UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

ANALYSE STRUCTURALE DE LA MINE DE MONT-WRIGHT DE LA PROVINCE DE GRENVILLE ORIENTALE, FERMONT, QUÉBEC

ALEX BRODEUR-GRENIER

DÉPARTEMENT DES GÉNIES CIVIL, GÉOLOGIQUE ET DES MINES

ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL

MÉMOIRE PRÉSENTÉ EN VUE DE L'OBTENTION

DU DIPLÔME DE MAÎTRISE ÈS SCIENCES APPLIQUÉES

(GÉNIE MINÉRAL)

Août 2018

© Alex Brodeur-Grenier, 2018.

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL

Ce mémoire intitulé :

ANALYSE STRUCTURALE DE LA MINE DE MONT-WRIGHT DE LA PROVINCE DE GRENVILLE ORIENTALE, FERMONT, QUÉBEC

présenté par : BRODEUR-GRENIER Alex

en vue de l'obtention du diplôme de : Maîtrise ès sciences appliquées

a été dûment accepté par le jury d'examen constitué de :

M. BAUDRON Paul, Ph. D., président

M.GERVAIS Félix, Ph. D., membre et directeur de recherche

M.TREMBLAY Alain, Ph. D., membre

REMERCIEMENTS

À l'écriture des dernières lignes de mon mémoire de maîtrise, je tiens à remercier mon directeur Félix Gervais pour m'avoir guidé tout au long de ce projet. Je le remercie pour ses commentaires constructifs, son implication, ses encouragements, sa bonne humeur, sa patience et sa confiance.

Je voudrais aussi remercier Hugues Longuépée d'avoir rendu ce projet réalisable avec ArcelorMittal. Je le remercie également pour sa disponibilité, ses conseils, son intérêt, son support et son aide tout au long du projet.

J'aimerais remercier Mathieu Doucette, Myriam St-Louis, Kevin Côté et toute l'équipe chez ArcelorMittal pour leur support et l'intérêt porté au projet.

J'aimerais de plus remercier des gens de l'UQÀM pour leur support et leur aide à des moments opportuns. Parmi ces gens, je remercie Alain Tremblay, son support et ses conseils dans un moment où le projet était stagnant, et Viorel Horoi pour son aide précieuse avec les logiciels de SIG.

Ces travaux de recherche n'auraient pas été possibles sans le soutien financier du programme Mitacs Accélération en partenariat avec ArcelorMittal Exploitation minière s.e.n.c (AMEM) et de mon directeur Félix Gervais, et je les en remercie.

Je remercie Gabriel Dion pour son aide précieuse lors de la campagne de terrain 2015. Je remercie également Sophie, Pierre-Henry, et Miguel pour les moments passés à la Polytechnique.

Enfin, je souhaite dire à ma famille et à ma belle-famille à quel point je suis reconnaissant pour leur soutien, leurs encouragements et leur confiance. Je tiens à dire un merci tout spécial à mon amoureuse Joëlle sans qui je n'aurais probablement pas mené à terme ce projet. Joëlle, merci pour tes encouragements et ton aide, tu es la meilleure.

Pour conclure, la vie peut parfois être parsemée d'embuche et s'il est vrai de dire que c'est dans des moments difficiles que l'humain montre la vérité de qui il est vraiment, ce sont des anges j'ai trouvé en vous. Enzo, Alys, Catherine et Xavier, je vous aime de tout mon cœur. Vous êtes mes super-héros à moi.

RÉSUMÉ

Financée par le programme Mitacs Accélération en partenariat avec ArcelorMittal Exploitation minière s.e.n.c (AMEM), cette étude vise à réaliser une analyse structurale permettant de mieux comprendre la géométrie du gisement de la mine de Mont-Wright de la Province de Grenville orientale, qui est contrôlée par un style de plissement de roches suggérant un motif polyphasé et par des failles fragiles. En disposant d'une qualité d'affleurements en trois dimensions inégalée dans tout le Grenville, le gisement occupe également une position stratégique pour étudier l'évolution tectonique de la Ceinture parautochtone de la Province de Grenville orientale.

Localisé dans le Terrane de Gagnon, le gisement consiste en une formation de fer rubanée de type lac Supérieur dans une séquence de plateforme continentale injectée de sills de gabbros respectivement d'âge Paléoprotérozoïque et Mesoprotérozoïque. Ces roches ont été déformées et métamorphisées au cours de la phase Rigolet (ca. 1.0 Ga) de l'orogénie grenvillienne.

Une analyse domaniale des phases de plissement combinée à une analyse des paramètres structuraux reliés aux plis en fourreau ont permis de déterminer que le secteur de la mine de Mont-Wright est affecté par trois phases de déformation (D1 à D3), responsables de la formation de trois phases de plissement (P1 à P3). Les plis P1 sont isoclinaux à serrés, à plans axiaux à axes de plis à orientations variables dues aux phases de plissement ultérieures et à la possibilité que la forte intensité de déformation en D1 ait pu initier une rotation des axes de plis vers la linéation minérale. Les plis P2 sont isoclinaux à serrés, à plans axiaux de directions O à S, à pendages modérés à forts vers le NO et dont les axes sont aussi variables dus à la phase de plissement P3. Les plis P3 sont droits, serrés à ouverts, à plans axiaux de direction NO-SE et dont les axes plongent, de façon générale, modérément vers le NO.

Des analyses cinématiques et géométriques des failles fragiles affectant le gisement ont permis de caractériser une quatrième phase de déformations (D4). Avec une attitude de N032/72° et des stries à angle de chute de 35° SW (en convention anti horaire), une faille dextre-normale, ayant un rejet net d'environ 115 m, affecte le secteur ouest de la mine. L'analyse des linéaments géophysiques combinée à une analyse géométrique de failles conjuguées dans ce secteur suggèrent la présence d'une faille, senestre-normale et d'attitude N262/71° avec des stries à angle de chute de 35° W (en convention horaire), conjuguée à la précédente. Une dizaine de failles affectent les secteurs

centraux et est de la mine. Ces failles, majoritairement à composante normale, dont les rejets nets semblent être de l'ordre de quelques mètres, sont toutes compatibles avec un régime en extension d'orientation NW-SE. Correspondant à des failles décrites au sein de travaux historiques sur la propriété, certaines des failles observées dans cette étude devraient être intégrées au modèle géologique en trois dimensions du gisement afin d'en améliorer la justesse.

Les phases de déformation D1, D2 et D3 pourraient respectivement être interprétés comme étant le résultat du chevauchement vers le NO des roches de l'avant-pays sur le craton Laurentia, du plissement de retour relié à la géométrie du socle archéen sous-jacent et d'un changement en transtension senestre du régime tectonique relié à un effondrement gravitationnel à la fin de l'orogénie grenvillienne. Enfin, la phase D4 pourrait s'insérer dans un continuum de déformation, entre D3 et D4, passant d'un domaine ductile à un domaine cassant à la suite de l'effondrement gravitaire responsable de la déformation D3.

ABSTRACT

This project was funded by the Mitacs Accélération program in partnership with ArcelorMittal Mining SENC (AMEM). This work aims at documenting the ductile and fragile deformation patterns of the Mount Wright iron mine of the eastern Grenville Province. The objective of this project aims to decrease the probability of finding waste rocks in unexpected flanks of map-scale folds and improve the brittle faults modeling process. With the occurrence of high quality three-dimensional outcrops, this work further fills a gap in our knowledge of the tectonic evolution of the eastern Grenville Province Parautochtonous belt.

Located in Gagnon Terrane, the deposit consists of a Paleoproterozoic Superior-type banded-iron formation in a foreland basin sequence injected with Mesoproterozoic gabbro sills. These rocks were deformed and metamorphosed during the Rigolet phase (ca 1.0 Ga) of the grenvillian orogeny.

Geometric analysis of superimposed folds using projection techniques, combined with the evaluation of the topological parameters of sheath fold, show that the geometry of the deposit is controlled by three episodes of ductile deformation (D1 to D3), which produced three phases of folding (F1 to F3). F1 folds are isoclinal to tight, with variable orientations of axial planes and fold axes due to the subsequent folding phases, and the possibility that the high strain that occurred during D1, initiated a rotation of the fold axes towards the mineral lineation. F2 folds are isoclinal to tight, with W to S striking axial planes dipping moderately to strongly towards the NW, and whose axes are also variable due to the F3 folding phase. F3 folds are straight, tight to open, with NW to SE striking axial planes and whose axes generally plunge moderately to the NW.

Kinematic and geometric analysis of brittle faults was used to characterize the fourth phase of deformation (D4) that affects the deposit. The western sector of the mine is affected by a net slip displacement of about 115m caused by a dextral-normal fault that has an attitude of N032/72° and striations with a pitch of 35° SW (in anti-clockwise convention). A geophysical lineaments analysis combined with a geometric analysis of conjugated faults in this area suggests the presence of a sinistral-normal fault, conjugated to the latter, with an attitude of N262/71° and striations with a pitch of 35° W (in clockwise convention). A dozen of faults affect the central and eastern sectors of the mine. These faults, mainly with normal component with few meters of net slip displacements, are all compatible with a NW-SE orientated extension regime. Corresponding to faults already

described in historical studies in the region of the deposit, some of the faults observed in this study should be incorporated into the three-dimensional geological model of the deposit in order to improve its accuracy.

D1 and D2 structures could be interpreted as the result of NW thrusting of the foreland rocks on Laurentia, and of backfolding and backthrusting related to the geometry of the underthrusting Archean basement rocks, respectively. D3 could be compatible with a late transtensional sinistral tectonic regime that could be related to a NW-SE trending gravitational collapse towards the end of the grenvillian orogeny. Finally, D4 could be inserted in a continuum of deformation, between D3 and D4, passing from a ductile to a brittle domain after the gravitational collapse responsible of the D3 deformation.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS III

RÉSUMÉ IV

ABSTRACT VI

TABLE DES MATIÈRES VIII

LISTE DES TABLEAUX XI

LISTE DES FIGURES XII

LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS XV

CHAPITRE 1 INTRODUCTION 1

1.1 Mise en contexte et méthodologie 5

1.1.1 Collecte de données 5

1.1.2 Analyse des données 6

CHAPITRE 2 CONTEXTE GÉOLOGIQUE 7

2.1 Géologie générale 7

2.2 Complexe Métamorphique d'Ashuanipi 7

2.3 La Fosse du Labrador et le Groupe du Lac Knob 8

2.3.1 Cycle 1 9

2.3.2 Cycle 2 10

2.3.3 Déformation et métamorphisme de la Fosse du Labrador : un aperçu 14

2.4 Suite Intrusive de Shabogamo 14

2.5 Province de Grenville 15

2.5.1 Le Front du Grenville (FG) et la Ceinture parautochtone à l'est du Québec et à l'ouest du Labrador 16

2.6 Travaux antérieurs 17

CHAPITRE 3 DÉFORMATION DUCTILE 21

3.1 Introduction 21

3.2 Méthodologie 23

3.3 Notions théoriques 25

3.3.1 Plis superposés 25

3.3.2 Plis en fourreau 29

3.4 Analyse structurale de la déformation ductile 32

3.4.1 Généralités 32

3.4.2 Plissement superposé 35

3.4.3 Pli en fourreau 46

3.5 Discussion 49

3.6 Conclusion 55

CHAPITRE 4 DÉFORMATION FRAGILE 56

4.1 Méthodologie 57

4.2 Secteur des trois fosses 59

4.3 Secteur Paul' s Peak 62

4.4 Secteur Mont-Survie 64

4.5 Discussion 68

4.6 Conclusion.....72

CHAPITRE 5 DISCUSSION 73

5.1 Évolution tectonique et synthèse des observations 73

5.1.1 Événements pré-grenvilliens 73

5.1.2 Événements grenvilliens 77

5.2 Implications pour AMEM 83

CHAPITRE 6 CONCLUSION ET RECOMMANDATION 84

BIBLIOGRAPHIE 85

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1 : Résumé des structures, observées par différents auteurs, issues des différentes phases de déformation ductile ayant affectées les roches de la région de la mine de Mont-Wright. 20

Tableau 3.1 : Tableau récapitulatif mettant en évidence les différentes causes et les différents contrôles entre les sept paramètres topologiques des plis en fourreau et leurs relations avec une intensité de déformation croissante (Tiré de Alsop et Holdsworth, 2004).....31

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 : Carte simplifiée de la Province de Grenville, modifiée de Rivers (2008), montrant la localisation de la mine de Mont-Wright à l'ouest de la Province de Grenville orientale. 3

Figure 1.2 : Carte de la dérivée verticale de premier ordre appliquée aux levés magnétiques de la région du réservoir Manicouagan, tirée de Jannin (2017).....4

.Figure 2.1 : Comparaison de sections stratigraphiques du Groupe du Lac Knob. 8

Figure 2.2 : Colonne lithostratigraphique illustrant l'empilement des lithofaciès des Formations de Ruth et Sokoman. 12

Figure 2.3 : A) Schéma d'une coupe géologique dans le secteur de la mine de Mont-Wright avant la déformation grenvillienne (tirée de van Gool et al., 2008). B) Illustration de la répartition des lithofaciès des formations de fer le long d'une marge continentale (tirée de Pufahl et Hiatt, 2012).....13

Figure 2.4 : Carte géologique de Gross (1968) illustrant les failles fragiles interprétées par ce dernier.....19

Figure 3.1 : A) Exemples de motifs d'interférence typiques (Tirée de Thiessen, 1986); B) Vue en plan d'une section horizontale d'un motif d'interférence triangulaire (Type 1-2; Thiessen, 1986); C) Vue en plan du même motif d'interférence qu'en B), mais d'une section inclinée à (Thiessen, 1986); D) Carte géologique de la région de la mine de Mont-Wright illustrant les différents secteurs et la localisation des fosses qui sont mentionnées dans le chapitre 3. 22

Figure 3.2 : Méthodologie entreprise pour la génération des sections schématiques de ce travail. 25

Figure 3.3 : A) Les quatre principaux types de motifs de plissement en trois dimensions découlant de la superposition de plis sur des plis préexistants (Tirée de Ramsay et Huber, 1987); B) Sections horizontales résumant les types de motifs d'interférence en deux dimensions. Les quatre membres extrêmes se retrouvent dans les cases A, C, G et I, alors que les membres

intermédiaires sont illustrés dans les cases B, D, E, F et H (Tirée de Ramsay et Huber, 1987); C) Exemple de séparation en domaines afin d'effectuer une analyse domaniale.. 28

Figure 3.4 : Exemple de la formation d'un pli en fourreau (Lortie). 30

Figure 3.5 : Motifs de superposition de plis observés à l'échelle de l'affleurement.....34

Figure 3.6 : Analyse domaniale du secteur des monts Severson. 36

Figure 3.7 : Coupe schématique du secteur des monts Severson......40

Figure 3.8 : Analyse domaniale du secteur de la mine.....41

Figure 3.9 : Coupes schématiques du secteur de la mine.....42

Figure 3.10 : Analyse domaniale du secteur des trois fosses. 44

Figure 3.11 : Coupe schématique du secteur des trois fosses.. 45

Figure 3.12 : Analyse des plis en fourreau dans le secteur Paul's Peak... 48

Figure 3.13 : Déformation d'une linéation minérale.....52

Figure 3.14 : Modèle géologique de la surface enveloppe de la formation de fer dans le secteur central de la mine, c'est-à-dire des fosse Versant Nord, P1 et B. 54

Figure 4.1 : Carte géologique de la mine de Mont-Wright construite à partir du bloc modèle du gisement recoupé par la topographie originale (c.-à-d. la topographie préexploitation de 1976). 56

Figure 4.2 : Notions théoriques. 58

Figure 4.3 : Bloc-diagramme représentant schématiquement les données qui ont permis de calculer le rejet net de la faille de la fosse Hesse.....60

Figure 4.4 : Faille (s) du secteur des trois fosses. 62

Figure 4.5 : Failles dans le secteur Paul's Peak. 64

Figure 4.6 : Failles du secteur Mont-Survie. 66

Figure 4.7 : Exemple de failles du secteur Mont-Survie. 68

Figure 4.8 : Cartes synthèses des failles de la mine de Mont-Wright. 70

Figure 4.9 : Analyses cinématiques et interprétation (Marrett et Allmendinger, 1990) 71

Figure 5.1 : Contexte géologique de la mine de Mont-Wright. 76

Figure 5.2 : Modèle tectonique (D1 et D2). 80

Figure 5.3 : Modèle tectonique (D3 et D4). 82

LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS

Alm almandin

Ann annite

An anorthite

Ap apatite

Bt biotite

Cal calcite

Cpx clinopyroxène

Di diopside

Dol dolomite

FeTr trémolite ferrifère

Gr graphite

Grt grenat

Grs grossulaire

Hbl hornblende

llm ilménite

Kfs feldspath potassique

Mnz monazite

Ol olivine

Opx orthopyroxène

Phi phlogopite

Pl feldspath plagioclase

Prp pyrope

Qtz quartz

Rt rutile

Sep scapolite

Sil sillimanite

Spi spinelle

Sps spessartine

Srp serpentine

Tr trémolite

Ts tschermakite

Ttn titanite

Tur tourmaline

Zrn zircon

Abbréviations des minéraux d'après Kretz (1983)

CHAPITRE 1 INTRODUCTION

Produisant à elle seule près de 40 pour cent de la production totale du pays, ArcelorMittal Exploitation minière s.e.n.c. (AMEM) est l'un des plus importants fournisseurs canadiens de produits de minerai de fer destinés au marché mondial de l'acier. Avec une superficie de 24 kilomètres carrés, la mine de Mont-Wright, située à l'ouest de la ville de Fermont dans la région administrative de la Côte-Nord, est le plus important producteur de la compagnie et une des plus vastes mines à ciel ouvert en Amérique du Nord. Malgré cette envergure, aucune analyse structurale n'a jamais été réalisée sur le site. Pourtant, la géométrie du gisement est contrôlée par un style de plissement des roches qui suggère un motif polyphasé. Une compréhension poussée de ce motif permettrait de maximiser l'estimation des réserves et de mieux orienter les campagnes d'exploration régionale, mais surtout de diminuer les probabilités de retrouver des roches stériles non modélisées dans des plis secondaires imprévus. En outre, une meilleure compréhension de la géométrie des failles fragiles et des discontinuités principales améliorerait les calculs de stabilité de pente et pourrait permettre d'utiliser les réseaux de faiblesse du massif rocheux pour diminuer les coûts de dynamitage.

La mine de Mont-Wright occupe également une position stratégique pour étudier un secteur de la ceinture parautochtone de la Province de Grenville orientale, définie grossièrement comme étant la partie de la Province de Grenville située à l'est du méridien 68° ouest (Fig 1.1). Dans une étude récente, Jannin (2017) a défini une ligne, appelée ligne X, qui marque un changement dans l'orientation du grain structural entre le nord et le sud de la portion ouest de la ceinture parautochtone de la Province de Grenville orientale. Une carte de linéaments magnétiques interprétés par cette auteure montre qu'au nord de la ligne X, les structures qui affectent la région sont d'orientation NE-SO, alors qu'au sud de cette ligne, les structures sont d'orientation NO-SE (Fig. 1.2). Dans les deux cas, ces structures, ayant un grain structural orthogonal, sont interprétées comme étant des déformations de première génération associées à un chevauchement des roches de la ceinture parautochtone vers le NO, mais elles auraient été générées par des mécanismes différents (Jannin, 2017). Des structures d'orientation NE-SO et NO-SE ont aussi été reconnues à 25 km au nord-est du Mont-Wright par Rivers (1983a), Brown et al. (1992), et van Gool et al. (2008), cependant, ces auteurs ne les interprètent pas comme étant de même génération. En effet,

ces auteurs associent les structures d'orientation NO-SE comme étant des structures tardives recoupant les structures précoces d'orientation NE-SO. Par ailleurs, selon Jannin (2017), la ligne X, d'orientation NE-SO, marquerait l'emplacement d'une rampe dans le socle, de même orientation et à pendage vers le SE, susceptible d'avoir généré des rétro-chevauchements dans la ceinture parautochtone lors de son chevauchement vers le NO. Des structures à vergence SE, opposées à celles documentées au nord de Wabush au nord-est de la région du Mont-Wright (Rivers, 1983a; Brown et al., 1992; van Gool et al., 2008), ont été reconnues par Perreault (1994) à 35 km à l'ouest du Mont-Wright. En étant localisée directement sur la ligne X, interprétée de Jannin (2017), et en permettant l'observation d'une qualité d'affleurements, en trois dimensions, inégalée dans tout la Province de Grenville, la mine de Mont-Wright constitue un secteur clé permettant de mettre en contraste, respectivement au sud-ouest et au nord-est, les observations sur l'orientation des phases de déformation de Jannin (2017) et de Rivers (1983a), Brown et al. (1992), et van Gool et al. (2008). Enfin, la reconnaissance de structures à vergence SE à Mont-Wright renforcerait l'hypothèse selon laquelle la ligne X représenterait une rampe d'orientation NE-SO dans le socle ayant causé des rétro-chevauchements dans les roches de la ceinture parautochtone.

