vol. 194, p. 119-141.
- Bosse, V., Feraud, G., Balleve, M., Peucat, J.-J., Cirsini, M. 2005. «Rb-Sr and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages in blueschists from the Île de Groix (Armorican Massif, France): implications for closure mechanisms in isotopic systems». *Chemical Geology*. vol. 220, p. 21-45.
- Boullier, A.-M., Robert, F. 1992. «Palaeosismic events recorded in Archaean gold-quartz vein networks, Val-d'Or, Abitibi, Québec, Canada». *Journal of Structural Geology*. vol. 14, p. 161-179.
- Boyle, R. W. 1961. «The geology, geochemistry and origin of the gold deposits of the Yellowknife district». *Canada Geol. Survey Mem.* vol. 310, p. 193.
- Brereton, N.R. 1970. «Corrections for interfering isotopes in the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating method». *Earth and Planetary Science Letters*. vol. 8, p. 427-733.
- Buchan, K.L., Mortensen, J.K., Card, K.D. 1993. «Northeast-trending Early Proterozoic dykes of southern Superior Province: multiple episodes of emplacement recognized from integrated paleomagnetism and U - Pb geochronology». *Can. J. Earth Sci.* vol. 30, p. 1286-1296.
- Cagnard, F., Brun, J.-P., Gapais, D. 2006. «Modes of thickening of analogue weak lithospheres». *Tectonophysics*. vol. 421, p. 145-160.
- Cagnard, F., Durrieu, N., Gapais, D., Brun, J.-P., Ehlers, C. 2006. «Crustal thickening and lateral flow during compression of hot lithospheres, with particular reference to Precambrian times». *Terra Nova*. vol. 18, p. 72-78.
- Cagnard, F., Gapais, D., Barbey, P. 2007. «Collision tectonics involving juvenile crust: The example of the southern Finnish Svecofennides». *Precambrian Research*. vol. 154, p. 125-141.
- Calvert, A. J., Ludden, J. N. 1999. «Archean continental assembly in the southeastern Superior Province of Canada». *Tectonics*. vol. 18, no 3, p. 412-429.
- Campbell, N.R., Wood, A. 1906. «The radioactivity of the alkali metals». *Proc. Camb. Phil. Soc.* vol. 14, p. 15-21.
- Camiré, G.E., Burg, J.-P. 1993. «Late Archean thrusting in the northwestern Pontiac Subprovince, Canadian Shield». *Precambrian Research*. vol. 61, p. 51-66.

- Campiglio, C. 1977. *Batholite de Bourlamaque*. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, Étude ES-26, 211 p.
- Campiglio, C., Darling, R. 1976. «The geochemistry of the archean Bourlamaque batholith, Abitibi, Québec». *Can. J. Earth Sci.* vol. 13, p. 972 - 986.
- Castaing, C., Cassard, D., Gros, Y., Moisy, M., Chabod, J.C. 1993. «Role of rheological heterogeneities in vein-ore localization». *Can. J. Earth Sci.* vol. 30, p. 113-123.
- Castonguay, S. 2000. «Évolution tectonique et géochronologique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la Zone de Humber interne, Appalaches du sud du Québec». Thèse Ph.D., Université du Québec, INRS-Géoresources et Université de Nice-Sophia Antipolis, 268 p.
- Castonguay, S., Ruffet, G., Tremblay, A., Gilbert, F. 2001. «Tectonometamorphic evolution of the southern Quebec Appalachians; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for Middle Ordovician crustal thickening and Silurian-Early Devonian exhumation of the internal Humber Zone». *Geological Society of America Bulletin*. vol. 113, no 1, p. 144-160.
- Cathles, L.M., Erendi, A.H.J., Barrie, T. 1997. «How long can a hydrothermal system be sustained by a single intrusive event?». *Economic geology*. vol. 92, p. 766-771.
- Chabot, F. 1998. «Minéralisation aurifère dans le pluton de Bourlamaque: la mine Beaufor». In *Développement d'un arc volcanique, la région de Val-d'Or, Ceinture de l'Abitibi - Volcanologie physique et évolution métallogénique*, Pilote, P., Moorhead, J., and Mueller, W., p. 59-64 : Association géologique du Canada, Guide d'excursion A-2.
- Chardon, D., Choukroune, P., Jayananda, M. 1998. «Sinking of the Dharwar Basin (South India): implications for Archaean tectonics». *Precambrian Research*. vol. 91, p. 15-39.
- Chardon, D., Gapais, D., Cagnard, F. 2009. «Flow of ultra-hot orogens: A view from the Precambrian, clues for the Phanerozoic». *Tectonophysics*. vol. 477, p. 105-118.
- Cheilletz, A., Ruffet, G., Maignac, C., Kolli, O., Gasquet, D., Féraud, G., Bouillin, J.P. 1999. « $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of shear zones in the Variscan basement of Greater Kabylia (Algeria). Evidence of an-Eo-Alpine event at 128 Ma (Hauterivian-Barremian boundary): geodynamic consequences». *Tectonophysics*. vol. 306, p. 97-116.
- Chown, E.H., Daigneault, R., Mueller, W., Mortensen, J. 1992. «Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi Belt, Quebec ». *Can. J. Earth Sci.* vol. 29, p. 2211-2225.
- Chown, E.H., Harrap, R., Moukhsil, A. 2002. «The role of granitic intrusions in the evolution of the Abitibi belt, Canada». *Precambrian Research*. vol. 115, p. 291 - 310.
- Christiansen, P. P., Pollard, D. D. 1997. «Nucleation, growth and structural development of mylonitic shear zones in granitic rock». *Journal of Structural Geology*. vol. 19, no 9, p. 1159 - 1172.
- Claoué-Long, J.C., King, R.W., Kerrich, R. 1990. «Archean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone belt: constraints on the timing of gold mineralisation». *Earth and Planetary Science Letters*. vol. 98, p. 109-128.