Ce mémoire présente donc des données et des analyses structurales permettant de mieux comprendre la géométrie du gisement et des failles fragiles à Mont-Wright. De plus, les analyses des domaines de déformation ductile et fragile permettent l'intégration du secteur à l'étude dans le cadre tectonique régional.

Le mémoire de maîtrise est constitué de six chapitres. Le premier chapitre présente l'introduction, la mise en contexte du projet et méthodologie de recherche. Le deuxième chapitre présente le contexte géologique. Les chapitres trois et quatre présentent respectivement l'analyse structurale des éléments de déformation ductile et fragile affectant la mine de Mont-Wright. Finalement, les cinquième et sixièmes chapitres discutent des résultats de la recherche en proposant un modèle tectonique de mise en place, énumèrent les implications du projet pour AMEM en plus d'émettre

des recommandations sur des études qui pourraient être entreprises afin de répondre à certaines interrogations soulevées dans ce travail.

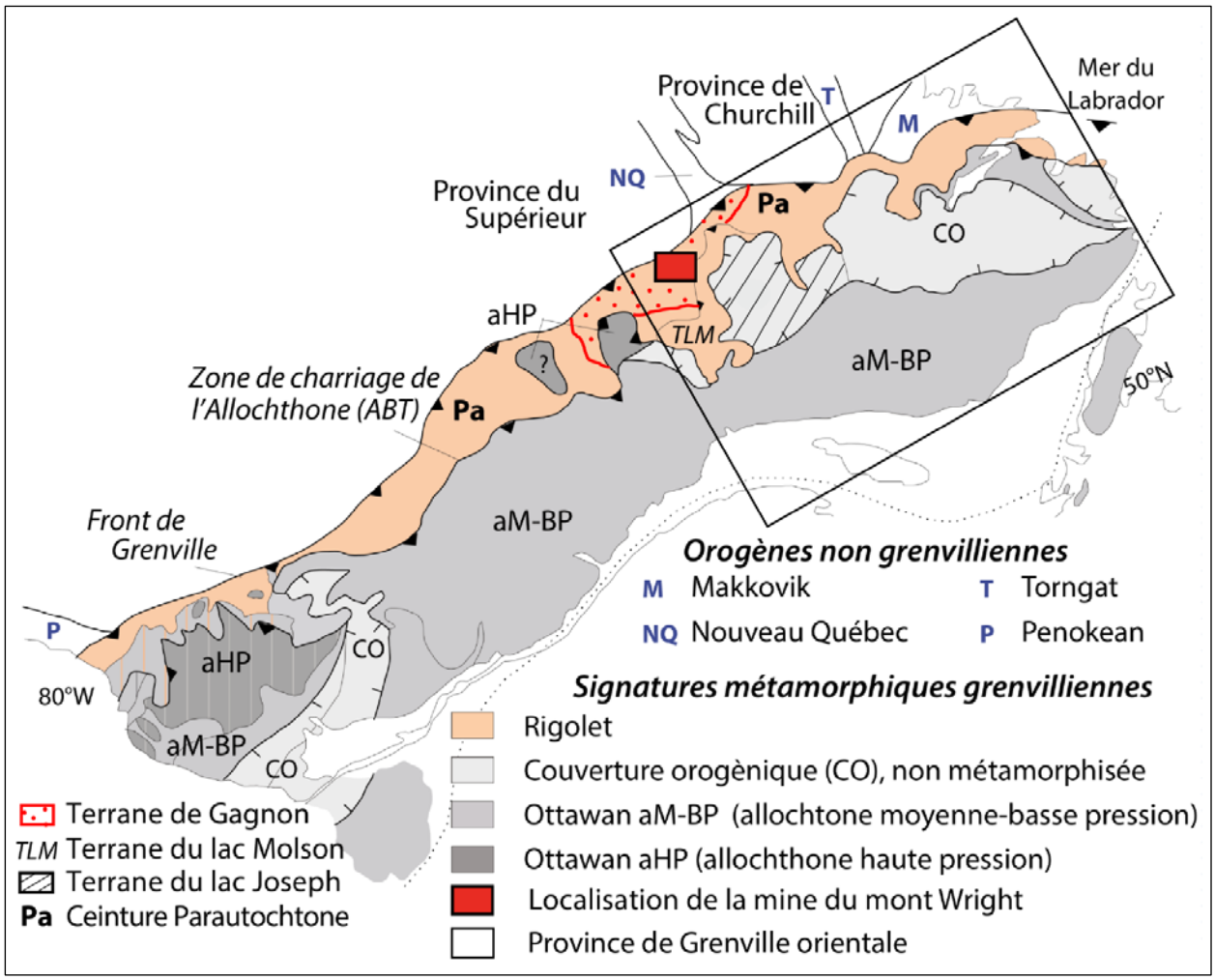


Figure 1.1 : Carte simplifiée de la Province de Grenville, modifiée de Rivers (2008), montrant la localisation de la mine de Mont-Wright à l'ouest de la Province de Grenville orientale.

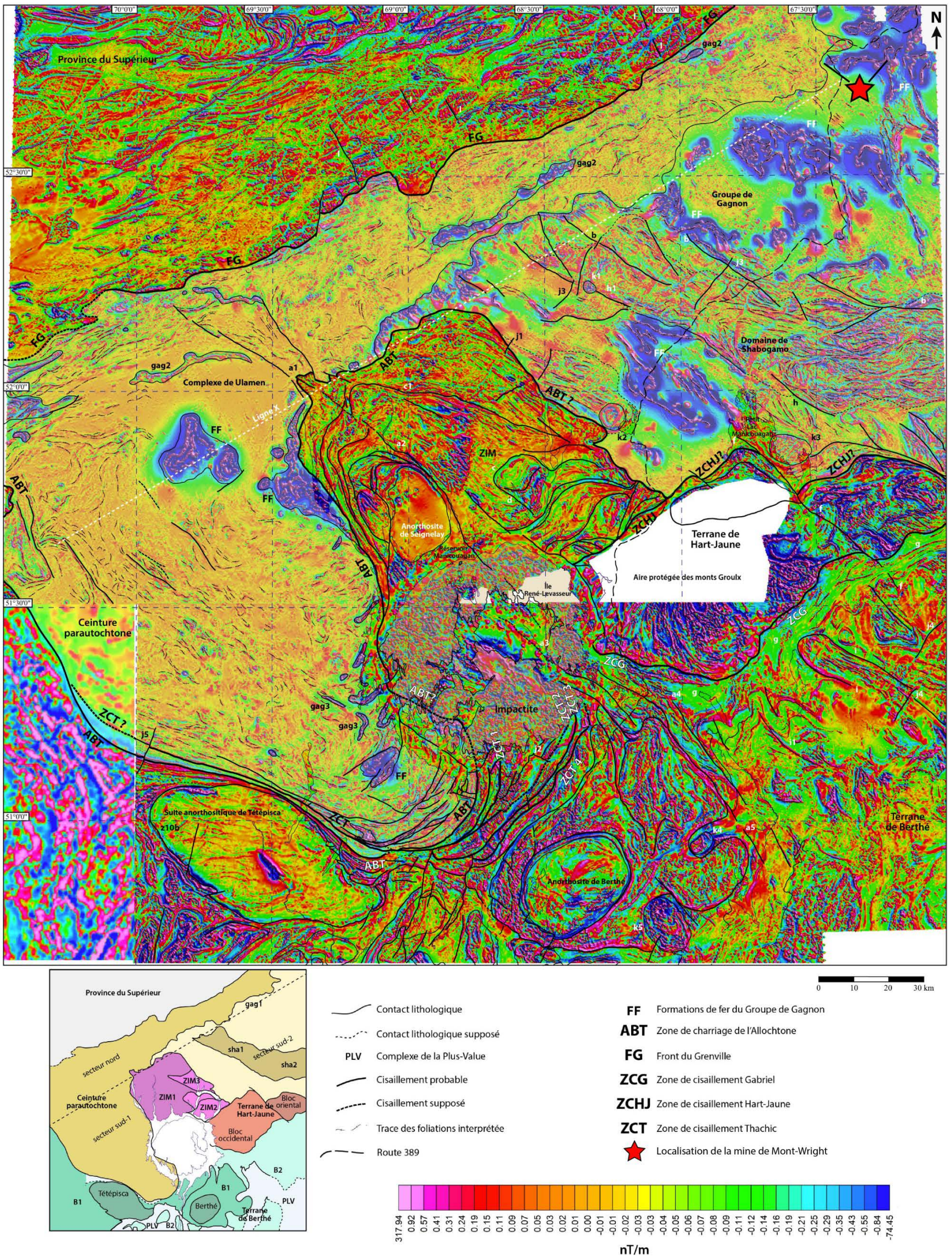


Figure 1.2 : Carte de la dérivée verticale de premier ordre appliquée aux levés magnétiques de la région du réservoir Manicouagan, tirée de Jannin (2017), montrant la localisation de la mine de Mont-Wright (au nord-est) par rapport à la ligne X interprétée de Jannin 2017.

1.1 Mise en contexte et méthodologie

Ce projet de maîtrise recherche en génie minéral à Polytechique Montréal a été financé par le programme Mitacs Accélération en partenariat avec ArcelorMittal Exploitation minière s.e.n.c (AMEM). Ce projet s'est déroulé en deux phases principales, soient une première au site même de la mine visant à effectuer la cartographie géologique, à recueillir les éléments structuraux et à prélever des échantillons; et une deuxième à l'École Polytechnique de Montréal visant à réaliser des cartes et des coupes géologiques, et à procéder à l'analyse structurale de la déformation ductile et fragile affectant la mine de Mont-Wright.

1.1.1 Collecte de données

La collecte des données s'est effectuée lors de deux stages de deux mois chacun au cours des étés 2014 et 2015. Le site a été cartographié en détail afin de caractériser les motifs de plissement et de déterminer la nature et l'orientation des failles fragiles. Tous les éléments structuraux ductiles (plis, foliations, linéations, indicateurs cinématiques) et fragiles (failles, stries) ont été également inventoriés. Des échantillons susceptibles de fournir des informations clés sur les microstructures associées aux différentes phases de plis ont été sélectionnés. Au total, 541 stations de terrain ont été effectuées lors des deux campagnes de terrain.

1.1.1.1 Cartographie géologique sur le terrain

La cartographie a été réalisée à l'aide d'observations et de mesures structurales récoltées dans des secteurs bien exposés et sécuritaires de la propriété. La géolocalisation des informations recueillies a été possible grâce à l'utilisation d'un GPS (*Global Positioning System*). Certains murs de fosse ont été cartographiés en détail ce qui a permit l'interprétation des structures majeures qui affectent la géométrie du gisement.

1.1.1.2 Prise de mesures structurales

La prise de mesures structurales s'est effectuée à l'aide d'une boussole *Brunton*. Afin de contrer les effets du magnétisme induit par la présence de magnétite dans les roches du gisement, chacune des mesures a dû être corrigée à l'aide d'une mesure de l'orientation du soleil à l'endroit exact de

la mesure et d'une charte solaire. La direction de toutes les structures planaires de ce travail a été définie en fonction de la règle de la main droite, alors que l'azimut des structures linéaires ductiles a été défini par le sens de la plongée des lignes mesurées. Pour la mesure des stries de failles fragiles, c'est l'angle de chute pris en convention horaire qui a été récolté.

La fabrique planaire principale marquée par un rubanement métamorphique dans les amphibolites et les paragneiss de la propriété a été nommée foliation principale (S_1). Les fabriques planaires qui ont été mesurées dans la formation de fer et dans le quartzite, lorsqu'il était possible d'observer un litage, ont été nommées S_0.

1.1.1.3 Échantillonnage

L'échantillonnage a été fait à l'aide d'une masse et d'un ciseau à béton. La plupart des échantillons ont été orientés avant d'être retirés de l'affleurement pour qu'ils puissent fournir des informations pertinentes sur les microstructures associées aux différentes phases de déformation.

1.1.2 Analyse des données

1.1.2.1 Cartographie géologique en laboratoire

Les données du modèle de blocs de la compagnie combinées aux observations de terrain et aux cartes d'anomalies magnétiques ont été utilisées pour interpréter la carte géologique du secteur. Le géoréférencement des cartes originales et des stations de terrain a été fait à l'aide du logiciel QGIS et les cartes géologiques présentes dans ce mémoire ont été produites à l'aide du logiciel Illustrator d'Adobe.

1.1.2.2 Analyse structurale

La méthodologie spécifique sur la déformation ductile et la déformation cassante est explicitée en détail au sein des chapitres portant sur les mêmes sujets. De manière plus générale, les projections stéréographiques pour l'analyse des déformations ductiles et fragiles ont été réalisées respectivement à l'aide des logiciels Stereonet 9 et FaultKin 6 (Marrett et Allmendinger, 1990; Allmendinger, Cardozo et Fisher, 2012; Cardozo et Allmendinger, 2013).

CHAPITRE 2 CONTEXTE GÉOLOGIQUE

2.1 Géologie générale

La mine de Mont-Wright est située à environ 17 km à l'OSO de la ville de Fermont dans la MRC de Caniapiscau dans la région administrative de la Côte-Nord au Québec. Le Mont-Wright fait partie du Terrane de Gagnon situé à l'intersection entre les Provinces du Supérieur, de Churchill et de Grenville (Fig. 1.1). Les limites nord et sud du Terrane de Gagnon sont respectivement le Front du Grenville et une zone de cisaillement inverse qui juxtapose les roches du Terrane de Gagnon et celles du Terrane du Lac Molson (Fig. 1.1). Les roches du Terrane de Gagnon se divisent en trois ensembles (van Gool, 1992) : (1) les granites et gneiss archéens du Complexe Métamorphique d'Ashuanipi (Rivers, 1980); (2) les roches métasédimentaires paléoprotérozoïques du Groupe du Lac Knob qui reposent en discordance sur le socle archéen sous-jacents (Rivers, 1980, 1983a); et (3) les gabbros d'âges protérozoïques moyens de la Suite Intrusive de Shabogamo qui se présente sous forme de sills au sein des roches paléoprotérozoïques et Achéennes (Rivers, 1980, 1983a; Gower et al., 1990; Indares, 1993; Connelly et al., 1995). Les sections suivantes décrivent les principales caractéristiques de ces ensembles et dressent une synthèse de l'histoire tectonique de la Fosse du Labrador et de la Province Grenville.

2.2 Complexe Métamorphique d'Ashuanipi

Le socle sur lequel se sont déposées les roches sédimentaires du Groupe du Lac Knob peut être corrélé au Complexe Métamorphique d'Ashuanipi (CMA) qui se retrouve dans la Province du Supérieur au nord du Front de Grenville (Schwarz, 1998). Les roches du CMA consistent en des orthogneiss et paragneiss migmatitiques de composition mafique à felsique métamorphisés au faciès des granulites entre 2700 et 2650 Ma (James, 1997; van Gool et al., 2008). La majorité des roches intermédiaires à felsiques du CMA sont composées de gneiss à deux feldspaths et biotite et de migmatites à orthopyroxène, alors que les roches mafiques ont un assemblage de clinopyroxène, d'orthopyroxène, de plagioclase et de grenat par endroits (van Gool, 1992). Directement au sud du Front de Grenville, les roches du CMA montrent un métamorphisme grenvillien au faciès schiste vert inférieur qui se surimpose sur le métamorphisme archéen (Phillips, 1959; van Gool, 1992; Perreault, 1994; Schwarz, 1998). Dans les zones où la déformation grenvillienne est forte, les

roches du CMA sont complètement transformées en schistes phylliteux au faciès schiste vert et, plus au sud, en gneiss quartzofeldspatiques au faciès amphibolite supérieur (van Gool, 1992).

2.3 La Fosse du Labrador et le Groupe du Lac Knob

La Fosse du Labrador forme une bande d'orientation nord-sud d'environ 900 km de long. Elle suit grossièrement la frontière Québec-Labrador et s'étend à partir du Terrane de Gagnon près du Front de la Province de Grenville au sud jusqu'à la baie d'Ungava au nord (Rivers, 1983a; Clark, 1994). Les roches qui la composent consistent en une ceinture de roches volcano-sédimentaires déposées dans l'avant-pays de l'Orogène Paléoprotérozoïque du Nouveau-Québec (ONQ) en discordance sur un socle archéen (Hoffman, 1988). Les roches de la Fosse du Labrador, c.-à-d. le Supergroupe de Kaniapiscau (Frarey et Duffell, 1964), se sont déposées suivant trois cycles de dépôt, chacun limité par des contacts érosifs : (1) un cycle d'*ouverture* de la Province du Supérieur à l'ouest et la Province de Nain à l'est; (2) un cycle de dérive de ces deux dernières provinces; et (3) un cycle de collision entre la Province du Supérieur, un microcontinent archéen nommé la Zone Noyau et la Province de Nain (Hoffman, 1988; James et al., 1996; St-Onge et al., 2000; Wardle et al., 2002). Défini par Harrison (1952), Frarey et Duffel (1964) et Dimroth (1978), le Groupe du Lac Knob comprend les formations à prédominance sédimentaire qui se sont mises en place lors des deux premiers cycles de dépôt (Clark et Wares, 2006). Puisque ces strates de roches pouvaient être corrélées jusque dans le Terrane de Gagnon dans la Province de Grenville, Rivers (1980) a proposé d'utiliser la même nomenclature dans le Terrane de Gagnon (Fig 2.1). Suite à cette proposition, la nomenclature utilisée dans la Fosse du Labrador a été simplifiée par Clark et Wares (2006), mais n'a pas été appliquée dans la Province de Grenville. Ainsi, la nomenclature de ces unités sédimentaires diffère dans la littérature en fonction de l'année de publication et de la localisation géographique des travaux. Comme la présente étude se situe dans le Terrane de Gagnon, la nomenclature utilisée est la même que celle des travaux de Rivers (1983a), Schwarz (1998) et van Gool et al. (2008) effectués dans cette région (Fig. 2.1). Enfin, étant donné que seules les roches issues des deux premiers cycles de dépôt de la Fosse du Labrador affleurent dans le Terrane de Gagnon, les roches issues du troisième cycle ne seront pas décrites dans les sections suivantes.