- Condie, K.C., Benn, K. 2006. «Archean geodynamics: similar to or different from modern geodynamics?». *Archean geodynamics and environments*. American Geophysical Union, Geophysical monograph 164, p. 47-59.
- Connolly, J.A.D. 2010. «The mechanics of metamorphic fluid expulsion». *Elements*. vol. 6, p. 165-172.
- Corfu, F., Davis, D.W. 1991. «Comment on "Archean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone belt: Constraints on the timing of gold mineralization"». *Earth and Planetary Science Letters*. vol. 104, p. 545-552.
- Corfu, F., Easton, R. M. 2000. «U-Pb evidence for polymetamorphic history of Huronian rocks within the Grenville front tectonic zone east of Sudbury, Ontario, Canada». *Chemical Geology*. vol. 172, p. 149-171.
- Corfu, F., Jackson, S.L., Sutcliffe, R.H. 1991. «U-Pb ages and tectonic significance of late Archean alkalic magmatism and nonmarine sedimentation: Timiskaming Group, southern Abitibi belt, Ontario». *Can. J. Earth Sci.* vol. 28, p. 489-503.
- Corfu, F., Krogh, T.E., Kwok, Y.Y., Jensen, L.S. 1989. «U-Pb geochronology in the south-western Abitibi greenstone belt, Superior Province». *Can. J. Earth Sci.* vol. 26, p. 1747-1763.
- Couture, J.-F., Pilote, P., Machado, N., Desrochers, J.-P. 1994. «Timing of gold mineralization in the Val-d'Or district, southern Abitibi belt: evidence for two distinct mineralizing events». *Economic geology*. vol. 89, p. 1542 - 1551.
- Cox, S.F. 1995. «Faulting processes at high fluid pressures: An example of fault valve behavior from the Wattle Gully Fault, Victoria, Australia». *Journal of Geophysical Research*. vol. 100, no B7, p. 12841-12859.
- Cox, S.F. 2005. «Coupling between deformation, fluid pressures, and fluid flow in ore-producing hydrothermal systems at depth in the crust». *Economic Geology*, 100th Anniversary Volume, p. 39-75.
- Cox, S.F., Ruming, K. 2004. «The St Ives mesothermal gold system, Western Australia - a case of golden aftershocks?». *Journal of Structural Geology*. vol. 26, p. 1109-1125.
- Cox, S.F., Knackstedt, M. A., Braun, J. 2001. «Principles of structural control on permeability and fluid flow in hydrothermal systems». *Society of Economic Geologists Reviews*. vol. 14, p. 1-24.
- Cox, S.F., Wall, V.J., Etheridge, M.A., Potter, T.F. 1991. «Deformational and metamorphic processes in the formation of mesothermal vein-hosted gold deposits - examples from the Lachlan Fold Belt in central Victoria, Australia». *Ore Geology Reviews*. vol. 6, p. 391-423.
- Dahl, P.S. 1996. «The effects of composition on retentivity of argon and oxygen in hornblende and related amphiboles: a field-tested empirical model». *Geochimica et Cosmochimica Acta*. vol. 60, p. 3687-3700.
- Daigneault, R. 1996. *Couloirs de déformation de la Sous-province de l'Abitibi*. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, Rapport MM 91-03, 114 p.

- Daigneault, R., Mueller, W. U., Chown, E. H. 2002. «Oblique archean subduction: accretion and exhumation of an oceanic arc during dextral transpression, Southern Volcanic Zone, Abitibi Subprovince Canada». *Precambrian Research*. vol. 115, p. 261 - 290.
- Daigneault, R., Perrault, G., Bédard, P. 1983. «Géologie et géochimie de la mine Lamaque, Val-d'Or, Québec». *Canadian Institute of Mining and Metallurgy*. vol. 76, p. 111-127.
- Dalrymple, G.B., Lanphere, M.A. 1969. *Potassium-argon dating; principles, techniques and applications to geochronology*. San Francisco: Freeman Press.
- Dalrymple, G.B., Lanphere, M.A. 1971. « $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ technique of K-Ar dating: A comparison with the conventional technique». *Earth and Planetary Science Letters*. vol. 12, no 3, p. 300-308.
- Darling, R., Vu, L., Popov, V., Dussault, C., Waitzenegger, B. 1985. *Géologie de la mine Belmoral - Région de Val-d'Or*. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, Rapport MB 85-41, 47 p.
- Deckart, K., Feraud, G., Bertrand, H. 1997. «Age of Jurassic continental tholeiites of French Guyana/Suriname and Guinea: implications to the opening of the Central Atlantic Ocean». *Earth and Planetary Science Letters*. vol. 150, p. 205-220.
- Delaney, P. T. 1987. «Heat transfer during emplacement and cooling of mafic dykes». *Special Paper - Geological Association of Canada*. vol. 34, no 31-46.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M. 1980. «A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major elements analyses. Its relationships with current nomenclature». *Chemical Geology*. vol. 29, p. 183-210.
- Desrochers, J.-P., Hubert, C. 1996. «Structural evolution and early accretion of the Archean Malartic Block, southern Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada». *Can. J. Earth Sci.* vol. 33, p. 1556-1569.
- Desrochers, J.-P., Hubert, C., Ludden, J., Pilote, P. 1993. «Accretion of Archean oceanic plateau fragments in the Abitibi greenstone belt, Canada». *Geology*. vol. 21, p. 451-454.
- Desrochers, J.-P., Hubert, C., Pilote, P. 1996. *Géologie de la région de Val-d'Or - Malartic*. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, Rapport ET 96-01, 123 p.
- Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M., Goulet, N. 1982. «Evolution of the south-central part of the Archean abitibi Belt, Québec. Part I: stratigraphy and paleogeographic model». *Can. J. Earth Sci.* vol. 19, p. 1729-1758.
- Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M., Goulet, N. 1983a. «Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part II: tectonic evolution and geomechanical model». *Can. J. Earth Sci.* vol. 20, p. 1355-1373.
- Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N., Rocheleau, M. 1983b. «Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part III: Plutonic and metamorphic evolution and geotectonic model». *Can. J. Earth Sci.* vol. 20, p. 1374-1388.
- Dodson, M. H. 1973. «Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems». *Contr. Miner. Petrol.* vol. 40, p. 259-274.