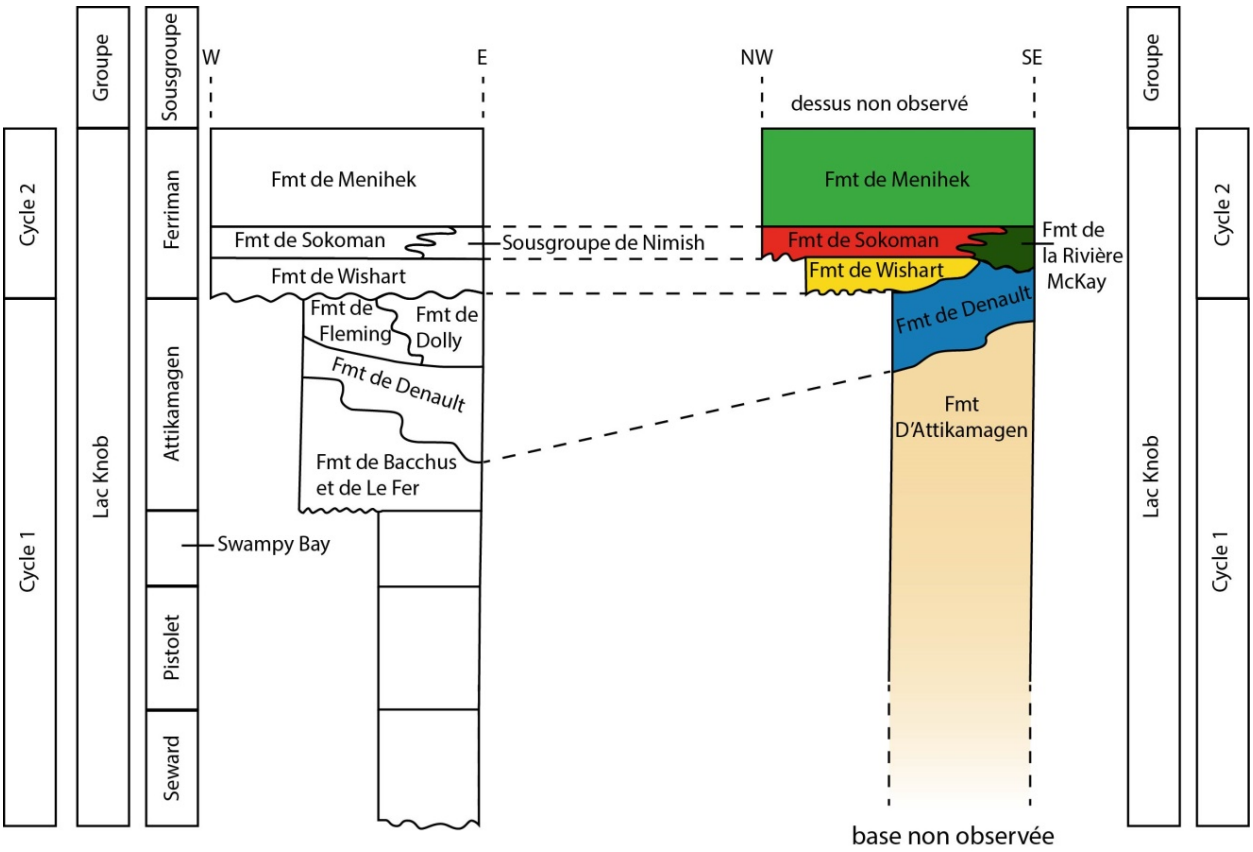


Figure 2.1 : Comparaison de sections stratigraphiques du Groupe du Lac Knob; À gauche, une section stratigraphique de la partie centrale de la Fosse du Labrador (d'après Wardle et Bailey, 1981); et à droite, une section stratigraphique de la partie sud de la Fosse du Labrador et de la Province de Grenville (d'après Rivers, 1983a).

2.3.1 Cycle 1

Le cycle 1 consiste en un bassin de rift intracratonique recouvert en discordance par une séquence sédimentaire de marge passive qui (Hoffman, 1988; Wardle et al., 2002). Les formations associées au cycle 1 qui se retrouvent dans le Terrane de Gagnon sont les formations d'Attikamagen et de Denault.

2.3.1.1 Formation d'Attikamagen

Initialement décrite comme une Formation par Harrison (1952) pour désigner une unité pélitique sous-jacente à la Formation de Denault à l'ouest de Schefferville, la Formation d'Attikamagen a, par la suite, été évaluée en Sousgroupe englobant la Formation de Denault par Frarey et Duffel

(1964), Baragar (1967) et Dimroth (1978) (voir Fig 2.1). Dans le Terrane de Gagnon, Rivers (1983a), Schwarz (1998) et van Gool et al. (2008) ont conservé la nomenclature initiale de Formation d'Attikamagen. Cette unité est composée de shales, de siltstones et de grauwackes, et son environnement de déposition est interprété comme une plateforme continentale peu profonde (van Gool, 1992). Dans le Terrane de Gagnon, cette formation se présente sous forme de gneiss quartzofelspatiques et de schistes métapelitiques avec des assemblages minéralogiques à Qtz – Pl – Bt ± Kfs ± Grt incluant des bandes plus alumineuses à Qtz – Pl – Ms ± Staurotide ± Kyanite (abréviations minéralogiques d'après Kretz (1983)) (van Gool et al., 2008).

2.3.1.2 Formation de Denault

La Formation de Denault représente l'équivalent oriental de la Formation d'Attikamagen (van Gool, 1992). Elle est interprétée comme étant un récif stromatolitique (van Gool, 1992). Dans le Terrane de Gagnon, cette formation se présente sous forme de marbres dolomitiques grossièrement recristallisés à Cal – Dol ± Qtz parsemés de Tr, Di et Tlc (van Gool et al., 2008).

2.3.2 Cycle 2

Le cycle 2 consiste en une séquence sédimentaire transgressive incluant des roches volcaniques datée à 1,88-1,87 Ga et pouvant être divisée en six formations (Clark et Wares, 2006). De la base au sommet, ces formations sont : la Formation de Wishart, la Formation de Ruth, la Formation de Sokoman, les formations de Nimish et de la Rivière Mckay, et la Formation de Menihek (Clark et Wares, 2006). Ces formations reposent en discordance sur le socle archéen et sur les roches du cycle 1(Dimroth, 1978). Puisque les Formations de Nimish et de la Rivière Mckay n'ont pas été reconnues dans la région du Mont-Wright, elles ne seront pas décrites dans les sections suivantes.

2.3.2.1 Formation de Wishart

La Formation de Wishart est interprétée par Wardle et Bailey (1981) comme étant des sédiments littoraux. Dans le Terrane de Gagnon, cette formation consiste en un quartzite à grains grossiers avec de petits horizons pélitiques à la base et avec des horizons conglomératiques au toit (van Gool et al., 2008).

2.3.2.3 Formation de Ruth

La Formation de Ruth a seulement été décrite dans les environs de Schefferville, à environ 230 km au nord de la mine de Mont-Wright. Dans les environs de Schefferville, cette unité se présente comme une séquence de shales pyriteux et de chert qui s'est déposée en discordance sur la Formation de Wishart (Zajac, 1974; Klein et Fink, 1976; Edwards et al., 2012; Pufahl et al., 2014). Selon Simonson (1985), cette formation représenterait une légère transgression et une déposition d'argiles dans un lagon peu profond à faible énergie. Dans la région du Mont-Wright, un schiste à Qtz – Ms ± Hem, généralement localisé à la base de la formation de fer, pourrait être l'équivalent de cette formation. Sur les cartes géologiques de ce mémoire, les roches qui se corrèleraient à cette formation ont été incluses dans la Formation de Wishart.

2.3.2.4 Formation de Sokoman

La Formation de Sokoman est interprétée comme un dépôt de plateforme continentale par Wardle et Bailey (1981). Le minerai de fer exploité dans le Terrane de Gagnon est extrait de cette formation. Il s'agit de formations de fer rubané de type Lac Supérieur (voir Gross, 1980; Gross, 1983). Dans la Fosse du Labrador, la Formation de Sokoman est divisée en sept faciès (Fig. 2.2). Ces faciès représentent l'hétérogénéité des conditions marines et hydrodynamiques le long de la marge sur laquelle s'est mise en place la Formation de Sokoman (Pufahl et al., 2014). On peut résumer ces sept faciès en un empilement de faciès à carbonates de fer et de faciès à oxydes de fer (magnétite et hématite). Dans le secteur à l'ouest du Lac Wabush dans le Terrane de Gagnon, la Formation de Sokoman est représentée par un faciès cherteux à oxyde de fer au centre bordé par des faciès à carbonates et silicates de fer (van Gool et al., 2008). Dans ce secteur, les faciès à silicates et carbonates de fer sont composés Qtz ± Sid ± Ank ± Gru alors que le faciès à oxydes est composé de Qtz – Hématite ± Magnétite (Klein Jr, 1966; van Gool et al., 2008). Selon Pufahl et Hiatt (2012), les faciès plus riches en magnétite et en carbonates et silicates de fer témoigneraient de faciès déposés dans un milieu anoxique profond alors que les faciès à hématite indiqueraient un milieu sub-oxique peu profond. À la mine de Mont-Wright, la formation de fer passe progressivement, d'ouest en est, de faciès riches en hématite à des faciès riches en magnétite et en silicates et carbonates de fer (Fig. 2.3A). Cette variation latérale de faciès suggère un environnement sub-oxique moins profond à l'ouest passant progressivement à un environnement

anoxique à l'est (Fig. 2.3B). De façon générale, la puissance de la Formation de Sokoman varie en 100 et 200 m (Zajac, 1974).

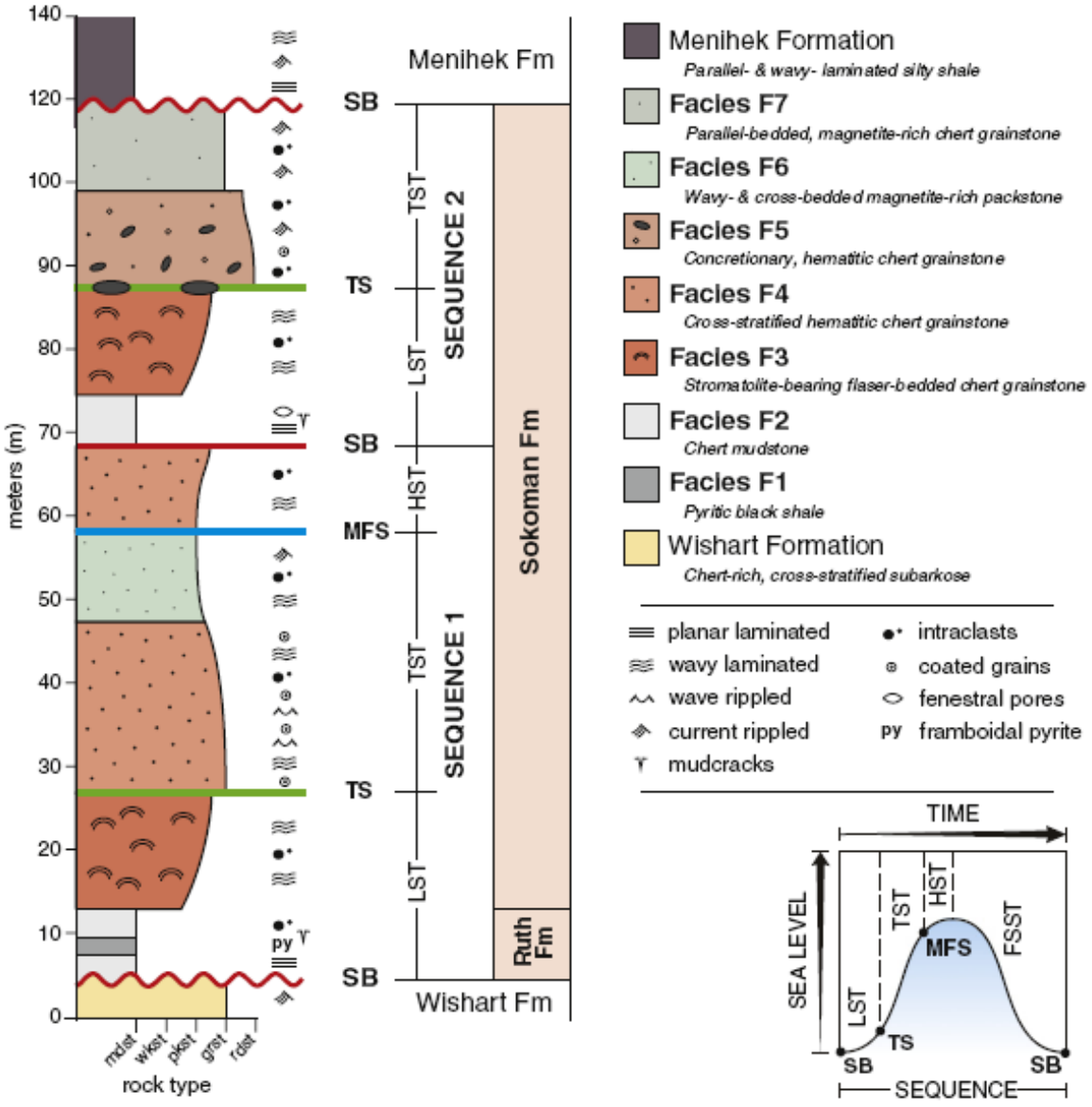


Figure 2.2 : Colonne lithostratigraphique illustrant l'empilement des lithofaciès des Formations de Ruth et Sokoman. Dans le coin inférieur droit, la courbe du niveau de la mer définit la séquence stratigraphique des surfaces et systèmes (tirée de Pufahl et al., 2014).

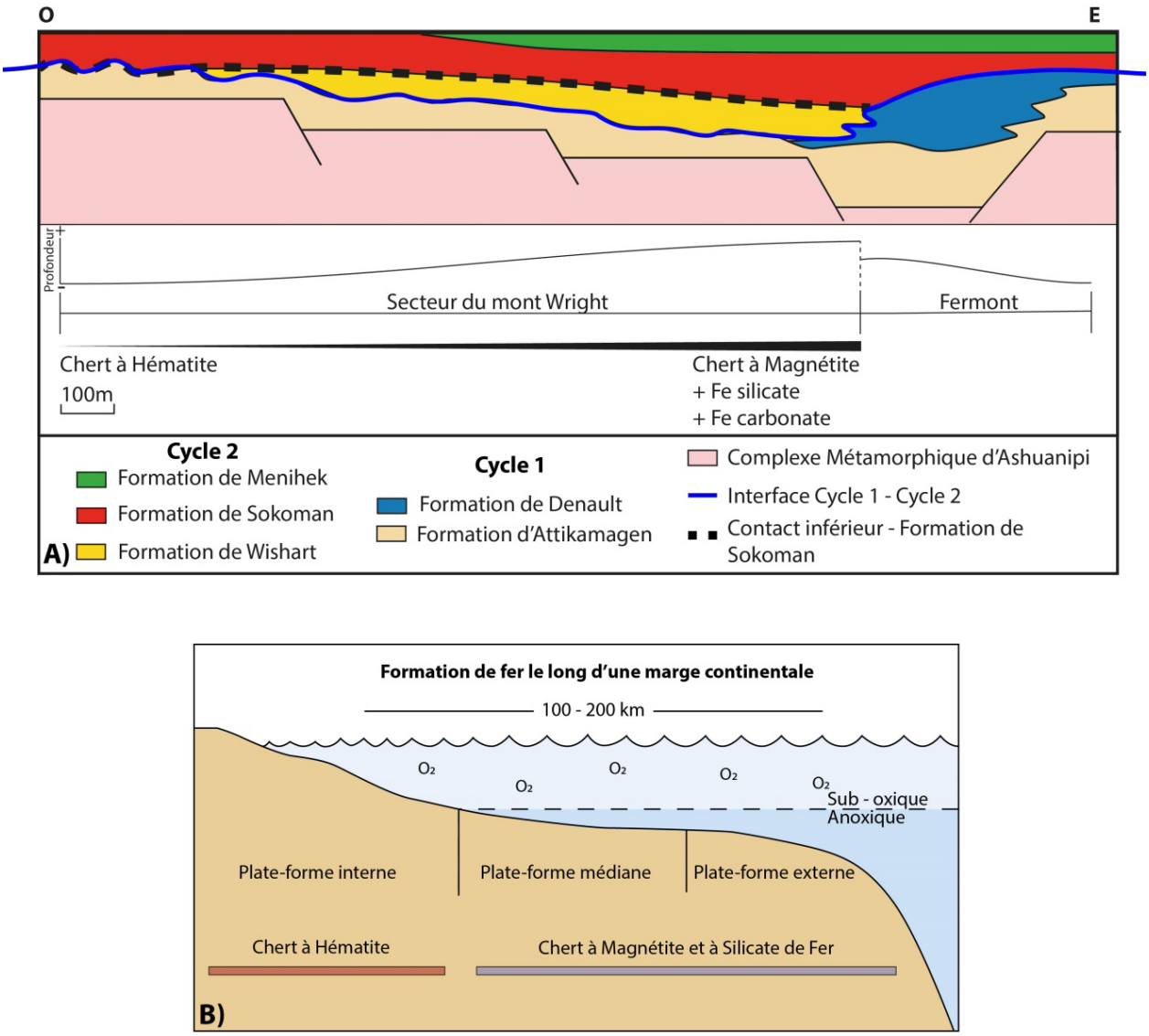


Figure 2.3 : A) Schéma d'une coupe géologique dans le secteur de la mine de Mont-Wright avant la déformation grenvillienne (tirée de van Gool et al., 2008). B) Illustration de la répartition des lithofaciès des formations de fer le long d'une marge continentale (tirée de Pufahl et Hiatt, 2012).

2.3.2.5 Formation de Menihek

Dans la Fosse du Labrador, la Formation de Menihek consiste en une série de shales et de turbidites d'une puissance de près de 1000 m qui repose en discordance sur la Formation de Sokoman (Clark et Wares, 2006; Pufahl et al., 2014). La Formation de Menihek représente un environnement de déposition marin profond (Wardle et Bailey, 1981). Dans le Terrane de Gagnon, cette formation se

présente comme un schiste pélitique souvent riche en graphite et en biotite au faciès schiste vert (van Gool et al., 2008). Au faciès amphibolite supérieur, cette formation est migmatisée par endroits et l'assemblage minéralogique est Qtz – Pl – Bio – Ms – Kfs – Grt – Ky – L (van Gool et al., 2008).

Pour conclure, la figure 2.3A montre une reconstruction palinspastique de la marge continentale du Terrane de Gagnon avant la déformation grenvillienne illustrant les roches du Groupe du Lac Knob reposant en discordance sur le socle archéen. De plus, cette section démontre qu'au NO (B), les roches du Sousgroupe de Ferriman repose directement sur le socle archéen alors que, vers le SE (B'), les unités inférieures du Groupe du Lac Knob sont intercalées entre les deux.

2.3.3 Déformation et métamorphisme de la Fosse du Labrador : un aperçu

Les roches de la Fosse du Labrador ont été déformées par une collision oblique dextre entre la Province du Supérieur surmontée par le Supergroupe de Kaniapiscau avec un micro continent archéen appelé la Zone noyau entre 1 820 et 1 770 Ma (Wardle et al., 2002; Clark et Wares, 2006). Cette collision est nommée l'Orogenèse du Nouveau-Québec (Hoffman, 1988) et a mené à la formation d'une ceinture de plis - chevauchement à vergence OSO (Dimroth et al., 1970). Les structures planaires rencontrées dans La Fosse du Labrador sont généralement de direction NNO et la majorité des axes de plis plongent à environ 15° vers le SSE (Hoffman, 1989; Hoffman, 1990; Wardle et al., 1990; Wardle et al., 2002). Enfin, le métamorphisme dans les roches de l'avant-pays, donc dans les roches du Supergroupe de Kaniapiscau, augmente d'ouest en est en passant d'un faciès prehnite-pumpellyite au faciès schiste vert (Dimroth et Dressler, 1978; Perreault et Hynes, 1990; Clark et Wares, 2006).

2.4 Suite Intrusive de Shabogamo

La Suite Intrusive de Shabogamo (Rivers, 1980) consiste en des roches intrusives à composition majoritairement gabbroïque intrudées à 1452 +15/-13 Ma (Connelly et Heaman, 1993). Typiquement, et comme c'est le cas dans le secteur de Wabush à l'est de la mine de Mont-Wright, ces roches sont des gabbros à olivine coronitique, à grains moyens à grossiers, surimposés par un assemblage minéralogique propre au faciès des amphibolites (Gower et al., 1990). À la mine de Mont-Wright, ces roches correspondent à des amphibolites modérément foliées à grains moyens,

dont l'assemblage minéralogique est Hbl – Pl – Grt ± Bt et ont été associées à la Suite Intrusive de Shabogamo par Rivers (1983a). Ces roches, apparaissant comme une série de sills injectés dans les roches du Groupe du Lac Knob, ne semblent pas avoir de position stratigraphique fixe. Le lien entre ces roches et celles de la Suite Intrusive de Shabogamo est incertain, car aucune datation, ni étude géochimique n'a, à ce jour, permis de les corréler. Cependant, les relations de recoupement avec le Groupe du Lac Knob combinée à un métamorphisme et une intensité de déformation similaire à ce groupe rendent cette corrélation probable.

2.5 Province de Grenville

La Province de Grenville dont la principale occurrence forme une bande de 300-400 km de largeur sur une longueur de plus de 2000 km, du Lac Huron en Ontario jusqu'au Labrador. Cette province borde la marge SE de la Laurentie, une marge qui fût affectée par des orogénies successives du Paléoprotérozoïque au Néoprotérozoïque (Hynes et Rivers, 2010).