- Dunlap, W.J. 1997. «Neocrystallization or cooling? $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of white micas from low-grade mylonites». *Chemical Geology*. vol. 143, p. 181-203.
- Dunlap, W.J., Teyssier, C., McDougall, I., Baldwin, S. 1991. «Ages of deformation from K/Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of white micas». *Geology*. vol. 19, p. 1213-1216.
- Etheridge, M. A., Wall, V. J., Cox, S. F., Vernon, R. H. 1984. «High fluid pressures during regional metamorphism and deformation: implications for mass transport and deformation mechanisms». *Journal of Geophysical Research*. vol. 89, no B6, p. 4344-4358.
- Etheridge, M. A., Wall, V. J., Vernon, R. H. 1983. «The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation». *Journal of Metamorphic Geology*. vol. 1, p. 205-226.
- Feng, R., Kerrich, R., McBride, S., Farrar, E. 1992. « $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age constraints on the thermal history of the Archean Abitibi greenstone belt and the Pontiac Subprovince: implications for terrane collision, differential uplift, and overprinting of gold deposits». *Can. J. Earth Sci.* vol. 29, p. 1389-1411.
- Ferkous, K., Tremblay, A. 1997. *Analyse structurale de la minéralisation aurifère de la mine Wrightbar, Val-d'Or, Abitibi*. Rapport final, Corporation LITHOS, 70 p.
- Ferkous, K., Tremblay, A. 2000. «Un exemple de minéralisation aurifère synchronématique (Wrightbar), liée à un chevauchement, dans l'Archéen de l'Abitibi (Canada)». *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes / Earth and Planetary Sciences*. vol. 330, p. 117 - 123.
- Fitz Gerald, J. D., Stünitz, H. 1993. «Deformation of granitoids at low metamorphic grade. I: Reactions and grain size reduction». *Tectonophysics*. vol. 221, p. 269 - 297.
- Fleck, R.J., Sutter, J.F., Elliot, D.H. 1977. «Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age-spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica». *Geochimica et Cosmochimica Acta*. vol. 41, p. 15-32.
- Foland, K.A., Hubacher, F.A., Arehart, G.B. 1992. « $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of fine-grained samples: An encapsulated-vial procedure to overcome the problem of ^{39}Ar recoil loss». *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*. vol. 102, p. 269-276.
- Fortier, S.M., Giletti, B.J. 1989. «An empirical model for predicting diffusion coefficients in silicate minerals». *Science*. vol. 245, p. 1481-1484.
- Gaboury, D., Carrier, A., Crevier, M., Pelletier, C., Sketchley, D. A. 2001. «Predictive distribution of fault-fill and extensional veins: example from the Sigma gold mine, Abitibi subprovince, Canada». *Economic geology*. vol. 96, p. 1397-1405.
- Gapais, D., Pelletier, A., Ménot, R.-P., Peucat, J.-J. 2008. «Paleoproterozoic tectonics in the Terre Adélie Craton (East Antarctica)». *Precambrian Research*. vol. 162, p. 531-539.
- Gapais, D., Cagnard, F., Gueydan, F., Barbey, P., Ballèvre, M. 2009. «Mountain building and exhumation processes through time: inferences from nature and models». *Terra Nova*. vol. 21, p. 188-194.
- Goldfarb, R.J., Groves, D.I., Gardoll, S. 2001. «Orogenic gold and geologic time: a global synthesis». *Ore Geology Reviews*. vol. 18, p. 1-75.

- Goldfarb, R.J., Baker, T., Dubé, B., Groves, D.I., Hart, C.J.R., Gosselin, P. 2005. «Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes». *Economic geology*, 100th Anniversary Volume, p. 407-450.
- Goutier, J., 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 naturelles du Québec, Rapport MB 92-06, 62 p.
- Green, A.G., Milkereit, B., Mayrand, L.J., Ludden, J.N., Hubert, C., Jackson, S.L., Sutcliffe, R.H., West, G.F., Verpaelst, P., Simard, A. 1990. «Deep structure of an Archean greenstone terrane». *Nature*. vol. 344, p. 327-330.
- Groves, D.I. 1993. «The crustal continuum model for late-Archaean lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia». *Mineralium Deposita*. vol. 28, p. 366-374.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G., Robert, F. 1998. «Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types». *Ore Geology Reviews*. vol. 13, p. 7-27.
- Giguère, C. 1989. «Caractérisation pétrographique, structurale, minéralogique et géochimique de la mine Sigma-2, canton de Louvicourt, Québec». Thèse M.Sc. École Polytechnique de Montréal, 236 p.
- Giguère, C., Béland, J. 1990. «Kinematic analysis of auriferous veins at the Sigma-2 gold mine, Louvicourt Township, Quebec». *CIM Bulletin*. vol. 83, no 941, p. 47-52.
- Gunning, H.C., Ambrose, J.W. 1940. «Malartic area, Quebec». *Geological Survey of Canada, Memoir*. vol. 222, p. 142.
- Hames, W.E., Cheney, J.T. 1997. «On the loss of ^{40}Ar from muscovite during polymetamorphism». *Geochimica et Cosmochimica Acta*. vol. 61, no 18, p. 3863-3872.
- Hanes, J.A. 1987. «Dating of Precambrian mafic dyke swarms by the Rb-Sr, K-Ar, and Sm-Nd methods». *Special Paper - Geological Association of Canada*. vol. 34, p. 137-146.
- Hanes, J. A., Archibald, D. A., Hodgson, C. J. 1992. «Dating of archean auriferous quartz vein deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for a 70- to 100-m.y.-time gap between plutonism-metamorphism and mineralization». *Economic geology*. vol. 87, p. 1849 - 1861.
- Hanes, J.A., Archibald, D.A., Hodgson, C.J., Robert, F. 1989. «Preliminary $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and timing of Archean gold mineralization at the Sigma Mine, Val-d'Or, Quebec». *Geological Survey of Canada Papers, Current Research. Part C*. vol. 98-1C, p. 135-142.
- Hanes, J.A., Archibald, D.A., Hodgson, C.J., Robert, F. 1994. «Dating of archean auriferous quartz vein deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for a 70- to 100-M.y.-time gap between plutonism-metamorphism and mineralization - a reply ». *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*. vol. 89, no 3, p. 687-690.
- Harrison, T.M. 1981. «Diffusion of ^{40}Ar in hornblende». *Contribution to Mineralogy and Petrology*. vol. 78, p. 324-331.
- Harrison, T.M., Duncan, I., McDougall, I. 1985. «Diffusion of ^{40}Ar in biotite: Temperature, pressure and compositional effects». *Geochimica et Cosmochimica Acta*. vol. 49, p. 2461-2468.