De façon générale, la marge laurentienne est passée d'une période d'accrétion du Paléoprotérozoïque au Mésoprotérosoïque moyen à une période de collision continent – continent comprenant l'Orogène de Shawinigan de 1190 à 1140 Ma et l'Orogène du Grenville de 1090 à 980 Ma (Rivers et al. 1989; Mclelland et al. 1996; Rivers, 1997, 2008). Rivers (1997) et Carr et al. (2000) ont subdivisé l'orogénie grenvillienne en deux phases : l'Ottawan de 1090 à 1020 Ma et le Rigolet de 1005 à 980 Ma. Les roches affectées par la phase Ottawan proviennent de l'extérieur de la marge laurentienne et forme la Ceinture allochtone de la Province de Grenville. La Ceinture parautochtone, située structuralement sous la Ceinture allochtone, consiste en des roches provenant de la marge laurentienne qui ont été déformées et métamorphisées lors de la phase orogénique de Rigolet. Le Front de Grenville (FG) et l'*Allochthon Boundary Thrust* (ABT) constituent respectivement les limites nord et sud de la Ceinture parautochtone. Dans l'est du Québec et à l'ouest du Labrador, cette Ceinture est constituée des roches du Terrane de Gagnon qui ont été déformées et métamorphisées au faciès schiste vert à amphibolite supérieur au cours de la phase Rigolet de l'orogenèse grenvillienne (circa 1 Ga, van Gool, 2008).

2.5.1 Le Front du Grenville (FG) et la Ceinture parautochtone à l'est du Québec et à l'ouest du Labrador

Le FG consiste en une zone de cisaillement inverse exposée sur environ 2000 km de long, d'épaisseur variable, de direction NE et à pendage faible vers le SE (Green et al., 1988; Culshaw et al., 1997). Cette zone de cisaillement juxtapose les roches affectées par des déformations et un métamorphisme d'âge grenvillien au SE avec celles affectées par des déformations et un métamorphisme plus ancien au NO (van Gool, 1992). Plusieurs études structurales et métamorphiques ont principalement démontré que le FG consiste en une zone de cisaillement ductile et/ou fragile à mouvement inverse vers le NO (Wynne-Edwards, 1972; Chown, 1979; La Tour, 1981; Rivers, 1983a, 1983b; Davidson, 1986; Owen et al., 1986, 1988; Rivers et Chown, 1986; Indares et Martignole, 1989; Rivers et al., 1989, 1993; Brown et al., 1991, 1992; van Gool, 1992; Daigneault et Allard, 1994; Bethune, 1997; Bethune et Davidson, 1997; Martignole et Martelat, 2005; van Gool et al., 2008).

Dans l'est du Québec et à l'ouest du Labrador, la Ceinture parautochtone de la Province de Grenville est composée, à sa base, du Terrane de Gagnon, surmonté par le Terrane du Lac Molson (Fig. 1.1).

Le Terrane de Gagnon (Rivers et al., 1989) est constitué des roches du Groupe du Lac Knob reposant sur les roches archéennes du Complexe Métamorphique d'Ashuanipi, le tout étant injecté des roches de la Suite Intrusive de Shabogamo. Du FG à la zone de cisaillement inverse juxtaposant le Terrane de Gagnon et le Terrane du Lac Molson, le métamorphisme varie respectivement du faciès schiste vert inférieur au faciès amphibolite supérieur (Rivers, 1983b; van Gool et al., 2008). Selon Rivers (1983a), la faible intensité de la déformation et du métamorphisme dans les roches du Groupe du Lac Knob et de la Suite Intrusive de Shabogamo au nord du FG suggère que ces roches ont été uniquement affectées par l'Orogenèse grenvillienne. Dans le Terrane de Gagnon, l'empilement de plusieurs blocs crustaux séparés par plusieurs failles de chevauchement à pendage vers le SE forme une ceinture de plis-chevauchement de l'avant-pays de l'orogénie grenvillienne (Rivers, 1983a).

Le Terrane du Lac Molson (Connelly et al., 1989), situé structuralement au-dessus du Terrane de Gagnon, est limité au nord par une zone de cisaillement ductile à mouvement essentiellement

inverse. Étant composé de roches granitiques paléoprotérozoïques et d'injections de roches mafiques de la Suite Intrusive de Shabogamo (Connelly et al., 1995), ce Terrane montre des évidences de métamorphisme de haute pression (HP) sur lequel se superpose un métamorphisme rétrograde au faciès amphibolite (Indares et Rivers, 1995). Indares et Rivers (1995) et van Gool et al. (2008) suggèrent que le métamorphisme de HP aurait pu se produire à la base d'une croûte épaissie, subséquemment délaminée et soulevée tectoniquement vers le NO pour se mettre place en un prisme orogénique sur les roches du Terrane de Gagnon. Enfin, la limite sud du Terrane du Lac Molson est marquée par une zone de cisaillement normal juxtaposant les roches métamorphiques de basse température du Terrane du Lac Joseph (Connelly, 1991; Rivers et al., 2002, 2008).

2.6 Travaux antérieurs

Les premiers travaux de reconnaissance des formations de fer dans le secteur ont été effectués vers la fin du 19e siècle par Low (1895). À la fin 1950 et au début 1960, le Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles a effectué la cartographie géologique à l'échelle 1 : 63 360 de la région du Mont-Wright et de Gagnon (Murphy, 1959; Phillips, 1958, 1959). Les cartes de Phillips (1958, 1959) et de Murphy (1959) ont ensuite été compilées par Duffell et Roach (1959) de la Commission géologique du Canada sur une carte à l'échelle 1 : 256 630. Ces travaux ont montré l'étendue des unités à l'intérieur du Terrane de Gagnon.

Plusieurs auteurs ont effectué des travaux portant sur la déformation ductile dans le secteur du Mont-Wright et dans les régions avoisinantes (Roach et Duffell, 1974; Rivers, 1983; van Gool, 1992; Perreault, 1994; Schwarz, 1998). Le Tableau 2.1 présente les différentes phases de déformation ductile observées par ces auteurs et leurs structures associées. En résumé, trois phases de déformation (D1, D2 et D3) ayant produit trois types de plissement distincts (P1, P2 et P3) affectent la région. Responsable de la transposition du litage primaire le long de la foliation pénétrative principale (S0//S1), D1 est marquée par la présence de rares plis (P1) serrés à isoclinaux et intrafoliaux, à axes (AP1) et à plans axiaux (Pax1) d'attitudes variables dus aux phases de plissement ultérieures. D2 est marquée par la présence de plis (P2) serrés à ouverts, à plans axiaux (Pax2) d'attitudes variables, mais majoritairement de directions NE ou SO, et à pendage modéré à fort vers le SE ou vers le NO. Les axes de plis P2 (AP2) sont à plongée faible à modérée vers le

SO et le NE. D3 est marquée par la présence de plis (P3) serrés à ouverts, à plans axiaux (Pax3) de direction NO à pendage fort et à axes de plis (AP3) à plongée faible à modérée vers le NO ou vers le SE. À l'échelle de la carte, la superposition des plis P3 sur les plis P2 donne un motif d'interférence en dômes et bassins (Ramsay, 1967).

La déformation fragile à Mont-Wright a essentiellement été documentée par Gross (1968). Les travaux de cet auteur ont mené à la reconnaissance de quatre ensembles de failles. Associé au plissement isoclinal de la première phase de déformation (D1), l'auteur évoque un premier ensemble correspondant à des failles inverses subparallèles au litage (S0), de direction NE et à pendage faible à modéré. Le deuxième ensemble, représenté par des failles de direction N-NNE, à pendage fort et à mouvement relatif dextre, serait relié, mais tardif au premier ensemble. Représenté par des failles sinueuses de direction O-ONO, à pendage fort et à mouvement relatif inverse-senestre, le troisième ensemble coïnciderait avec la période d'intrusion mafique puisqu'il correspond avec des contacts cisaillés de certains sills de gabbros. Le dernier ensemble, représenté par des failles de direction NO, à fort pendage et à mouvement relatif dextre, est inféré par le décalage de la formation de fer et du sill de gabbro dans la vallée d'orientation NO-SE à partir de l'extrémité ouest du lac Peter (Fig. 2.4). Selon Gross (1968), ces failles seraient liées à la forte linéation plongeante vers le nord-ouest dans le secteur. En résumé, la plupart des failles notées par Gross (1968) sont inverses et ce dernier associe ces quatre ensembles de failles à un système compressif avec un transport du sud vers le nord.

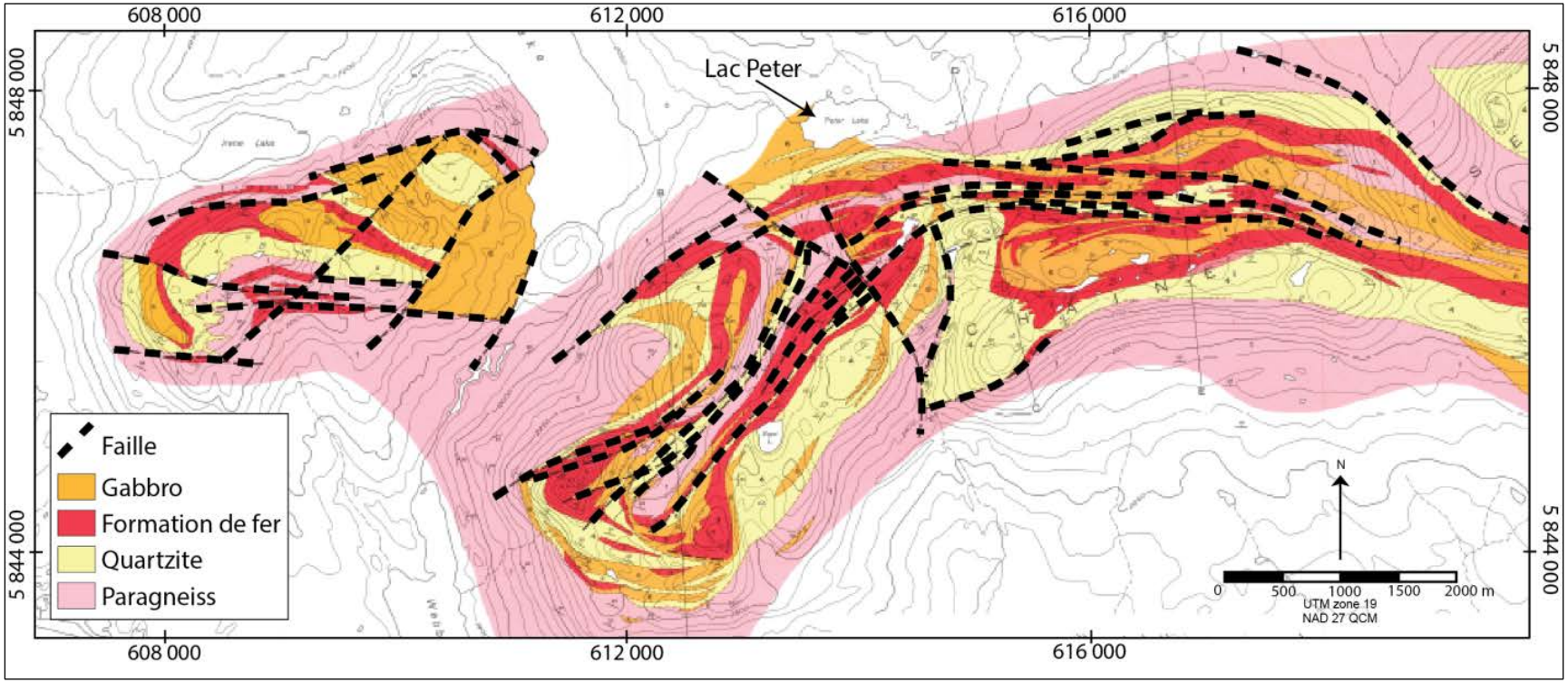


Figure 2.4 : Carte géologique de Gross (1968) illustrant les failles fragiles interprétées par ce dernier.

Tableau 2.1 : Résumé des structures, observées par différents auteurs, issues des différentes phases de déformation ductile ayant affectées les roches de la région de la mine de Mont-Wright.

Roach and Duffell (1974)		**Rivers (1983)**		**Van Gool (1992)**		**Perreault (1994)**		**Schwarz (1998)**	
Secteur du Mont Wright		25 km au NE du Mont Wright		25 km au NE du Mont Wright		35 km à l'ouest du Mont Wright		25 km au sud du Mont Wright	
D1	Foliation principale pénétrative (S1//S0). **P1:** - Plis isoclinaux à serrés; -Schistosité de plan axiale S1 fortement développée, de direction SO à OSO et à pendage modéré à fort vers le NO - AP1 à faible plongée vers le NO.	**D1**	Foliation principale pénétrative (S1//S0). **P1:** - Rares, apparaîssent en plis isoclinaux intrafoliaux isolés; - Schistosité de plan axiale S1 fortement développée et AP1 variables.	**D1**	Schistosité principale et rubanement gneissic (S1//S0). **P1:** - Serrés à isoclinaux et fortement asymétriques; - AP1 plongent faiblement vers: **(1)** le SE subparallèlement à la linéation minérale (confirmé par des plis en fourreau isolés), et **(2)** le SW dans les secteurs ayant une intensité de déformation moins forte.	**D1**	Foliation principale pénétrative (S1//S0). **P1:** - Rares, plis isoclinaux et intrafoliaux; - AP1 réorientés suivant les plis P2.	**D1**	Foliation principale pénétrative (S1//S0). **P1:** - Plis isoclinaux couchés à légèrement inclinés; -Schistosité de plan axial S1 fortement développée, de direction E et O et à pendage vers le S et le N; - AP1 subhorizontaux et variables dû aux déformations ultérieures.
		D2	**P2:** - Plis serrés à isoclinaux locallement; - Fabrique de plan axiale faiblement développée, elle apparaît en clivage et en crénulation de la S1; - Pax2 de direction NE et déversés vers le NO; - AP2 à faible plongée vers le NE et vers le SE.	**D2**	**P2:** - Plis ouverts à serrés et asymétriques à vergence NO; - Fabrique de plan axiale S2 rare à absente; - Pax2 de direction NE et à pendage modéré à fort vers le SE; - AP2 non traités.	**D2**	**P2:** - Plis ouverts à serrés et isoclinaux locallement; - Pax2 de direction ENE à E ou OSO à O et à pendage modéré à fort, soit vers le nord, soit vers le sud; - Patron en éventail du nord au sud; - Fabrique de plan axial S2 faiblement dévelopée locallement et responsable de la crénulation de la S1; - AP2 à plongée faible à modérée vers le NE et le SO.	**D2**	**P2:** - Plis serrés à ouverts; - Fabrique de plan axial S2 limitée aux lithologies ductiles; - Pax2 de direction ESE à ONO et à pendage modéré à fort; - AP2 à plongée faible à modérée vers le SE.
								D3	**P3:** - Plis couchés, serrés à isoclinaux, locallement préservés à l'échelle de l'affleurement.
D2	**P2:** - Plis serrés à ouverts; - Pax2 sans fabrique de plan axial, de direction NO et à pendage fort; - AP2 à plongée faible à modérée vers le NO-NNO.	**D3**	**P3:** - Plis droits et ouverts; - Pax3 perpendiculaires sans fabrique de plan axial et de direction NO; - AP3 subhorizontaux.	**D3**	**P3:** - Plis ouverts; - Pax3 sans fabrique de plan axial et de direction NO; - AP3 à faible plongée vers le SE.	**D3**	**P3:** - Plis serrés à ouverts déjetés vers l'ouest ou vers l'est; - Pax3 à pendage fort et de direction NNO-NNE - Fabrique de plan axial S3 locallement développée marquée par une crénulation de la S1; - AP3 à plongée faible à modérée vers le NNO-NNE	**D4**	**P4:** - Plis droits et ouverts; - Pax4 subverticaux et de direction nord; - AP4 à plongée faible à modérée vers le nord ou vers le sud.
D3	**P3:** - Plis serrés à ouverts; - Pax3 sans fabrique de plan axial de direction NE-NNE et à pendage fort; - AP3 à faible plongée vers le NE; * Structures observées à 20 km au sud du Mont Wright dans le secteur du Lac Knife.								

CHAPITRE 3 DÉFORMATION DUCTILE

3.1 Introduction

Bien que la mine de Mont-Wright ait été régionalement investiguée par Roach et Duffell (1974), aucune analyse de détail portant sur la déformation ductile n'y a été effectuée. De plus, des plis en fourreau, qui n'ont encore jamais été documentés dans ce secteur, ont été observés à environ 25 km au nord - est de la mine (van Gool et al., 1992). Une meilleure compréhension de la déformation ductile faciliterait l'interprétation géologique des sections de forages et, ainsi, améliorerait la géométrie du modèle géologique tridimensionnel du gisement. Ce travail vise donc à atteindre ces deux objectifs principaux et à répondre aux sous-questions associées :

1) Caractériser les motifs de plissements de la mine de Mont-Wright.
   i. Le motif de plissement est-il attribuable à la superposition de plusieurs phases de plissement, à une seule phase de plissement en fourreau ou à un mélange de plis en fourreau repris par des phases de plissement ultérieures?
   ii. Dans le cas d'une superposition de plis, les roches de la région ont été déformées par combien de générations de plis? Quelles sont leurs orientations/caractéristiques? Quels sont les motifs d'interférence résultants?
2) Insérer le motif de plissement observé en 1) dans le cadre tectonique régional.
   i. Est-ce que les résultats obtenus en 1 sont compatibles avec les études des différents auteurs qui ont travaillé dans la région? En quoi sont-ils similaires et/ou différents?

Ce chapitre présente d'abord la méthode employée pour réaliser l'analyse de ces phases de déformation pour ensuite exposer les résultats d'est en ouest, c'est-à-dire à partir des monts Severson jusqu'aux secteurs de la mine (Fig. 3.1D).

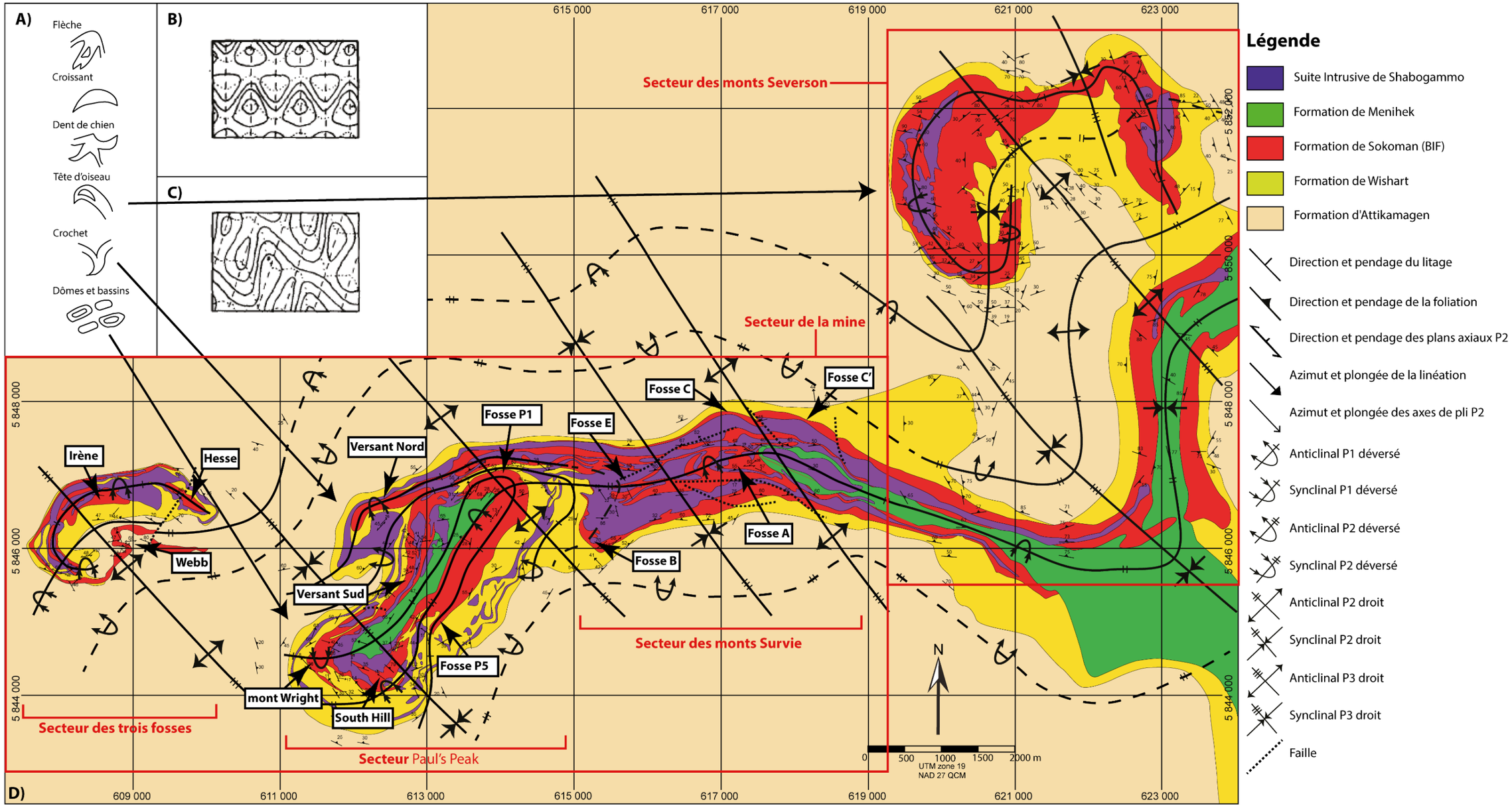


Figure 3.1 : A) Exemples de motifs d'interférence typiques (Tirée de Thiessen, 1986); B) Vue en plan d'une section horizontale d'un motif d'interférence triangulaire (Type 1-2; Thiessen, 1986); C) Vue en plan du même motif d'interférence qu'en B), mais d'une section inclinée à (Thiessen, 1986); D) Carte géologique de la région de la mine de Mont-Wright illustrant les différents secteurs et la localisation des fosses qui sont mentionnées dans le chapitre 3.