- Harrison, T.M, McDougall, I. 1982. «The thermal significance of potassium feldspar K-Ar ages inferred from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum results». *Geochimica et Cosmochimica Acta*. vol. 46, no 10, p. 1811-1820.
- Harrison, T.M, Celerier, J., Aikman, A.B, Hemaqnn, J., Heizler, M.T. 2009. «Diffusion of ^{40}Ar in muscovite». *Geochimica et Cosmochimica Acta*. vol. 73, p. 1039-1051.
- Hodgson, C. J. 1989. «The structure of shear-related, vein-type gold deposits: a review». *Ore Geology Reviews*. vol. 4, p. 231-273.
- Hoskin, P.W.O, Schaltegger, U. 2003. «The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis». *Reviews in Mineralogy & Geochemistry - Zircon*. vol. 53, p. 27-62.
- Hubert, C. 1990. «Geological framework, evolution and structural setting of gold and base metal deposits of the Abitibi greenstone belt, Canada». *Publication - Geology Department and Extension Service, University of Western Australia*. vol. 24, p. 53-62.
- Hubert, C., Trudel, P., Gélinas, L. 1984. «Archean wrench fault tectonics and structural evolution of the Blake River Group, Abitibi Belt, Quebec». *Can. J. Earth Sci.* vol. 21, p. 1024-1032.
- Imreh, L. 1984. «In: Sillon de La Motte-Vassan et son avant pays méridional: Synthèse Volcanologique. Lithostratigraphique et gîtologie.». *Ministère de L'Énergie et des Ressources, Québec*. vol. MM-82-04, p. 72.
- Jackson, S.L., Sutcliffe, R.H., Ludden, J.N., Hubert, C., Green, A.G., Milkereit, B., Mayrand, L., West, G.F., Verpaelst, P. 1990. «Southern Abtibi greenstone belt: Archean crustal structure from seismic-reflection profiles». *Geology*. vol. 18, p. 1086-1090.
- Jäger, E., Niggli, E., Wenk, E. 1967. «Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen». *Beiträge zur Geol. Karte der Schweiz*, NF 134. Lieferungen, Kümmerly and Frey. Bern.
- Jébrak, M. 1992. «Les gisements d'or des tonalites archéennes (Abitibi, Québec)». *Mineralium Deposita*. vol. 27, p. 1-9.
- Jébrak, M., LeQuentrec, M. F., Mareschal, J.-C., Blais, D. 1991. «A gravity survey across the Bourlamaque pluton massif, southeastern Abitibi greenstone belt, Québec, Canada: the relationship between the geometry of tonalite plutons and associated gold mineralization». *Precambrian Research*. vol. 50, p. 261 - 268.
- Jemielita, R.A., Davis, D.W., Krogh, T.E. 1990. «U-Pb evidence for Abitibi gold mineralization postdating greenstone magmatism and metamorphism». *Nature (London)*. vol. 346, p. 831-833.
- Jenkins, C.L. 1994. «Conceptual metallogenic modelling of Archean volcanogenic massive sulphide and lode-gold deposits in Bourlamaque and Louvicourt townships, Val-d'Or district, Quebec». Thèse Ph.D. École Polytechnique de Montréal – Université de Montréal, 338 p.
- Jenkins, C.L., Brown, A.C. 1999. *Cadre métallogénique des gisements de sulfures massifs volcanogènes et filoniens aurifères des cantons Bourlamaque et Louvicourt, partie sud de la Sous-province de l'Abitibi*. Ministère des Ressources naturelles du Québec, Secteur des mines. Rapport MB 99-12, 42 p.

- Kamber, B.S., Blenkinsop, T.G., Villa, I.M., Dahl, P.S. 1995. «Proterozoic transpressive deformation in the Northern Marginal Zone, Limpopo Belt, Zimbabwe». *Journal of Geology*. vol. 103, p. 493-508.
- Kent, A.J.R., Cassidy, K.F., Mark Fanning, C. 1996. «Archean gold mineralization synchronous with the final stages of cratonization, Yilgarn Craton, Western Australia». *Geology*. vol. 24, no 10, p. 879-882.
- Kerrich, R. 1994. «Dating of archean auriferous quartz vein deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for a 70- to 100-M.y.-time gap between plutonism-metamorphism and mineralization - a discussion». *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*. vol. 89, no 3, p. 679-687.
- Kerrich, R., Cassidy, K.R. 1994. «Temporal relationships of lode gold mineralization to accretion, magmatism, metamorphism and deformation - Archean to present: A review». *Ore Geology Reviews*. vol. 9, p. 263-310.
- Kerrich, R., Fryer, B. J. 1979. «Archean precious metal hydrothermal systems, Dome mine, Abitibi greenstone belt». *Can. J. Earth Sci.* vol. 16, p. 440-458.
- Kerrich, R., King, R. 1993. «Hydrothermal zircon and baddeleyite in Val-d'Or Archean mesothermal gold deposits: Characteristics, compositions and fluid inclusion properties». *Can. J. Earth Sci.* vol. 30, p. 2334-2351.
- Kerrich, R., Kyser, T. K. 1994. «100 Ma timing paradox of Archean gold, Abitibi greenstone belt (Canada): New evidence from U-Pb and Pb-Pb evaporation ages of hydrothermal zircons». *Geology*. vol. 22, p. 1131-1134.
- Kerrich, R., Ludden, J. 2000. «The role of fluids during formation and evolution of the southern Superior Province lithosphere: an overview». *Can. J. Earth Sci.* vol. 37, p. 135-164.
- Kerrich, R., Wyman, D. 1990. «Geodynamic setting of mesothermal gold deposits: an association with accretionary tectonics regimes». *Geology*. vol. 18, p. 882-885.
- Kerrich, R., Goldfarb, R.J., Richards, J.P. 2005. «Metallogenic provinces in an evolving geodynamic framework». *Economic Geology*, 100th Anniversary Volume, p. 1097-1136.
- Kerrich, R., Robert, F., Cassidy, K.R. 1994. «Temporal relationships of lode gold mineralization to accretion, magmatism, metamorphism, and deformation - Archean to present: A review». *Ore Geology Reviews*. vol. 9, no 4, p. 263-310.
- Kimura, G., Ludden, J.N., Desrochers, J.-P., Hori, R. 1993. «A model of ocean-crust accretion for the Superior Province, Canada». *Lithos*. vol. 30, p. 337-355.
- Kirschner, D.L., Cosca, M.A., Masson, H., Hunziker, J.C. 1996. «Staircase $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ spectra of fine-grained white mica; timing and duration of deformation and empirical constraints on argon diffusion». *Geology*. vol. 24, no 8, p. 747-750.
- Korenaga. 2006. «Archean geodynamics and the thermal evolution of the Earth». *Archean geodynamics and environments*. American Geophysical Union, Geophysical monograph 164, p. 7-32.