3.2 Méthodologie

La cartographie géologique et la collecte de mesures structurales dans le secteur de la mine se sont effectuées lors de deux campagnes de terrain durant les étés 2014 et 2015. Les mesures provenant du secteur des Monts Severson, plus à l'est, sont une combinaison de données collectées dans ce travail au cours de l'été 2014 et lors d'une campagne de cartographie géologique au 1 : 5 000 et 1 : 10 000 menée par Axor au cours de l'été 2011. Pour le secteur de la mine et avec les logiciels QGIS et Adobe Illustrator CC, la carte géologique a été produite à l'aide du modèle de blocs de la compagnie recoupé par la topographie de la mine et par les observations de terrains. Le modèle de blocs a été construit avec plus de 500 000 m de données de forage et comprend des blocs de 10 m X 10 m X 14m. Lors des campagnes de terrain, les contacts lithologiques découlant du modèle de blocs recoupé par la topographie ont pu être confirmés et, par endroits, légèrement corrigés. Toujours lors de ces campagnes, plus de 1000 mesures structurales, incluant foliation principale, linéation minérale, contact lithologique, litage primaire (S0), surface axiale (Pax), axe de pli (AP), etc., ont été collectées dans le secteur de la mine. Le terme de litage primaire (S0) fait référence uniquement aux mesures de litage au sein même de la formation de fer et aux contacts lithologiques entre les formations du Groupe du Lac Knob. Les structures planaires recueillies par Axor dans le secteur des monts Severson ont toutes été nommée : « foliation ». Comme ces mesures ont été principalement recueillies dans les roches sédimentaires du Groupe du Lac Knob (Fig. 3.1D), nous supposerons, dans ce travail, qu'elles font référence à des S0. Enfin, les données recueillies sur terrain ont été utilisées pour effectuer l'analyse domaniale et l'analyse des plis en fourreau présentées dans ce chapitre.

Les analyses statistiques des données structurales, incluant les contours définis par la méthode de 1 % de surface et les plans moyens des projections stéréographiques ont été effectuées avec le logiciel *Stereonet 9* d'Allmendinger et al. (2012) et de Cardozo et Allmendinger (2013).

Les coupes schématiques présentées dans les figures 3.9A, 3.9C et 3.11 ont été réalisés à l'aide des données de forages d'AMEM. À partir de ces données, la surface enveloppe du contact inférieur de la formation de fer de chaque secteur a été créée avec le logiciel de modélisation implicite *Leapfrog Geo*. Lors de leur génération, les surfaces générées par *Leapfrog* ont été contraintes par l'orientation préférentielle de la schistosité principale S1 de chaque secteur afin de les rendre

similaires aux observations de terrain. Les coupes schématiques ont ensuite été créée en suivant les résultats obtenus par la modélisation (Fig. 3.2A et B). Les coupes schématiques des figures 3.9B et 3.7 n'ont cependant pas été effectuées à l'aide des données de forages. Dans ces secteurs, le contact inférieur de la formation de fer n'était généralement pas intercepté en forages, donc ce contact n'a pas pu être modélisé avec précision. Les coupes schématiques ont alors été créées à partir de la carte géologique et des données structurales de surface.

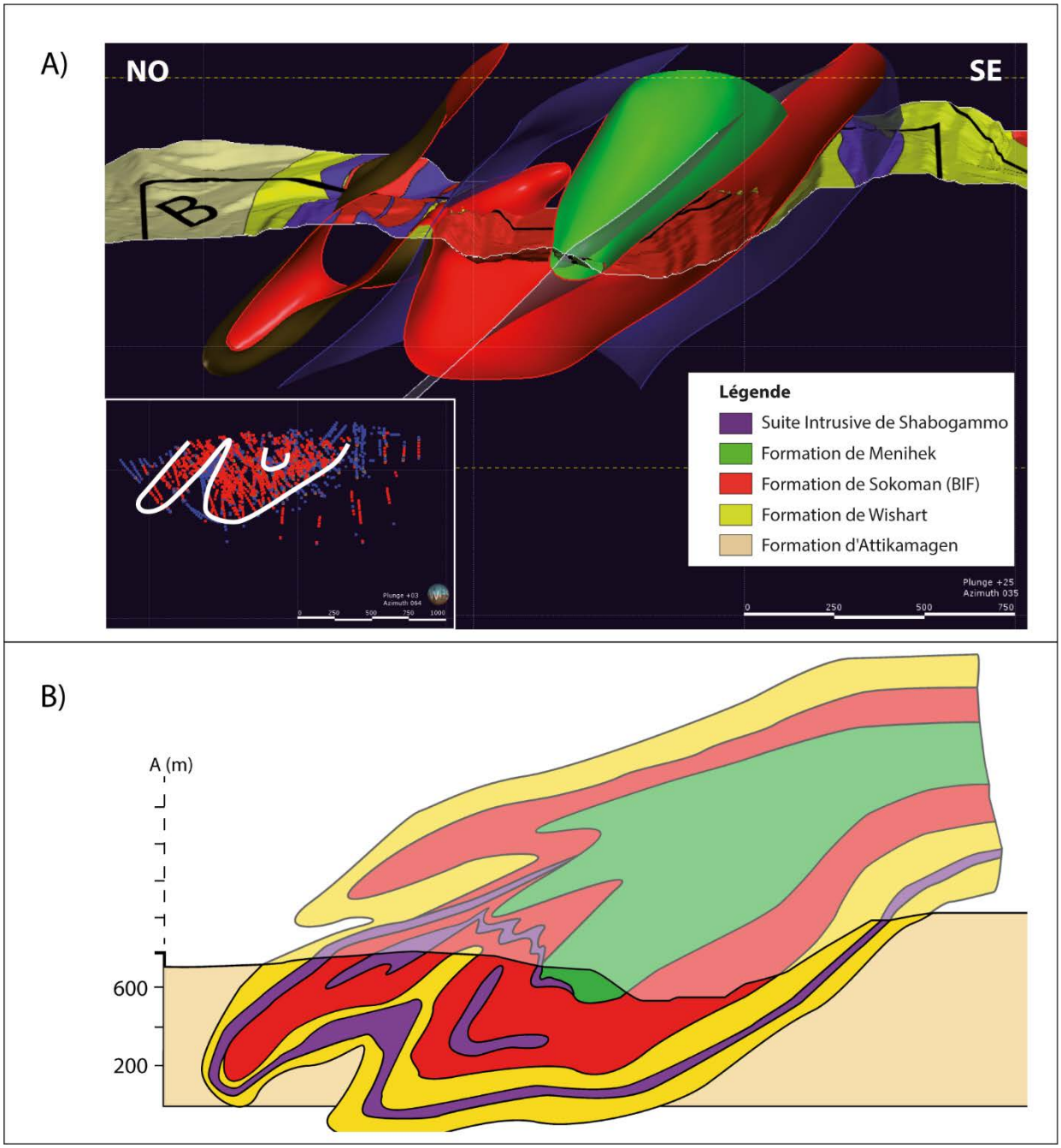


Figure 3.2 : Méthodologie entreprise pour la génération des sections schématiques de ce travail. A) Modèle géologique de la surface enveloppe de la formation de fer dans le secteur de la fosse P1. Le coin inférieur gauche de la figure montre les sondages qui ont été utilisés pour modéliser cette surface enveloppe. Les points rouges et bleus représentent respectivement l'intérieur et l'extérieur de la formation de fer; B) Exemple d'une coupe schématique présentée dans ce travail.

3.3 Notions théoriques

3.3.1 Plis superposés

La classification des plissements superposés utilisée dans ce travail est celle de Ramsay (1967) et de Ramsay et Huber (1987). Dans un secteur affecté par deux phases de plissement, cette classification se résume en deux systèmes distincts : (1) les systèmes coaxiaux et (2) les systèmes orthogonaux/obliques, qui se subdivisent chacun en deux types de motifs d'interférence, les types 0 et 3 et les types 1 et 2 respectivement (Fig. 3.3A). Les systèmes coaxiaux sont représentés par des axes de plis de première (AP1) et deuxième (AP2) générations convergents ou subparallèles. Le type 0 ne produit pas de motif d'interférence puisque les plans axiaux de première (Pax1) et de deuxième (Pax2) génération sont subparallèles (Fig. 3.3A). Le type 3 produit des motifs d'interférences en lacets ou en crochets puisque les Pax1 et Pax2 ne sont pas subparallèles (Fig. 3. 3A). Les systèmes orthogonaux/obliques sont représentés par des AP1 et AP2 divergents ou orthogonaux. Le type 1 produit des motifs d'interférences en dômes et bassins puisque les Pax1 et Pax2 sont à angle droit (Fig. 3. 3A). Enfin, le type 3 produit des motifs d'interférences en forme de croissants ou de champignons puisque les Pax1 et Pax2 sont inclinés (Fig. 3. 3A). Il est à noter que tous ces motifs d'interférences sont des membres extrêmes et que tous les cas intermédiaires sont envisageables.

Un motif d'interférence donné peut avoir différents aspects selon l'angle à partir duquel il est observé. Par exemple, la figure 3.1B montre une vue en plan d'une section horizontale d'un motif d'interférence triangulaire. Thiessen (1986) a démontré qu'en tranchant une section inclinée, à N330° de direction et 60° de pendage, à partir du motif d'interférence de la figure 3.1B, on obtient un motif de carte tout à fait différent du motif initial (Fig. 3.1C). Il est possible de remarquer qu'il existe une certaine similitude entre le motif de la figure 3.1C et le motif de la carte géologique de

la mine de Mont-Wright. Cette observation suggère que les roches de la mine de Mont-Wright semblent être affectées par une superposition de plis.

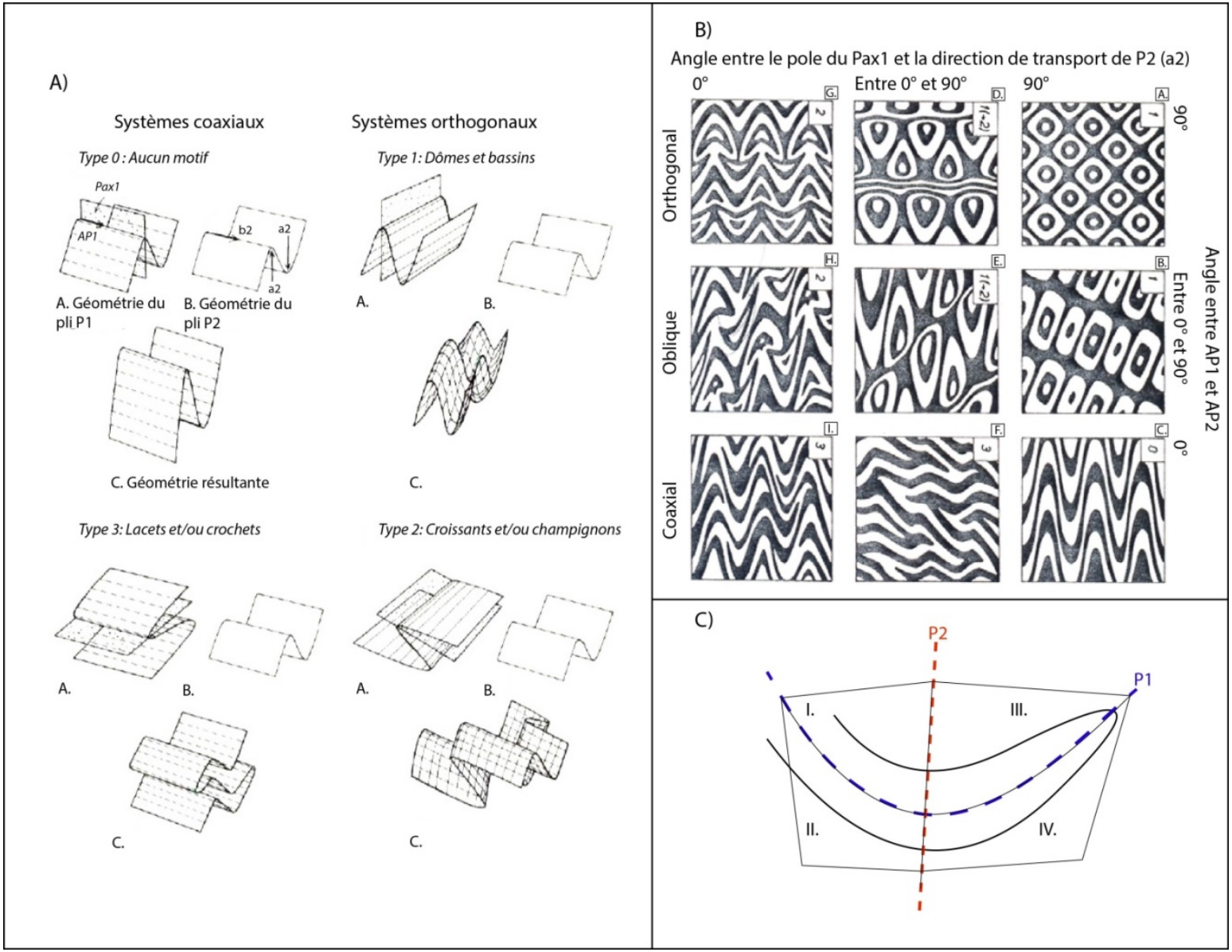

A)
Systèmes coaxiaux
Systèmes orthogonaux
Type 0 : Aucun motif
Pax1
AP1
b2
a2
a2
A. Géométrie du pli P1
B. Géométrie du pli P2
C. Géométrie résultante
Type 1: Dômes et bassins
A.
B.
C.
Type 3: Lacets et/ou crochets
A.
B.
C.
Type 2: Croissants et/ou champignons
A.
B.
C.
B)
Angle entre le pole du Pax1 et la direction de transport de P2 (a2)
0°
Entre 0° et 90°
90°
Orthogonal
Oblique
Coaxial
Angle entre AP1 et AP2
90°
Entre 0° et 90°
0°
C)
P2
P1
I.
II.
III.
IV.

Figure 3.3 : A) Les quatre principaux types de motifs de plissement en trois dimensions découlant de la superposition de plis sur des plis préexistants (Tirée de Ramsay et Huber, 1987); B) Sections horizontales résumant les types de motifs d'interférence en deux dimensions. Les quatre membres extrêmes se retrouvent dans les cases A, C, G et I, alors que les membres intermédiaires sont illustrés dans les cases B, D, E, F et H (Tirée de Ramsay et Huber, 1987); C) Exemple de séparation en domaines afin d'effectuer une analyse domaniale. Sur cette figure, les chiffres romains sont utilisés pour identifier les domaines.

Dans le cas où les roches de la mine de Mont-Wright seraient affectées par des phases de plissement superposées, une analyse domaniale (Ramsay, 1967) devrait être utilisée pour déterminer la variation spatiale de l'orientation des éléments structuraux associés aux différentes phases de plissement. Une analyse domaniale vise à séparer le secteur en domaines afin d'isoler les différentes phases de plissement pour en faire ressortir les caractéristiques en faisant des projections stéréographiques des pôles des surfaces plissées (c.-à-d. *π-diagrams* de Turner et Weiss, 1963). Par exemple, dans le cas un synclinal P1 affecté par un synforme P2 (Fig. 3.3C), il faudra séparer le secteur en quatre domaines, chacun séparé par les traces axiales de chacune des phases de plissement. Dans le cas de la Figure 3.3C, les domaines III et IV pourront être évalués ensemble pour déterminer l'attitude de l'axe de pli P1. À partir de la projection des pôles des S0 de ces secteurs, il sera possible de définir un arc de grand cercle. Selon la méthode de Turner et Weiss (1963), le pôle de cet arc de grand cercle sera subparallèle à l'axe de pli P1. Toujours dans le cas de la figure 3.3C, si l'on désire obtenir l'attitude de l'axe de pli P2 sur les flancs nord et sud du pli P1, il faudra respectivement projeter les pôles des S0 des secteurs I et III, et des secteurs II et IV. Dans le cas où la phase de plis P1 aurait généré une schistosité de plan axial S1, la projection stéréographique des pôles des S1 de l'ensemble des quatre secteurs de la figure 3.3C indiquerait comment le pli P2 affecte la S1. La division du secteur en domaine et la caractérisation des phases de plissement par projections stéréographiques des pôles requiert une cartographie géologique détaillée ainsi qu'un maillage serré de mesures structurales distribuées le plus uniformément possible sur la région étudiée.

3.3.2 Plis en fourreau

Les plis en fourreau sont généralement observés dans les zones à forte intensité de déformation à l'intérieur de ceintures orogéniques (Alsop et Holdsworth, 2004). Ils se forment par rotation de la charnière de pli, qui s'amorce à fort angle par rapport à un cisaillement au cours d'une déformation non coaxiale progressive, de façon à ce qu'elle se parallélise à la direction de transport du cisaillement (Fig. 3.4a-c; Alsop et Holdsworth, 2004). Ce type de pli prendra la forme d'un doigt de gant (Fig. 3.4C). Ramsay et Huber (1987) ont d'abord grossièrement classifié les plis en fourreau comme étant des plis dont les axes forment des apex ayant des angles inférieurs à 90°, alors que Skiernaa (1989) les a subdivisés comme étant des plis dont les axes ont des angles apicaux de moins de 20°. Dans ce présent travail, la subdivision de Skiernaa (1989) sera utilisée pour les plis en fourreau, les plis dont les axes ont des angles apicaux variant entre 20° et 90° seront nommés plis non – cylindriques, alors que les plis dont les axes ont des angles apicaux supérieur à 90° et tendant vers 180° seront nommés plis cylindriques.

Enfin, Alsop et Holdsworth (2004) ont mis au point des paramètres structuraux montrant les relations entre différentes structures au cours d'une augmentation de l'intensité de la déformation et de la formation de plis en fourreau (Tableau 3.1). Dans ce tableau, les motifs de faible intensité de déformation font référence à des plis cylindriques à non – cylindriques, alors que les motifs de forte intensité de déformation font référence à des plis en fourreau.