- Kreuzer, O.P. 2004. «How to resolve the controls on mesothermal vein systems in a goldfield characterized by sparse kinematic information and fault reactivation — a structural and graphical approach». *Journal of Structural Geology*. vol. 26, p. 1043-1065.
- Krogh, T. E., Moser, D. E. 1994. «U-Pb zircon and monazite ages from the Kapuskasing Uplift; age constraints on deformation within the Ivanhoe Lake fault zone». *Can. J. Earth Sci.* vol. 31, no 7, p. 1096-1103.
- Lacroix, S., Sawyer, E.W. 1995. «An Archean fold-thrust belt in the northwestern Abitibi Greenstone Belt: structural and seismic evidence». *Can. J. Earth Sci.* vol. 32, p. 97-112.
- Lanphere, M.A., Dalrymple, G.B. 1976. «Identification of excess ^{40}Ar by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum technique». *Earth and Planetary Science Letters*. vol. 32, p. 141-148.
- Latulippe, M. 1966. «The relationships of mineralization to Precambrian stratigraphy in certain mining areas of Ontario and Quebec». *Geological Association of Canada Special Paper*. vol. 3, p. 21-41.
- Leake, B.E. 1978. «Nomenclature of amphiboles». *Canadian Mineralogist*. vol. 14, p. 501-520.
- Lickorish, W. H. 2007. *Structure of the Lac Herbin deposit, Val-d'Or, Quebec*. Rapport interne Alexis Minerals Corporation, 31 p.
- Lister, G.S., Baldwin, S.L. 1996. «Modelling the effect of arbitrary P-T-t histories on Ar diffusion in minerals using the MacArgon program for the Apple Macintosh». *Tectonophysics*. vol. 253, p. 83-109.
- Long, D.G.F. 2004. «The tectonostatigraphic evolution of the Huronian basement and the subsequent basin fill: geological constraints on impact models of the Sudbury event». *Precambrian Research*. vol. 129, p. 203-223.
- Ludden, J.N., Hubert, C., Gariépy, C. 1986. «The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada». *Geol. Mag.* vol. 123, p. 153-166.
- Ludden, J., Daigneault, R., Robert, F., Taylor, R.P. 1984. «Trace element mobility in alteration zones associated with Archean Au lode deposits». *Economic geology*. vol. 79, p. 1131-1141.
- Machado, N., Rive, M., Gariépy, C., Simard, A. 1991. «U-Pb geochronology of granitoids from the Pontiac subprovince: preliminary results». *Geological Association of Canada, Program with Abstracts*. vol. 16, no A78.
- Malo, M., Ruffet, G., Pincivy, A., Tremblay, A. 2008. «A $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study of oceanic and continental deformation processes during an oblique collision: taconian orogeny in the Quebec reentrant of the Canadian Appalachian». *Tectonics*. vol. 27, p. 1-29.
- Mareschal, J.-C., Jaupart, C. 2006. «Archean thermal regime and stabilization of the cratons». *Archean geodynamics and environments*. American Geophysical Union, Geophysical monograph 164, p. 61-73.
- Maurice, C., David, J., Bédard, J.H., Francis, D. 2009. «Evidence for a widespread mafic cover sequence and its implications for continental growth in the Northeastern Superior Province». *Precambrian Research*. vol. 168, p. 45-65.

- McCuaig, T.C., Kerrich, R. 1998. «P-T-t deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics». *Ore Geology Reviews*. vol. 12, p. 381-453.
- McDougall, I., Harrison, T.M. 1988. «Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method». *Oxford Monographs on Geology and Geophysics*. vol. 9.
- McDougall, I., Harrison, T.M. 1999. «Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method, 2nd edition». *Oxford University Press*, p. 269.
- Merrihue, C. 1965. «Trace-element determinations and potassium-argon dating by mass spectroscopy of neutron-irradiated samples. Abstract». *Trans. Am. Geophys. Un.* vol. 46, p. 125.
- Merrihue, C., Turner, G. 1966. «Potassium-argon dating by activation with fast neutrons». *Journal of Geophysical Research*. vol. 71, no 11, p. 2852-2859.
- Mezger, K., Hanson, G.N., Bohlen, S.R. 1989. «High precision U-Pb ages of metamorphic rutile: application to the cooling history of high grade terranes». *Earth and Planetary Science Letters*. vol. 96, p. 106-118.
- Mikucki, E., J. 1998. «Hydrothermal transport and depositional processes in Archean lode-gold systems: A review». *Ore Geology Reviews*. vol. 13, p. 307 - 321.
- Mitchell, J.G. 1968. «The argon-40/argon-39 method for potassium-argon age determination». *Geochimica et Cosmochimica Acta*. vol. 32, p. 781-790.
- Montigny, R. 1985. «Méthode classique potassium-argon». In *Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels – application*, p. 309-340. Paris : Masson, Commissariat à l'énergie atomique Paris.
- Morasse, S., Wasteneys, H. A., Cormier, M., Helmstaedt, H., Mason, R. 1993. «La Mine d'or Kiena; minéralisation magmatique hydrothermale kenoreenne precece dans la ceinture minerale de Val-d'Or, sud-est de l'Abitibi». In *L'Exceptionnel potentiel mineral du Quebec, une réalité à découvrir*. Caty, Jean-Louis [editor], p. 67-72. Résumé des conférences; séminaire d'information 1993. Québec : Direction de la Recherche Géologique, Canada.
- Mueller, W.U., Daigneault, R., Mortensen, J.K., Chown, E.H. 1996. «Archean terrane docking: upper crust collision tectonics, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada». *Tectonophysics*. vol. 265, p. 127-150.
- Neumayr, P., Hagemann, S.G. 2002. «Hydrothermal fluid evolution within the Cadillac Tectonic Zone, Abitibi greenstone belt, Canada: relationship to auriferous fluids in adjacent second- and third-order shear zones». *Economic geology*. vol. 97, p. 1203-1225.
- Neumayr, P., Hagemann, S. G., Couture, J.-F. 2000. «Structural setting, textures, and timing of hydrothermal vein systems in the Val-d'Or camp, Abitibi, Canada: implications for the evolution of transcrustal, second- and third-order fault zones and gold mineralization». *Can. J. Earth Sci.* vol. 37, p. 95 - 114.
- Newman, F.H., Walke, H.J. 1935. «The radioactivity of potassium and rubidium». *Phil. Mag. Ser.* vol. 7, no 19, p. 767-773.