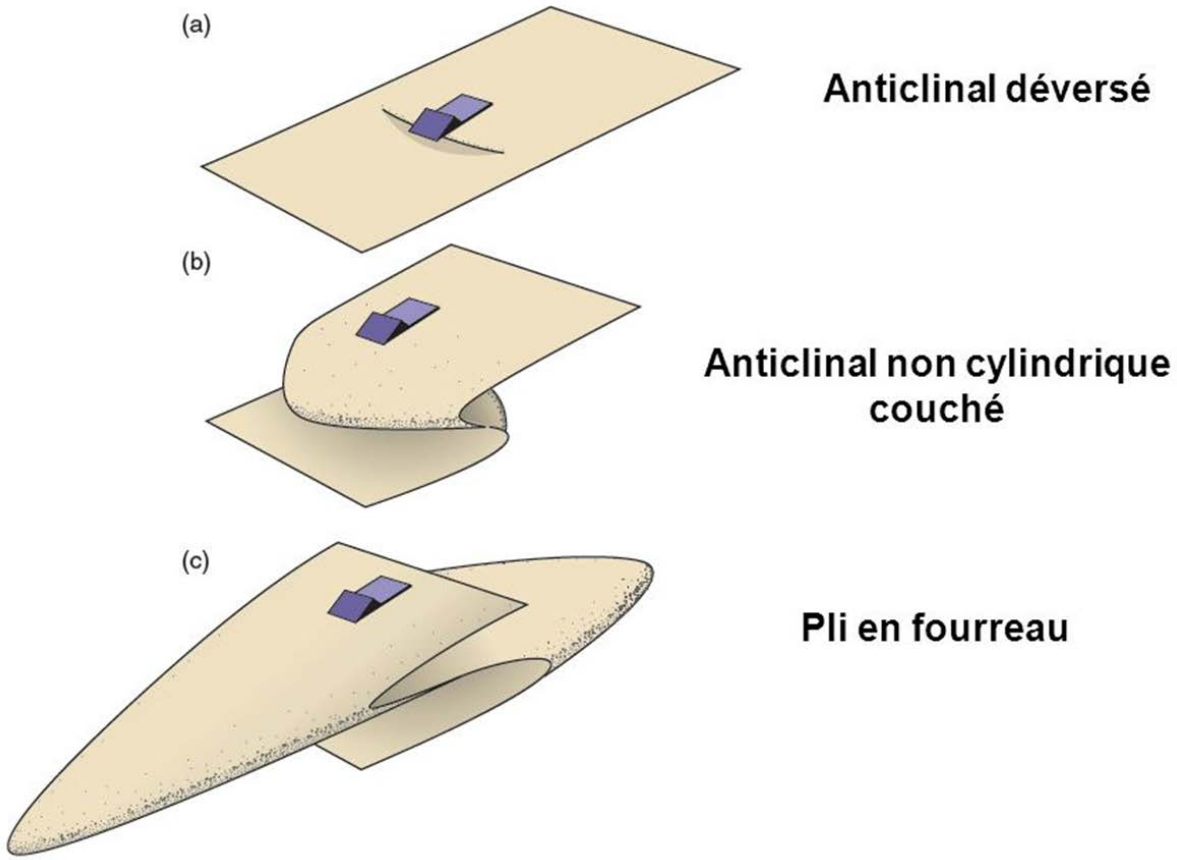
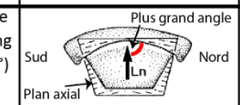
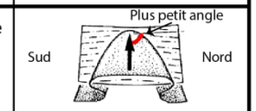
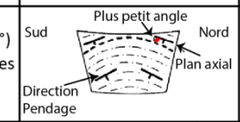
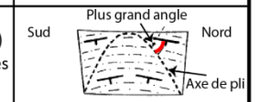
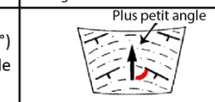
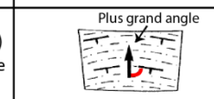
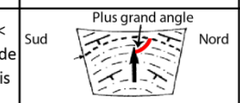
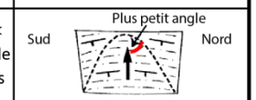
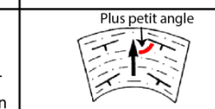
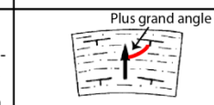
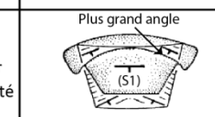
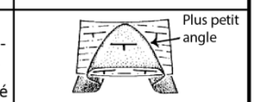
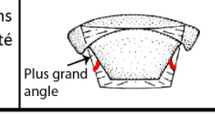
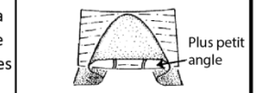


Figure 3.4 : Exemple de la formation d'un pli en fourreau (Lortie).

Tableau 3.1 : Tableau récapitulatif mettant en évidence les différentes causes et les différents contrôles entre les sept paramètres topologiques des plis en fourreau et leurs relations avec une intensité de déformation croissante (Tiré de Alsop et Holdsworth, 2004). Vues en plan, les plans axiaux et les axes de plis peuvent tourner dans le sens horaire (H) ou dans le sens antihoraire (AH) vers l'azimut de la linéation (Ln) et la direction de la schistosité principale (S1).

Paramètre Topologique	Effet avec une hausse de la déformation	Cause	Sens de Rotation	Patron de Faible Intensité de Déformation	Patron de Faible Intensité de Déformation	Patron de Forte Intensité de Déformation	Patron de Forte Intensité de Déformation
A) Angle entre l'azimut des axes de plis et la linéation	Réduit	Rotation des axes de plis vers la linéation	Charnières faisant face au Sud = Rotation AH Charnières faisant face au Nord = Rotation H	Attitudes des axes de plis distribuées le long d'un grand arc (< 90°) par rapport à la linéation		Attitudes des axes de plis regroupées sub-parallèlement à la linéation (< 20°)	
B) Valeur de l'angle de chute des axes de plis sur les plans axiaux	Augmente	Rotation des axes de plis vers le pendage des plans axiaux	Charnières faisant face au Sud et plans axiaux des plis en S = Rotation AH Charnière faisant face au Nord et plans axiaux des plis en Z = Rotation H	Faibles valeurs (< 65°) de l'angle de chute des axes de plis		Fortes valeurs (< 90°) de l'angle de chute des axes de plis	
C) Valeur de l'angle de chute de la linéation sur les plans axiaux	Augmente	Rotation des plans axiaux vers la schistosité principale (S1)	Plans axiaux des plis en S = Rotation AH Plans axiaux des plis en Z = Rotation H	Faibles valeurs (< 75°) de l'angle de chute de la linéation		Fortes valeurs (< 90°) de l'angle de chute de la linéation	
D) Angle entre les valeurs obtenues en B) et en C)	Réduit	Rotation des axes de plis et des plans axiaux respectivement vers la linéation et la	Charnières faisant face au Sud et plans axiaux des plis en S = Rotation AH Charnière faisant face au Nord et plans axiaux des plis en Z = Rotation H	Fortes différences (< 30°) entre les angles de chute des axes de plis et de la linéation		Faibles différences (< 10°) entre les angles de chute des axes de plis et de la linéation	
E) Angle entre la direction des plans axiaux et l'azimut de la linéation	Augmente	Rotation des plans axiaux vers la schistosité principale (S1)	Plans axiaux des plis en S = Rotation AH Plans axiaux des plis en Z = Rotation H	Les directions des plans axiaux sont obliques (< 60°) par rapport à la linéation		Les directions des plans axiaux sont sub-normaux (< 80°) par rapport à la linéation	
F) Angle entre la direction des plans axiaux et la schistosité principale (S1)	Réduit	Rotation des plans axiaux vers la schistosité principale (S1)	Plans axiaux des plis en S = Rotation AH Plans axiaux des plis en Z = Rotation H	Les directions des plans axiaux sont obliques (< 30°) par rapport à la schistosité principale (S1)		Les directions des plans axiaux sont sub-normaux (< 10°) par rapport à la schistosité principale (S1)	
G) Angle aigu entre les plans axiaux et la schistosité principale (S1)	Réduit	Rotation des plans axiaux vers la schistosité principale (S1)	Plans axiaux des plis en S = Rotation AH Plans axiaux des plis en Z = Rotation H	L'angle entre les plans axiaux et la schistosité principale (S1) est oblique (< 20°)		Les plans axiaux et la schistosité principale (S1) sont sub-parallèles (< 15°)	

3.4 Analyse structurale de la déformation ductile

3.4.1 Généralités

À l'échelle de la carte géologique (Fig. 3.1), le secteur de la mine montre des plis d'orientation OSO-ENE repris par une phase de plissement ultérieur d'orientation NO-SE. Le motif général de la carte est similaire à un motif triangulaire (Type 1-2) sur lequel une section inclinée aurait été tranchée (Fig. 3.1B et C). Certains motifs d'interférences typiques de Thiessen (1986) sont aussi observables (Fig. 3.1A et D). Entre autres, il est possible d'observer un motif en tête d'oiseau dans le secteur des monts Severson ainsi que des motifs en crochet et en dômes et bassins dans le secteur de la mine. Par ailleurs, le motif en forme de bassins, où sont situées les fosses de *Paul' s Peak*, pourrait représenter un pli en fourreau d'envergure kilométrique. Il est donc important de tester cette hypothèse.

À l'échelle de l'affleurement, plusieurs motifs de superposition de plis peuvent être observés. En effet, des motifs en crochets sont présents dans les secteurs des trois fosses, de la fosse C'et de la fosse South Hill (Fig. 3.5B, C et F). Des motifs en croissants sont aussi observables dans le secteur de la fosse South Hill (Fig. 3.5E). Lors de l'observation des motifs de superposition de plis, il a été possible d'observer une fabrique S1, marquée l'orientation préférentielle de minéraux tels que la biotite, la muscovite, les amphiboles, l'hématite et la magnétite, généralement subparallèle au S0 le long des flancs de plis P1, et de plan axial dans les charnières des plis P1. Ces plis P1 sont isoclinaux à serrés et relativement de grande amplitude (Fig. 3.5B, C, D et F). Puisque les plis P1 sont de grande amplitude et que la schistosité S1 est subparallèle au S0 le long des flancs de ces plis, la majorité des S0 mesurés dans ce travail sont subparallèles à S1 (S0//S1). Les plis P2 sont serrés (Fig 3.5B, C, D, E et F), et ne semblent pas associés à une fabrique de plan axial, excepté localement où ils sont responsables d'une crénulation de la S1. Les plis P1 et P2 sont affectés par une troisième phase de plissement, formant des plis ouverts (Fig 3.5B, C, D et F), et pour lesquels aucune fabrique de plan axial n'a été observée.

Dans le secteur des trois fosses (Fig. 3.5C), un motif en crochet est représenté par un schiste quartzo-felspathique à biotite de la Formation d'Attikamagen. La foliation principale (S1) de plan axial P1, marquée par l'orientation préférentielle des cristaux de biotite, est affectée par une phase

de plissement subséquente (P2). À cet endroit, la phase de plissement P2, apparaissant comme une crénulation de la S1, est à pendage faible vers le nord, car elle est affectée par une phase de plissement ultérieure (P3), qui elle est à pendage fort vers le sud.

Dans le secteur de la fosse C'(Fig. 3.5B), un second motif en crochet, marqué par le plissement (P1) à pendage modéré vers le NNE d'un horizon felsique repris par un pli P2 à pendage modéré vers le NNE, est observable au sein de la même unité que précédemment.

Un mur de la fosse South Hill expose trois phases de plissement affectant la formation de fer et un sill de gabbro (Fig. 3.5D). L'allure générale du contact entre ces deux lithologies, marquée par le trait plein en blanc, forme un grand synforme de troisième génération à plan axial subvertical et de direction NO ou SE. En se rapprochant (Fig. 3.5E), ce mur expose un motif en croissant dû à l'interférence d'un pli P2, dont le plan axial est à pendage faible à modéré vers le NO et dont l'axe à plongée faible à modérée vers le NO, sur un pli P1. À 50 m au NE le long du même mur (Fig.3.5F) un échantillon montre une première phase de plis isoclinal à serré, suivie d'une seconde de plis serré à ouvert et terminée par une troisième phase de plis ouvert. Cet échantillon semble donc reproduire à petite échelle la superposition de plis observée à l'échelle de la fosse. Une interprétation alternative serait plutôt un « proto » pli en fourreau dont l'axe de pli P1 aurait commencé à se paralléliser avec la linéation minérale (Fig. 3.12C). Les motifs de superposition de plis combinés au motif rappelant les plis fourreau démontrent l'importance d'effectuer une analyse domaniale des phases de plissement de Ramsay (1967) ainsi qu'une analyse de paramètres structuraux de plis en fourreau d'Alsop et Holdsworth (2004).

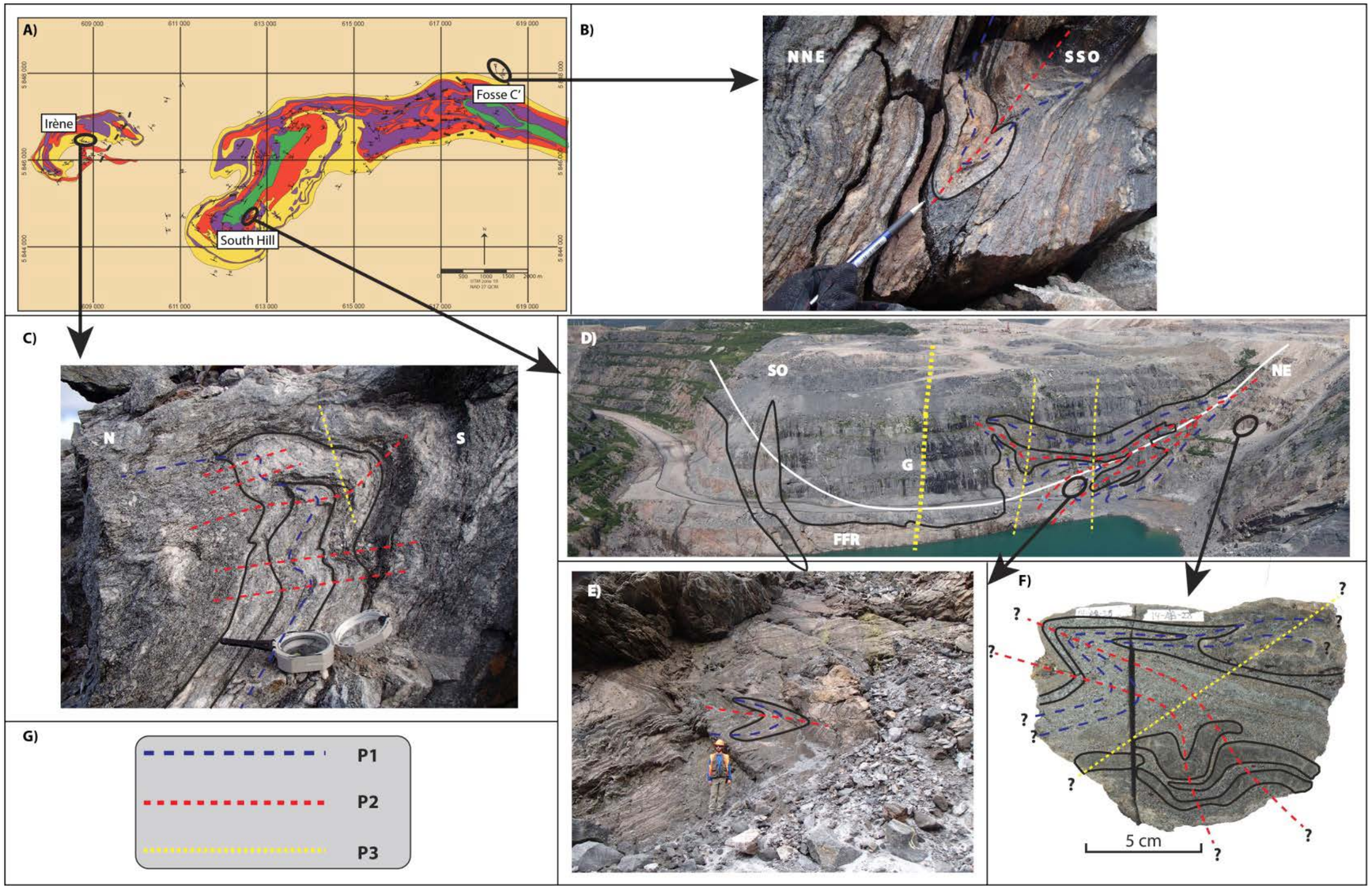


Figure 3.5 : Motifs de superposition de plis observés à l'échelle de l'affleurement. A) Carte géologique du secteur de la mine illustrant la localisation des affleurements en B, C et D; B) Motif en crochet dans le secteur de la fosse C'; C) Motif en crochet dans le secteur Irène; D) Interprétation des phases de plissement dans le secteur de la fosse South Hill illustrant la localisation des photos en E et en F. La ligne blanche illustre la trace générale du contact entre la formation de fer (FFR) et le gabbro (G); E) Motif d'interférence en croissant dans la formation de fer; F) Interprétation suggérée de trois phases de plissement sur un échantillon prélevé dans la fosse South Hill. L'interférence P2/P1 montre un motif en crochet; G) Légende illustrant la typologie utilisée pour montrer les différentes phases de plissement.

3.4.2 Plissement superposé

3.4.2.1 Monts Severson

La carte géologique des monts Severson illustre les différentes phases de plissement qui affecte la région de la mine de Mont-Wright (Fig. 3.6). Les générations de plis ont été déterminées par principe de recoupement. Selon la carte géologique de la figure 3.6, les structures ne semblant pas être affectées par des structures ultérieures sont celles d'orientation NO-SE. Ces structures affectent une phase de plissement plus ancienne d'orientations ONO-ESE à N-S. Cette dernière phase de plissement semble, à son tour, affecter ce qui pourrait être une toute première génération de plis (P1) dans les domaines vii, viii et ix de la figure 3.6. Ainsi, il serait possible d'affirmer que le secteur des monts Severson est affecté par trois générations de plis (P1, P2 et P3). En tenant compte de ces déductions, la carte géologique de la figure 3.6 permet l'observation de : deux plis synformes et deux plis antiformes P3; deux plis synformes et un pli antiforme P2; et un synclinal P1.

Afin de faire l'analyse des phases de plissement, le secteur des monts Severson a dû être divisé en 13 domaines. La subdivision en domaines a été effectuée de manière à isoler, autant que possible, les charnières de plis d'une phase données de part et d'autre d'un axe de pli ultérieur. Par exemple, comme le domaine i de la figure 3.6 isole des axes de plis P2 au SO d'un synforme P3, la projection stéréographique de ce domaine devrait témoigner de l'attitude des axes de plis P2 dans ce domaine.

Sur les projections stéréographiques des figures 3.6, 3.8 et 3.9, les axes de plis (AP) correspondent au pôle des plans moyens issus du motif de la projection des pôles des surfaces S0/S1 (voir explications dans la section généralités ci-dessus pour S0/S1). Les points colorés situés sur les plans moyens correspondent au premier vecteur propre de chacune des projections stéréographiques. Ces valeurs ont été utilisées pour déduire l'orientation générale d'axes de plis de phases ultérieures. Comme ces valeurs témoignent de l'orientation préférentielle des structures de chaque secteur, en les reportant sur un stéréonet, il est possible de déterminer l'orientation générale de l'axe de plis séparant deux secteurs.