- O'Hara, K. 2006. «Couple deformation and reaction softening processes: retrograde shear zones in the Rosslare complex, south-east Ireland». *Irish Journal of Earth Sciences*. vol. 25, p. 63-80.
- Olivo, G.M., William-Jones, A.E. 2002. «Genesis of the Auriferous C Quartz-Tourmaline Vein of the Siscoe Mine, Val-d'Or District, Abitibi Subprovince, Canada: Structural, Mineralogical and Fluid Inclusion Constraints». *Economic geology*. vol. 97, p. 929-947.
- Olivo, G.R., Chang, F., Kyser, T.K. 2006. «Formation of the auriferous and barren North Dipper Veins in the Sigma Mine, Val-d'Or, Canada: Constraints from structural, mineralogical, fluid inclusion, and isotopic data». *Economic geology*. vol. 101, p. 607-631.
- Olivo, G.M., Isnard, H., Williams-Jones, A.E., Gariépy, C. 2007. «Pb isotope compositions of pyrite from the C quartz-tourmaline vein of the Siscoe gold deposit, Val-d'Or, Québec: constraints on the origin and age of the gold mineralization». *Economic geology*. vol. 102, no 1, p. 137-146.
- Passchier, W. C., Trouw, R. A. J. 2005. *Microtectonics*, 2nd Edition: Springer, 366 p.
- Paterson, S. P., Vernon, R. H., Tobisch, O. T. 1989. «A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids». *Journal of Structural Geology*. vol. 11, no 3, p. 349-363.
- Pearson, V., Daigneault, R. 2009. «An Archean megacaldera complex: The Blake River Group, Abitibi greenstone belt». *Precambrian Research*. vol. 168, p. 66-82.
- Percival, J. A. 2007. «Geology and metallogeny of the Superior Province, Canada, in Goodfellow, W.D., ed., Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods». *Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5*, p. 903-928.
- Peschler, A.P., Benn, K., Roest, W.R. 2006. «Gold-bearing fault zones related to Late Archean orogenic folding of upper and middle crust in the Abitibi granite-greenstone belt, Ontario». *Precambrian Research*. vol. 151, p. 143-159.
- Peters, S. G. 1993. «Formation of oreshoots in mesothermal gold-quartz vein deposits: examples from Queensland, Australia». *Ore Geology Reviews*. vol. 8, p. 277-301.
- Pettke, T., Diamond, L.W., Villa, I.M. 1999. «Mesothermal gold veins and metamorphic devolatilization in the northwestern Alps: The temporal link». *Geology*. vol. 27, no 7, p. 641-644.
- Phillips, G.N., Powell, R. 2009. «Formation of gold deposits: Review and evaluation of the continuum model». *Earth-Science Reviews*. vol. 94, p. 1-21.
- Phillips, G.N., Powell, R. 2010. «Formation of gold deposits: a metamorphic devolatilization model». *Journal of Metamorphic Geology*. vol. 28, p. 689-718.
- Pilote, P., Couture, J.-F., Desrochers, J.-P., Machado, N., Pelz, P. 1993. «Minéralisations aurifères multiphasées dans la région de Val-d'Or: l'exemple de la mine Norlartique». *DV - Direction Générale de l'Exploration Géologique et Minérale*, p. 61-66.
- Pilote, P., Moorhead, J., Mueller, W. 2000. *Géologie de la région de Val-d'Or, Sous-province de l'Abitibi - Volcanologie physique et évolution métallogénique*. Ministère des Ressources naturelles du Québec, Rapport MB 2000-09, p. 1-20.

- Pitra, P., Ballèvre, M., Ruffet, G. 2010. «Inverted metamorphic field gradient towards a Variscan suturezone (Champtoceaux Complex, Armorican Massif, France)». *Journal of Metamorphic Geology*. vol. 28, no 2, p. 183-208.
- Powell, R., Will, T.M., Phillips, G.N. 1991. «Metamorphism in Archaean greenstone belts; calculated fluid compositions and implications for gold mineralization». *Journal of Metamorphic Geology*. vol. 9, no 2, p. 141-150.
- Powell, W.G., Hodgson, C.J. 1992. «Deformation of the Gowganda Formation, Matachewan area, Ontario, by post-Early Proterozoic reactivation of the Archean Larder Lake - Cadillac break, with implications for gold exploration». *Can. J. Earth Sci.* vol. 29, p. 1580-1589.
- Powell, W.G., Carmichael, D.M., Hodgson, C.J. 1995. «Conditions and timing of metamorphism in the southern Abitibi greenstone belt, Québec». *Can. J. Earth Sci.* vol. 32, p. 787-805.
- Powell, W. G., Hodgson, C. J., Hanes, J. A., Carmichael, D. M., McBride, S., Farrar, E. 1995. « $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological evidence for multiple postmetamorphic hydrothermal events focused along faults in the southern Abitibi greenstone belt». *Can. J. Earth Sci.* vol. 32, p. 768 - 786.
- Purdy, J.W., Jäger, E. 1976. «K-Ar ages on rock forming minerals from the Central Alps». *Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova*. vol. 30, p. 1-32.
- Ramsay, J. G. 1980. «Shear zone geometry: a review». *Journal of Structural Geology*. vol. 2, no 1/2, p. 83-99.
- Ramsay, J. G., Huber, M. I. 1987. «The techniques of modern structural geology. Volume 2: Folds and Fractures». *Academic Press*, p. 700.
- Ranalli, G. 1997. «Rheology of the lithosphere in space and time». In *Orogeny Through Time*, M. J.-P. & Ford, p. 19-37.
- Ravenelle, J.-F., Dubé, B., Malo, M., McNicoll, V., Nadeau, L., Simoneau, J. 2010. «Insights on the geology of the world-class Roberto gold deposit, Éléonore property, James Bay area, Québec». *Geological Survey of Canada, Current Research 2010-1*, p. 26.
- Ridley, J.R., Diamond, L.W. 2000. «Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models». *SEG Reviews*. vol. 13, p. 141-162.
- Robert, F. 1989. «Internal structure of the Cadillac tectonic zone southeast of Val-d'Or, Abitibi greenstone belt, Québec». *Can. J. Earth Sci.* vol. 26, p. 2661 - 2675.
- Robert, F. 1990. «Structural setting and control of gold-quartz veins of the Val-d'Or area, southeastern Abitibi Subprovince». *University of Western Australia*. vol. Publication No. 24, p. 164-209.
- Robert, F. 1994. «Vein fields in gold districts: the exemple of Val-d'Or, southeastern Abitibi subprovince, Québec». *Geological Survey of Canada Paper*. vol. 94-1C, p. 295-302.
- Robert, F. 2001. «Syenite-associated disseminated gold deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada». *Mineralium Deposita*. vol. 36, p. 503-516.
- Robert, F., Brown, A.C. 1984. «Progressive alteration associated with gold-quartz-tourmaline veins at the Sigma Mine, Abitibi Greenstone Belt, Quebec». *Economic geology*. vol. 79, p. 393-399.