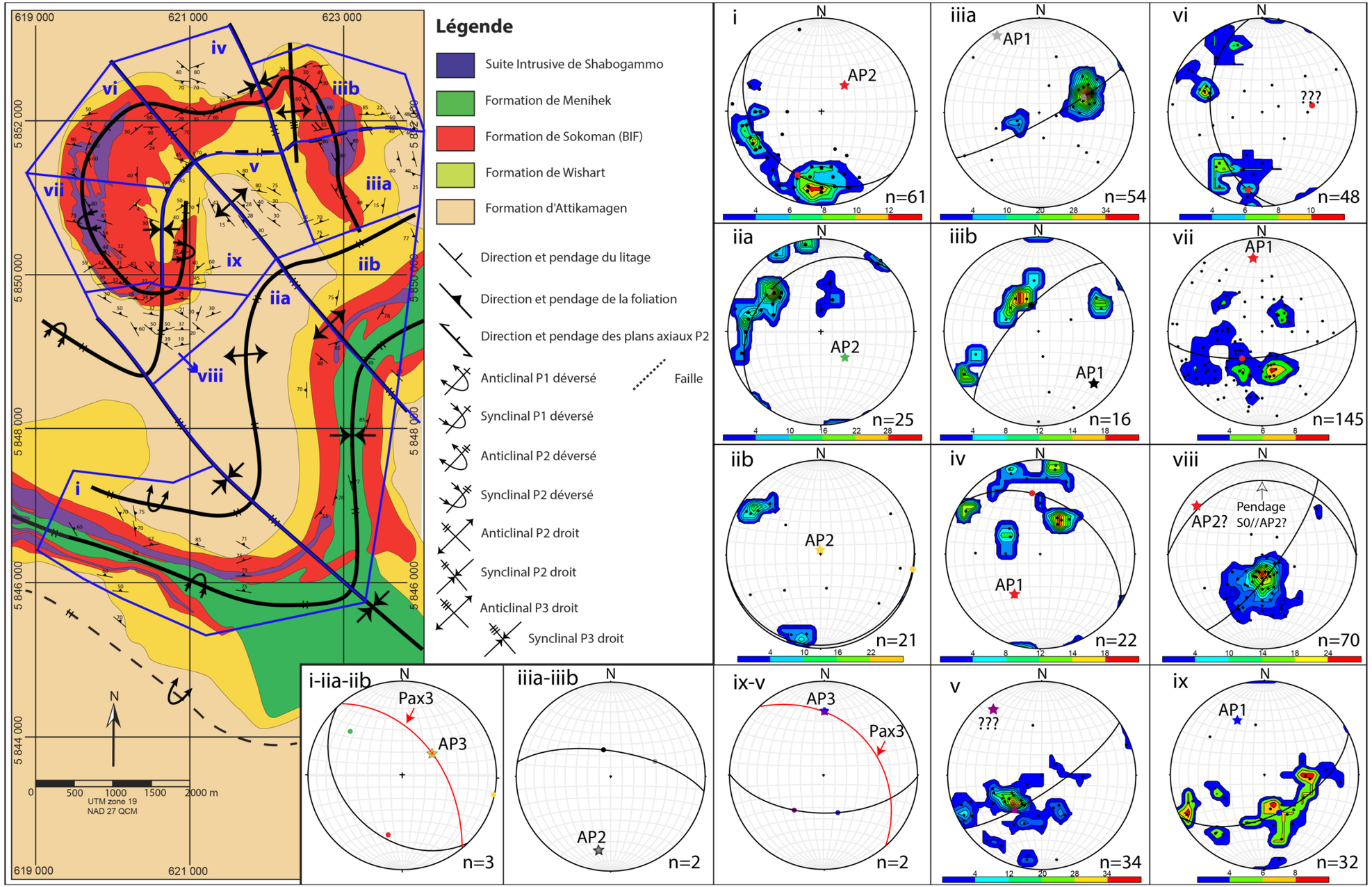


Figure 3.6 : Analyse domaniale du secteur des monts Severson. Les contours sont définis par la méthode de 1% de surface et les écarts, en pourcentage par 1% de surface, sont localisés sous les projections stéréographiques.

Les projections stéréographiques des S0 des secteurs iiia et iiib, iv, vii et ix montrent la variation de l'attitude des axes de pli P1 dans la partie nord de la carte. Plongeant faiblement vers le NO et vers le SE respectivement dans les secteurs iiia et iiib. Situé sur le flanc ouest du synforme P3 qui sépare les secteurs iiib et iv, le secteur iv montre des axes de pli P1 à plongée modérée vers le SO. Les secteurs vii et ix, situés de part et d'autre d'un synforme P2, montrent des axes de pli P1 plongeant faiblement vers le NNO.

Les projections stéréographiques des secteurs i, iia, iib, et iiia-iiib et viii montrent la variation de l'attitude des axes de plis P2 (Fig.3.6). Situé sur les flancs ouest et est du synforme P3 dans la partie sud-ouest de la carte, les secteurs i et iia témoignent respectivement de plis P2 à axes plongeants modérément à fortement vers le NE et vers le SE. Ayant des structures planaires sub-verticales, le secteur iib montre évidemment un axe de pli P2 sub-vertical. Plus au nord, en projetant les premiers vecteurs propres des secteurs iiia et iiib, on obtient un axe de pli P2 plongeant faiblement vers le SSO. En utilisant la même méthode que pour les secteurs précédents, le secteur viii aurait un axe de pli P2 plongeant faiblement vers le NO (voir étoile Fig. 3.6viii). Cependant, ce secteur semble restreint à la charnière P2 qui la traverse et ne semble pas s'étendre sur les flancs de ce P2. Le regroupement des valeurs suggère également des données restreintes à la charnière P2, autrement, elles auraient été distribuées préférentiellement le long d'un arc de grand cercle. Dans un pli cylindrique, l'azimut et le pendage du S0 mesuré à la charnière du pli est égale à l'attitude de l'axe de ce pli. Ainsi, il serait possible de suggérer que l'axe de pli P2 du secteur viii plonge faiblement vers le N plutôt que vers le NE. La variation des axes de plis P2 entre les secteurs viii et iia pourrait être attribuée au fait que le pli P1 situé directement au nord du secteur viii contraint le pli 2 à plonger vers le N plutôt que vers le SE comme c'est le cas pour le secteur iia.

Les valeurs principales des secteurs i, iia, iib, v et ix ont été utilisées pour déterminer l'orientation des axes de plis P3. Au sud de la carte, les valeurs secteurs i, iia et iib suggèrent un axe du synforme et de l'antiforme P3 plongent modérément à fortement vers le NE alors qu'au nord de la carte, les valeurs les secteurs v et ix suggèrent que l'axe de l'antiforme P3 plonge faiblement vers le N. Il est aussi possible de déterminer les attitudes des plans axiaux des plis P3 (Pax3) en joignant l'orientation de la trace axiale P3 représentée sur la carte géologique avec les valeurs des axes de

plis obtenus sur les projections i-iia-iib et ix-v. Ainsi, on obtient des Pax3 de direction N320° à pendage entre 50° et 60°.

Ramsay (1967) a démontré que des plis qui se développent sur des surfaces à attitudes variables sont à axes d'attitudes variables. Ainsi, la variation de l'attitude des axes de plis P3 pourrait être attribuable à une orientation hétérogène des structures pré P3.

La coupe schématique de la figure 3.7 illustre l'interprétation du parton de plissement dans le secteur des monts Severson. Sur cette figure, la projection stéréographique montre que la trace des Pax3 sur la section B-B' est à faible angle même si ces derniers sont à pendage modéré à fort. Enfin, l'interférence P2/P1 donne un motif en crochet alors que l'interférence P3/P2-P1, plus particulièrement dans la portion nord de la carte, donne un motif ayant plutôt la forme d'un croissant.

3.4.2.2 Secteur de la mine

La carte géologique du secteur de la mine illustre également les trois phases de plissement observées aux monts Severson (Fig. 3.8). D'ouest en est, on observe une succession de synformes et d'antiformes P3 faisant onduler un synforme P2 ainsi que deux synclinaux et un anticlinal P1. Le synforme P2 apparaît comme un pli isoclinal à serré, de direction O à SO et à pendage modéré à fort vers le N et le NO, alors que les plis P1 sont isoclinaux à serrés et à orientation variable due aux phases de plissement subséquentes. Afin d'en faire l'analyse des phases de plissement, le secteur de la mine a été divisé en 8 domaines.

Puisque les plis P2 sont isoclinaux à serrés, il est complexe d'isoler les plis de première génération pour en faire ressortir les caractéristiques. Parmi l'anticlinal et les deux synclinaux P1 qui affectent le secteur de la mine, l'analyse domaniale permet d'isoler la charnière P1 située sur le flanc sud du synforme P2 dans le secteur des monts Survie (Fig. 3.8). En effet, les domaines B1 et B2 témoignent d'une charnière de pli P1 à faible plongée vers l'ouest. Formant tout le secteur des monts Survie, ce synclinal P1 est isoclinal à serré et couché à déversé vers le SSE (Fig. 3.9B). Tel qu'il l'est suggéré sur la carte géologique (Fig. 3.8), cette structure semble plonger sous la surface du sol dans le secteur de la fosse B, puis en ressortir dans le secteur de la fosse Versant Nord. Plus

à l'ouest, le secteur Vn-Vs-PP montre un regroupement des valeurs de foliation indiquant des axes de pli P1 plongeant modérément vers le NO (Fig.3.8).

Tel que mentionné précédemment, le secteur de la mine est traversé par un long synforme P2 déversé vers le S et le SE. Au sud-ouest de la carte (Fig. 3.8 MW), le domaine MW montre que l'axe du pli P2 plonge faiblement vers le NE. Localisé sur le flanc nord-est du synforme P3 qui juxtapose les domaines MW et SH-P5, l'axe de ce même pli P2 plonge faiblement vers le SO (Fig. 3.8 SH-P5). Dans les parties ouest et est du secteur des monts Survie (Fig. 3.8 E-P1, A et C-C'), cet axe plonge, respectivement, faiblement vers l'O et vers l'E.

Contrairement à ce qui a été observé dans le secteur des monts Severson, les axes de plis P3 sont moins variables dans le secteur de la mine. En effet, la projection stéréographique qui cumule les valeurs moyennes des différents secteurs témoigne de plis P3 plongeant faiblement à modérément vers le NO. Il est aussi possible de déterminer les attitudes des Pax3 en joignant l'orientation de la trace axiale P3 représentée sur la carte géologique avec la valeur d'axe de pli obtenue sur cette projection. Ainsi, les Pax3 seraient de direction N140° et à pendage à 75°. Par ailleurs, dû à l'angularité entre les AP2 et les AP3, la quasi-perpendicularité entre les Pax2 et Pax3, et les motifs à l'échelle de la carte géologique, on peut affirmer que l'interférence entre le pli P1/P2 et les plis P3 sont de Type 1, c'est-à-dire en dômes et bassin.

Les coupes schématiques de la figure 3.9 montrent différents motifs d'interférence. Comme c'est le cas pour le secteur des monts Severson, l'interférence du pli P2 sur les plis P1 donne des motifs en forme de crochets. Ces motifs d'interférences à l'échelle du gisement sont aussi supportés par les observations à l'échelle de l'affleurement (Fig. 3.5B, C et F). L'effet des plis P3 sur les plis antérieurs dans le secteur Paul's Peak (Fig. 3.9A et C) est moins fort que dans le secteur Mont-Survie et des monts Severson. Pour cette raison, les plis P3 ne sont pas représentés dans les coupes schématiques 3.8A et 3.8C. Cependant, des motifs en dômes et bassins sont, de façon générale, illustrés dans la coupe schématique de Mont-Survie (Fig. 3.9B). Encore une fois, les Pax3 sont à faible plongée sur les sections car l'angle entre l'orientation de ces derniers avec celle des sections est faible. La figure 3.9 permettent aussi de constater que les roches associées à la Suite Intrusive de Shabogamo n'occupent pas une position stratigraphique fixe.

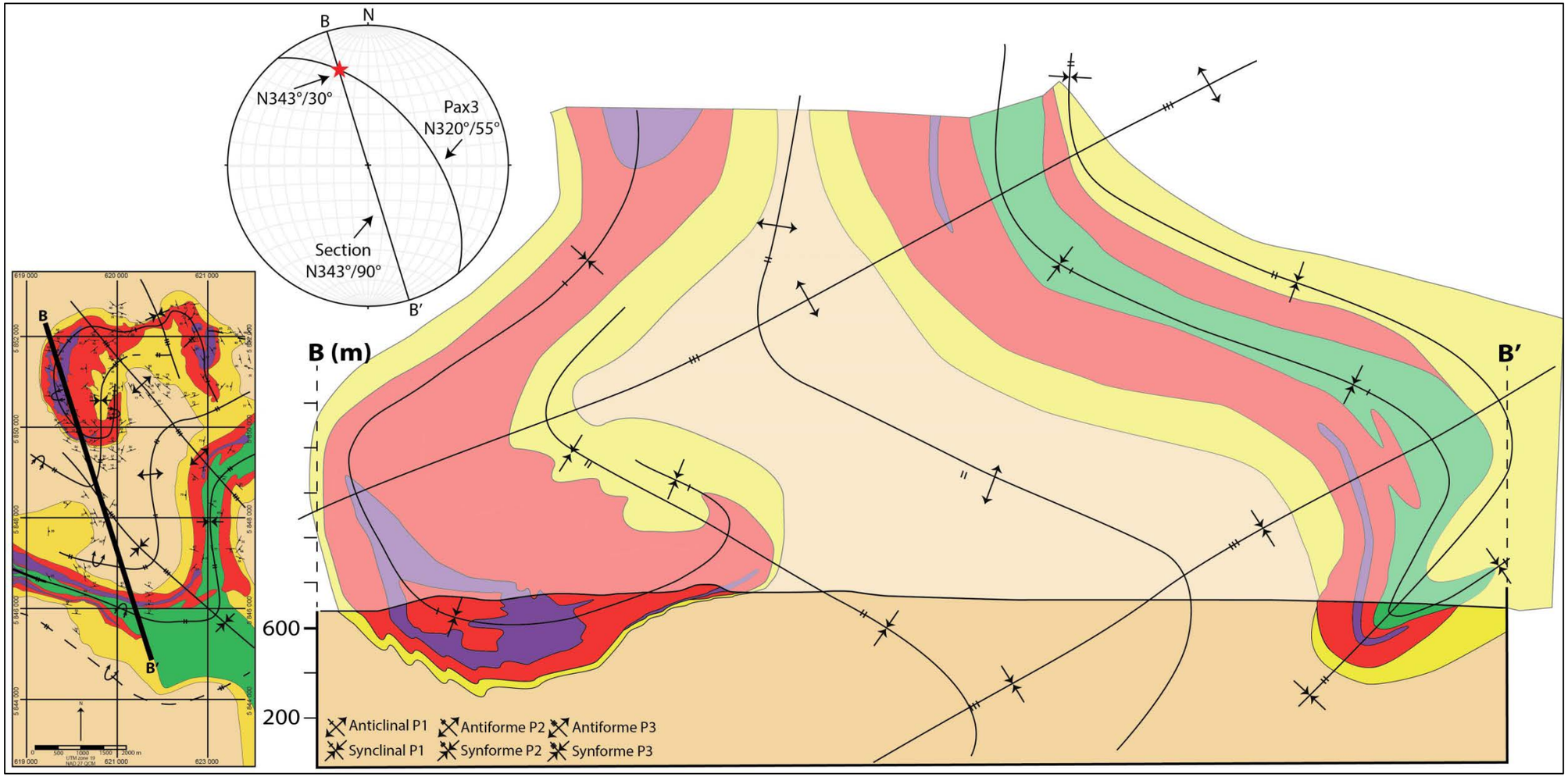


Figure 3.7 : Coupe schématique du secteur des monts Severson. La projection stéréographique montre la plongée de la trace des Pax3, représentée par l'étoile rouge, sur la section B-B'.

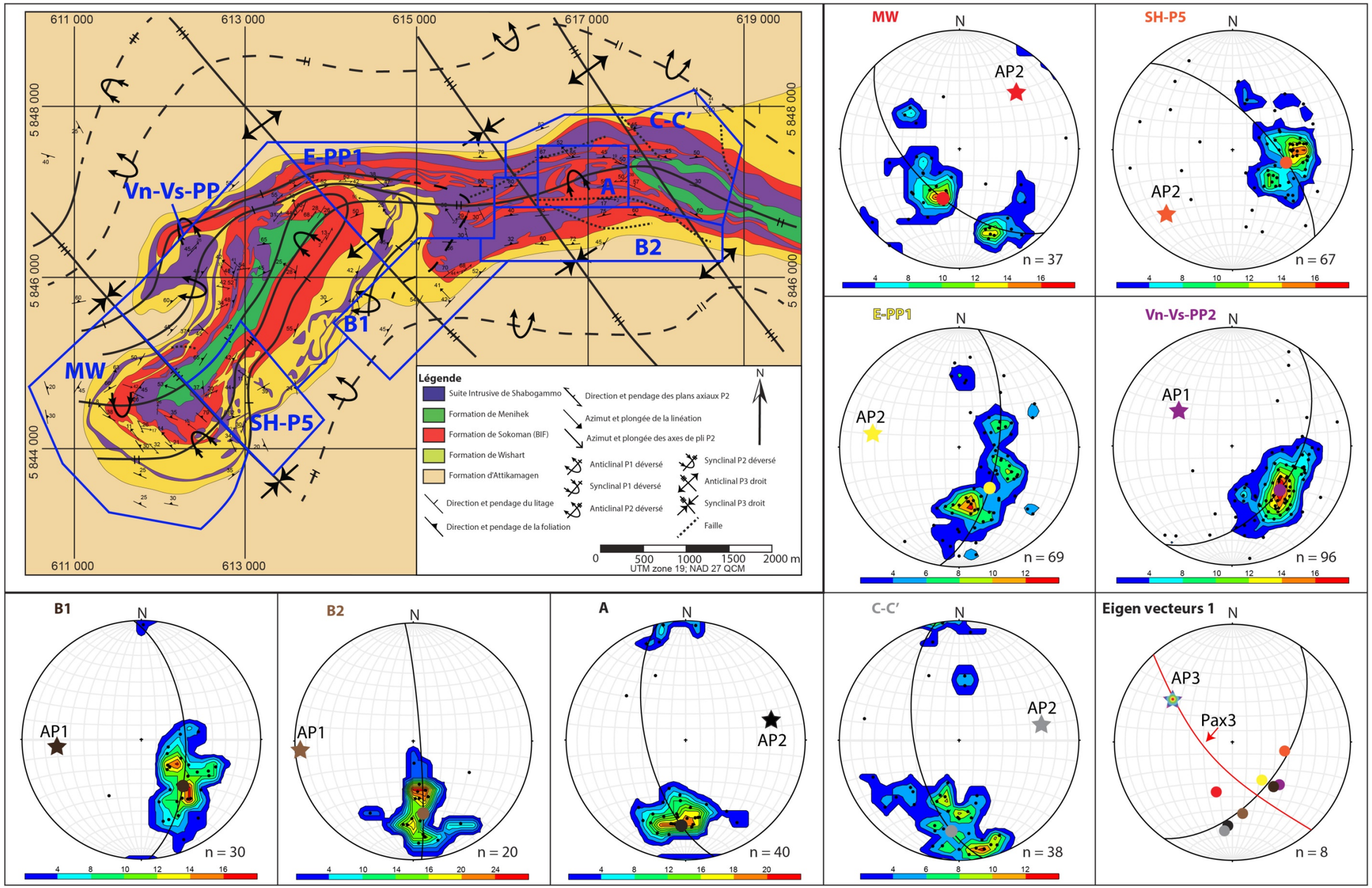


Figure 3.8 : Analyse domaniale du secteur de la mine. Les contours sont définis par la méthode de 1% de surface et les écarts, en pourcentage par 1% de surface, sont localisés sous les projections stéréographiques.

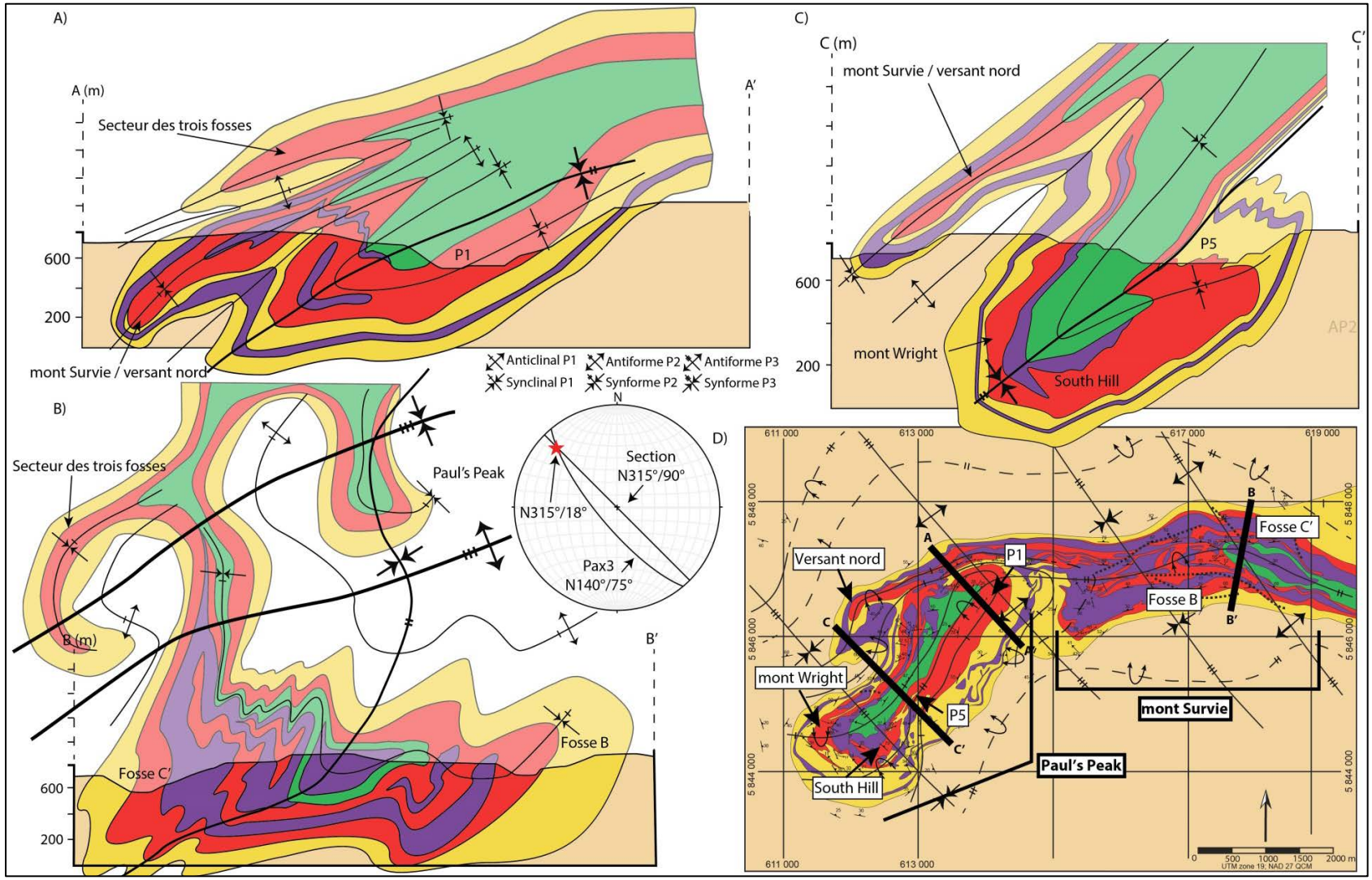


Figure 3.9 : Coupes schématiques du secteur de la mine. La projection stéréographique montre la plongée de la trace des Pax3, représentée par l'étoile rouge, sur la section B-B'.