- Robert, F., Brown, A.C. 1986a. «Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec: Part I. Geological relations and formation of the vein system». *Economic geology*. vol. 81, p. 578-592.
- Robert, F., Brown, A.C. 1986b. «Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi Greenstone Belt, Québec: Part II. Vein paragenesis and hydrothermal alteration». *Economic geology*. vol. 81, p. 593-616.
- Robert, F., Kelly, W.C. 1987. «Ore-forming fluids in Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada». *Economic geology*. vol. 82, p. 593-616.
- Robert, F., Poulsen, K. H. 2001. «Vein formation and deformation in greenstone gold deposits». *Society of Economic Geologists Reviews*. vol. 14, p. 111-155.
- Robert, F., Boullier, A.-M., Firdaus, K. 1995. «Gold-quartz veins in metamorphic terranes and their bearing on the role of fluids in faulting». *Journal of Geophysical Research*. vol. 100, no B7, p. 12861 - 12879.
- Robert, F., Brown, A.C., Audet, A.J. 1983. «Structural control of gold mineralization at the Sigma Mine, Val-d'Or, Quebec». *Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bull.* vol. 76, no 850, p. 72-80.
- Robert, F., Poulsen, K.H., Cassidy, K.F., Hodgson, C.J. 2005. «Gold metallogeny of the Superior and Yilgarn Cratons». *Economic Geology*, 100th Anniversary Volume, p. 1001-1033.
- Robinson, P., Spear, F.S., Schumacher, J.C., Laird, J., Klein, C., Evans, B.W., Doolan, B.L. 1982. «Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory». *Mineralogical Society of America Review and Minerals*. vol. 9B, p. 1-211.
- Roddick, J.C. 1983. «High precision intercalibration of ^{40}Ar - ^{39}Ar standards». *Geochimica et Cosmochimica Acta*. vol. 51, p. 2129-2135.
- Roussy, J. 2003. «Relations entre la distribution de l'or, la structure, la composition des veines et de l'altération hydrothermale à la mine Beaufor, Val-d'Or, Abitibi, Québec». Thèse M.Sc. Université Laval (Québec), 316 p.
- Roy, N. 2009. «Guides d'exploration pour le gisement du Lac Herbin, Val-d'Or, Québec». Rapport B.Sc. Université Laval (Québec). Non publié, 60 p.
- Ruffet, G., Féraud, G., Amouric, M. 1991. «Comparison of ^{40}Ar - ^{39}Ar conventional and laser dating of biotites from the North Trégor Batholith». *Geochimica et Cosmochimica Acta*. vol. 55, p. 1675-1688.
- Ruffet, G., Féraud, G., Balèvre, M., Kiénast, J.-R. 1995. «Plateau ages and excess argon in phengites: an ^{40}Ar - ^{39}Ar laser probe study of Alpine micas (Sesia Zone, Western Alps, northern Italy)». *Chemical Geology*. vol. 121, p. 327-343.
- Ruffet, G., Gruau, G., Ballèvre, M., Féraud, G., Philippot, P. 1997. «Rb-Sr and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe dating of high-pressure phengites from the Sesia Zone (Western Alps); underscoring of excess argon and new age constraints on the high-pressure metamorphism». *Chemical Geology*. vol. 141, no 1-2, p. 1-18.
- Salier, B.P., Groves, D.I., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R. 2005. «Geochronological and stable isotope evidence for widespread orogenic gold mineralization from a deep-seated fluid source at ca 2.65

- Ga in the Laverton Gold Province, Western Australia». *Economic Geology*, 100th Anniversary Volume. vol. 100, p. 1363-1388.
- Sauvé, P., Imreh, L., Trudel, P. 1993. *Description des gîtes d'or de la région de Val-d'Or*. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, Rapport MM 91-03, 178 p.
- Sawyer, E.W., Benn, K. 1993. «Structure of the high-grade Opatoca belt and adjacent low-grade Abitibi Subprovince: an Archean mountain front». *Journal of Structural Geology*. vol. 15, p. 1443-1458.
- Scott, C. R., Mueller, W. U., Pilote, P. 2002. «Physical volcanology, stratigraphy, and lithogeochemistry of an Archean volcanic arc: evolution from plume-related volcanism to arc rifting of SE Abitibi Greenstone Belt, Val-d'Or, Canada». *Precambrian Research*. vol. 115, p. 223 - 260.
- Seifert, W., Rhede, D., Thomas, R., Foerster, H. J., Lucassen, F., Dulski, P., Wirth, R. 2011. «Distinctive properties of rock-forming blue quartz; inferences from a multi-analytical study of submicron mineral inclusions». *Mineralogical Magazine*. vol. 75, no 4, p. 2519-2534.
- Sibson, R. H. 2001. «Seismogenic framework for hydrothermal transport and ore deposition». *Society of Economic Geologists Reviews*. vol. 14, p. 25-50.
- Sibson, R. H., Scott, J. 1998. «Stress/fault controls on the containment and release of overpressured fluids: Examples from gold-quartz vein systems in Juneau, Alaska; Victoria, Australia and Otago, New Zealand». *Ore Geology Reviews*. vol. 13, p. 293-306.
- Sibson, R. H., Robert, F., Poulsen, K. H. 1988. «High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits». *Geology*. vol. 16, p. 551 - 555.
- Sigurgeirsson, T. 1962. «Age dating of young basalts with the potassium argon method (in Icelandic)». *Unpublished report Physics Laboratory, University of Iceland. (English translation by L. Kristjansson, University of Iceland, 1973)*.
- Simpson, C. 1985. «Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition». *Journal of Structural Geology*. vol. 7, p. 503-511.
- Sizova, E., Gerya, T., Brown, M., Perchuk, L.L. 2010. «Subduction styles in the Precambrian: Insight from numerical experiments». *Lithos*. vol. 116, p. 209-229.
- Spear, F.S. 1993. *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*. Mineralogical Society of America Monograph. Washington, D.C, 799 p.
- Steiger, R.H., Jäger, E. 1977. «Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry». *Earth and Planetary Science Letters*. vol. 36, p. 359-362.
- Stüwe, K. 1998. «Tectonic constraints on the timing relationships of metamorphism, fluid production and gold-bearing quartz vein emplacement». *Ore Geology Reviews*. vol. 13, p. 219-228.
- Stüwe, K., Will, T.M., Zhou, S. 1993. «On the timing relationship between fluid production and metamorphism in metamorphic piles: some implications for the origin of post-metamorphic gold mineralisation». *Earth and Planetary Science Letters*. vol. 114, p. 417-430.

- Sutcliffe, R. H., Barrie, C. T., Burrows, D. R., Beakhouse, G. P. 1993. «Plutonism in the southern Abitibi Subprovince: a tectonic and petrogenetic framework». *Economic geology*. vol. 88, p. 1359 - 1375.
- Taner, M. F. 1987. «Étude minéralogique d'une veine minéralisée et d'une veine stérile dans la mine Ferderber (Les Mines Belmoral Limitée), Val-d'Or, Québec». *Source inconnue, rapport interne?*, 55 p.
- Taner, M. F., Trudel, P. 1989. «Bourlamaque batholith and its gold potential, Val-d'Or, Québec». *CIM Bulletin*. vol. 82, p. 33-42.
- Tartese, R., Boulvais, P., Poujol, M., Vignerresse, J.-L. 2011. «Granite petrogenesis revealed by combined gravimetric and radiometric imaging». *Tectonophysics*. vol. 501, no 1-4, p. 98-103.
- Tessier, A. 1990. «Structural evolution and host rock dilation during emplacement of gold-quartz vein at the Perron deposit, Val-d'Or, Québec». Thèse Ph.D. Kingston, Queen's University (Ontario), 242 p.
- Thomson, J.J. 1905. «On the emission of negative corpuscles by the alkali metals». *Phil. Mag. Ser.* vol. 6, no 10, p. 584-590.
- Tourigny, G., Tremblay, A. 1997. «Origin and incremental evolution of brittle / ductile shear zones in granitic rocks: natural examples from the southern Abitibi Belt, Canada». *Journal of Structural Geology*. vol. 19, no 1, p. 15 - 27.
- Tremblay, A. 1997. *Caractérisation et cinématique des structures post-aurifères de la mine Beaufor, Val-d'Or, Québec*. Rapport interne Mine Aurizon Ltd, 71 p.
- Tremblay, A. 2001. «Postmineralization faults in the Beaufor gold deposit, Abitibi Greenstone Belt, Canada: geometry, origin, and tectonic implications for the Val-d'Or mining district». *Economic geology*. vol. 96, p. 509 - 524.
- Tremblay, A., Ruffet, G., Castonguay, S. 2000. «Acadian metamorphism in the Dunnage Zone of southern Quebec, Northern Appalachians; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for collision diachronism». *Geological Society of America Bulletin*. vol. 112, no 1, p. 136-146.
- Trudel, P. 1985a. *Géologie de la mine Sullivan, Val-d'Or, Québec*. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, Rapport MB 85-16, 33 p.
- Trudel, P. 1985b. *Géologie de la mine Siscoe, Val-d'Or, Québec*. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, Rapport MB 85-18, 38 p.
- Trudel, P. 1985c. *Géologie de la mine Perron – Région de Val-d'Or*. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, Rapport MB 85-39, 30 p.
- Trudel, P. 1986. *Géologie de la mine Bussièrès (Cournor ou Courvan) Pascalis*. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, Rapport MB 86-23, 44 p.
- Turner, G. 1968. «The distribution of potassium and argon in chondrites». In *Origin and distribution of the elements*, Éd. L.H. Ahrens, p. 387-398. London, Pergamon.
- Turner, G. 1971. «Argon 40-argon 39 dating: The optimization of irradiation parameters». *Earth and Planetary Science Letters*. vol. 10, p. 227-234.

- Turner, G., Huneke, J.C., Podosek, F.A., Wasserburg, G.J. 1971. « ^{40}Ar - ^{39}Ar ages and cosmic ray exposure age of Apollo 14 samples». *Earth and Planetary Science Letters*. vol. 12, p. 19-35.
- Turner, G., Miller, J.A., Grasty, R.L. 1966. «The thermal history of the Bruderheim meteorite». *Earth and Planetary Science Letters*. vol. 1, p. 155-157.
- Velador, J.M., Heizler, M.T., Campbell, A.R. 2010. «Timing of magmatic activity and mineralization and evidence of a long-lived hydrothermal system in the Fresnillo silver district, Mexico: constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology». *Economic geology*. vol. 105, p. 1335-1349.
- Villa, I.M. 1998. «Isotopic closure». *Terra Nova*. vol. 10, p. 42-47.
- Villa, I.M., Grobéty, B., Kelley, S.P., Trigila, R., Wieler, R. 1996. «Assessing Ar transport paths and mechanisms for McClure Mountains Hornblende». *Contribution to Mineralogy and Petrology*. vol. 126, no 67-80.
- Villa, I.M., Puxeddu, M. 1994. «Geochronology of the Larderello geothermal field; new data and the 'closure temperature' issue». *Contributions to Mineralogy and Petrology*. vol. 115, no 4, p. 415-426.
- Vu, L. 1990. «Geology of the Ferderber gold deposit and gold potential of the Bourlamaque batholith, Belmoral Mines Ltd, Val-d'Or, Québec». *Special Volume - Canadian Institute of Mining and Metallurgy*. vol. 43, p. 237-244.
- Vu, L., Darling, R., Beland, J., Popov, V. 1987. «Structure of the Ferderber gold deposit, Belmoral Mines Ltd., Val-d'Or, Québec». *CIM Bulletin*. vol. 80, p. 68-77.
- Watts, M. J., Williams, G. D. 1983. «Strain geometry, microstructure and mineral chemistry in metagabbro shear zones: a study of softening mechanisms during progressive mylonitization». *Journal of Structural Geology*. vol. 5, no 5, p. 507-517.
- Weinberg, R. F., Hodkiewicz, P. F., Groves, D. I. 2004. «What controls gold distribution in Archean terranes?». *Geology*. vol. 32, no 7, p. 545-548.
- von Weizsäcker, C.F. 1937. «Über die Möglichkeit eines dualen β Zerfalls von Kalium». *Phys. Zeitschr.* vol. 38, p. 623-624.
- West, D. P., Lux, D. R. 1993. «Dating mylonitic deformation by the ^{40}Ar - ^{39}Ar method: An example from the Norumbega Fault Zone, Maine». *Earth and Planetary Science Letters*. vol. 120, p. 221 - 237.
- White, S. H., Burrows, S. E., Carreras, J., Shaw, N. D., Humphreys, F. J. 1980. «On mylonites in ductile shear zones». *Journal of Structural Geology* vol. 2, p. 175-187.
- White, D.J., Musacchio, G., Helmstaedt, H.H., Harrap, R.M., Thurston, P.C., van der Velden, A., Hall, K. 2003. «Images of a lower-crustal oceanic slab: Direct evidence for tectonic accretion in the Archean western Superior province». *Geology*. vol. 31, no 11, p. 997-1000.
- Wijbrans, J.R., McDougall, I. 1986. « $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of white micas from an Alpine high-pressure metamorphic belt on Naxos (Greece): the resetting of the argon isotopic system». *Contr. Miner. Petrol.* vol. 93, p. 187-194.

- Williamson, K. 2001. «Analyse structurale des zones aurifères et chronologie des événements géologiques à la mine Beacon 2». *Université Laval, Thèse de Maîtrise*, p. 111p.
- Willigers, B. J. A., van Gool, J. A. M., Wijibrans, J. R., Krogstad, E. J., Mezger, K. 2002. «Posttectonic cooling of the Nagssugtoqidian Orogen and a comparison of contrasting cooling histories in precambrian and phanerozoic orogens». *The Journal of Geology*. vol. 110, p. 503-517.
- Wong, L., Davis, D.W., Krogh, T.E., Robert, F. 1991. «U-Pb Zircon and rutile chronology of Archean greenstone formation and gold mineralization in the Val-d'Or region, Quebec». *Earth and Planetary Science Letters*. vol. 104, p. 325-336.
- Zartman, R.E. 1964. «A geochronologic study of the Lone Grove Pluton from the Llano Uplift, Texas». *Journal of Petrology*. vol. 5, no 3, p. 359-408.
- Zweng, P.L., Mortensen, J.K. 1989. «U/Pb age constraints on Archean magmatism and gold mineralization at the Camflo mine, Malartic, Quebec (abs)». *Geol. Soc. America Abstracts with Programs*. vol. 21, p. A351.
- Zweng, P. L., Mortensen, J. K., Dalrymple, G. B. 1993. «Thermochronology of the Camflo gold deposit, Malartic, Québec: implications for magmatic underplating and the formation of gold-bearing quartz veins». *Economic geology*. vol. 88, p. 1700 - 1721.