3.4.2.3 Secteur des trois fosses

Dans le secteur des trois fosses, un antiforme P3 affecte un synforme P2 ainsi que deux synclinaux et un anticlinal P1. Les plis P1 sont isoclinaux et vont de droits à couchés dus aux phases de plissement ultérieures. Le seul domaine isolant uniquement les plis P1 est le domaine HS et il indique des plis dont les axes plongent faiblement vers le SE (Fig. 3.10HS). Le synforme P2 est un pli serré légèrement déversé vers le S et le SE dont l'axe plonge faiblement vers l'O sur le flanc NE du pli P3 et faiblement vers le NE sur le flanc SE de cette même structure (Fig. 3.10WB1 et IR, et WB2). L'antiforme P3 est droit, ouvert et les valeurs moyennes des différents secteurs indiquent que son axe plonge faiblement vers le NO (Fig. 3.10 Eigen vecteurs 1). Il est aussi possible de déterminer les attitudes des Pax3 en joignant l'orientation de la trace axiale P3 représentée sur la carte géologique avec la valeur d'axe de pli obtenue sur cette projection. Ainsi, les Pax3 seraient de direction N140° et à pendage à 80°.

La figure 3.11 montre, une fois de plus, différents motifs d'interférence apparaissant dans la région de la mine de Mont-Wright. La projection stéréographique de cette figure montre que la trace des Pax3 sur la coupe schématique est à faible plongée vers le nord. Sur cette figure, des motifs en croissants, issus de l'interférence P3/P2-P1, et des motifs en crochets, issus de l'interférence P2/P1, sont observables. Ces motifs d'interférence sont caractéristiques de la région de la mine de Mont-Wright. On constate également que les roches mafiques de la Suite Intrusive de Shabogamo recoupent les contacts géologiques, mais sont plissés par les P1.

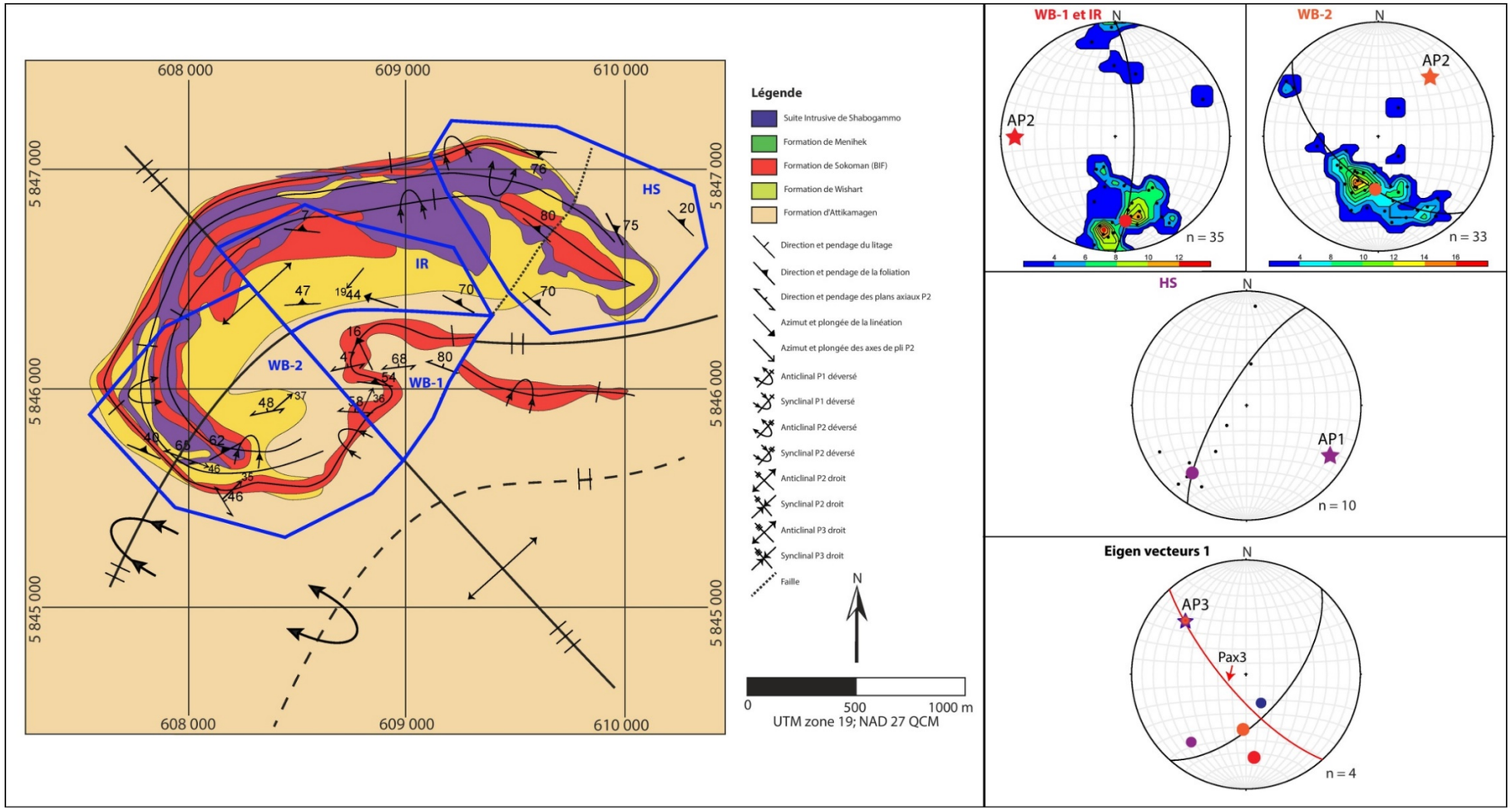


Figure 3.10 : Analyse domaniale du secteur des trois fosses. Les contours sont définis par la méthode de 1% de surface et les écarts, en pourcentage par 1% de surface, sont localisés sous les projections stéréographiques.

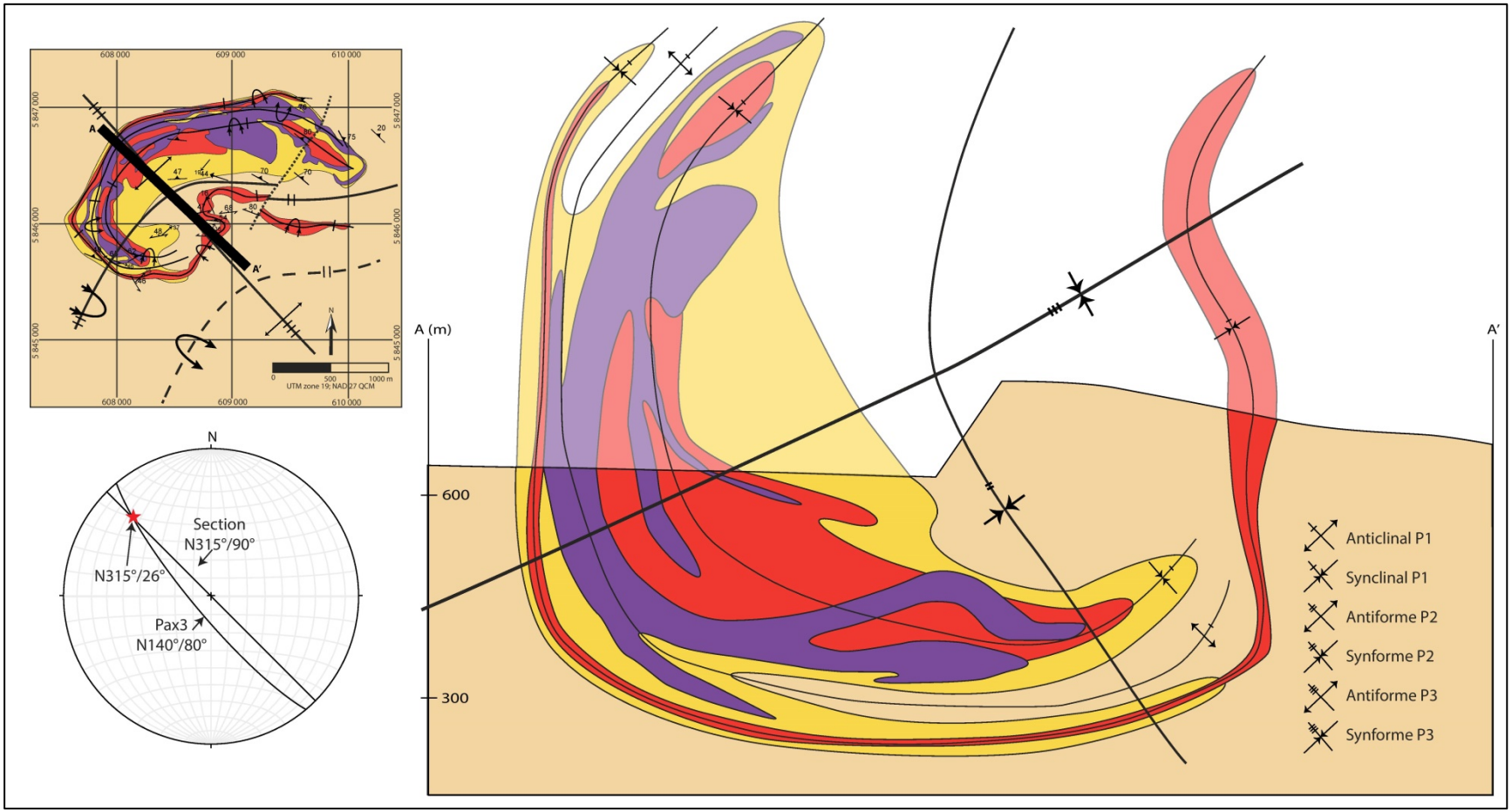


Figure 3.11 : Coupe schématique du secteur des trois fosses. La projection stéréographique montre la plongée de la trace des Pax3, représentée par l'étoile rouge, sur la section A-A'.

3.4.3 Pli en fourreau

Le secteur de *Paul' s Peak* possède une forme de bassin pouvant évoquer un pli en fourreau et une linéation minérale, marquée par l'enlignement de cristaux d'hématite dans la formation de fer et de cristaux de hornblende dans les amphibolites. Ainsi, les sept paramètres, émis par Alsop et Holdsworth (2004) et résumés dans le tableau 3.1, ont été évalués afin de déterminer si ce secteur pouvait être affecté par une seule phase de plissement en fourreau plutôt que par une superposition de plusieurs phases de plissement.

Le premier paramètre à être évalué est l'angle entre les axes de plis et la linéation minérale et/ou d'étirement (Tableau 3.1A). Encore une fois, plus la déformation s'intensifie, plus les axes de plis tendront à se paralléliser à la linéation. La figure 3.12A montre la relation existante entre les axes de plis P1 (en bleu) et la linéation minérale (en rouge) dans le secteur des fosses *Paul' s Peak*. Les moyennes des linéations minérales et des axes de plis P1 sont respectivement de 43º vers N304º et de 46º vers N313º. Ainsi, les projections stéréographiques témoignent d'un certain parallélisme entre les linéations minérales et les axes de plis. Cependant, dans le cas d'un pli en fourreau, il devrait exister un lien spatial entre le sens d'obliquité entre les linéations minérales et les axes de plis. Donc, la majorité des axes de plis devraient plonger vers le NNO au SO de la carte alors que ceux du NE de la carte devraient plonger vers l'ONO (regard structural des charnières). Cette règle n'est pas tout à fait respectée, car il est possible d'observer des axes de plis plongeant vers le NE au NE de la carte et des axes de plis plongeant vers l'ESE au SO de la carte. Donc, bien qu'il semble y avoir un parallélisme entre les axes de plis et les linéations, le sens du regard structural des charnières de plis de part et d'autre de la structure formant le secteur de Paul's Peak ne correspond pas tout à fait à ce qui devrait être attendu dans un pli en fourreau.

Les second et troisième paramètres à être évalués vont de pair et peuvent se résumer au parallélisme existant entre les plans axiaux P1 et les plans de foliations (S1) (Tableau 3.1F et G). La figure 3.12B montre une différence de 18º en direction entre les valeurs moyennes des foliations et des plans axiaux P1. Ensuite, en calculant l'angle entre ces deux plans, on obtient 10,2º.

Pour terminer, les quatre autres paramètres à être évalués se résument quant à eux aux relations existantes entre les structures linéaires et les structures planaires (Tableau 3.1B, C, D et E). À l'aide de la figure 3.12B, il est possible de déterminer les angles suivants :

(B) l'angle de chute des axes de plis P1 sur les plans axiaux P1 : ~77º SO;

(C) L'angle de chute des linéations sur les plans axiaux P1 : ~67º SO;

(D) La différence entre les angles obtenus en B et en C : 10º;

(E) L'angle entre l'azimut des linéations et la direction des plans axiaux P1 : 63°

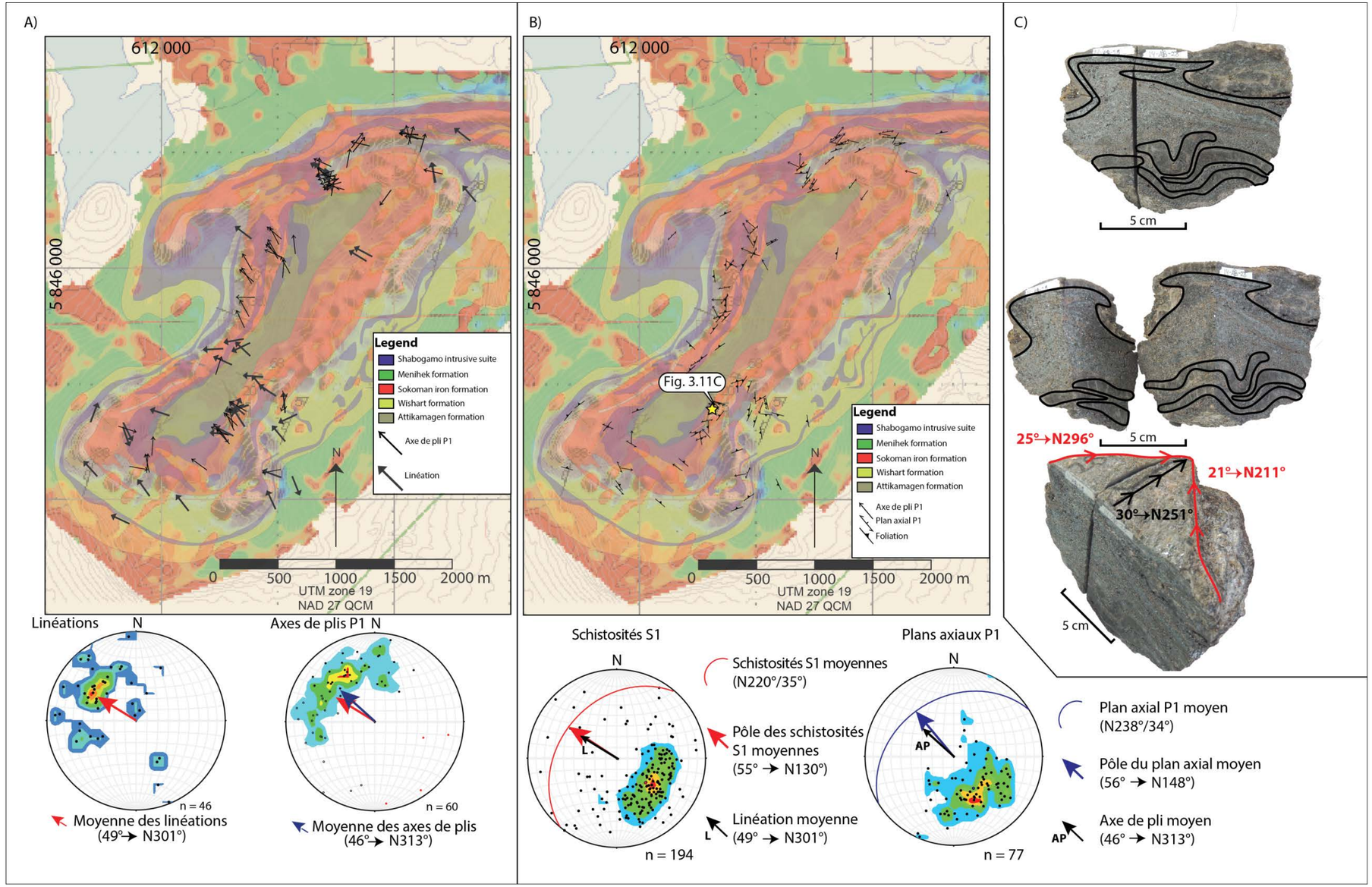


Figure 3.12 : Analyse des plis en fourreau dans le secteur Paul's Peak; A) Carte géologique et projections stéréographiques illustrant les axes de plis P1 et les linéations minérales; B) Carte géologique et projections stéréographiques illustrant les plans axiaux des plis P1 et les mesures de schistosité principale S1; C) Échantillon de la figure 3.5F interprété comme étant le résultat d'un pli en fourreau et non d'une superposition de trois phases de plissement. Sur cet échantillon, la ligne rouge représenterait un axe de pli P1 pour lequel une rotation vers la linéation minérale, marquée par la ligne noire, aurait été initiée.

3.5 Discussion

Alors que les paramètres structuraux reliés aux plis en fourreau ont été établis, il est nécessaire de les mettre en contraste avec les critères émis par Alsop et Holdsworth (2004) apparaissant dans le tableau 3.1. Ces paramètres ont été développés pour déterminer le niveau d'intensité de déformation dans des secteurs soupçonnés d'être affectés par des plis en fourreau. S'étendant d'environ 50º de part et d'autre de la valeur moyenne des linéations, les valeurs des axes de plis P1 sont corrélables avec une intensité de déformation allant de faible à modéré (Tableau 3.1A). Étant de 18º, la différence entre les directions moyennes des foliations et des plans axiaux nous indique un motif de déformation faible alors qu'en étant de 10º, l'angle aigu entre ces deux plans nous indique un motif de déformation élevé (Tableau 3.1F et G). Étant respectivement de 77º, 63º et 10º, l'angle de chute des axes de plis P1 sur les plans axiaux, l'angle entre l'azimut des linéations et la direction des plans axiaux, et la différence entre les angles de chute des linéations et des axes de plis mesurés sur la moyenne des plans axiaux témoignent tous d'une forte intensité de déformation (Tableau 3.1B, D et E). Puis, en étant de 67º, l'angle de chute des linéations sur les plans axiaux P1 suggère une faible intensité de déformation (Tableau 3.1C). En rassemblant tous ces paramètres, quatre témoignent d'une forte intensité de déformation et de plis en fourreau, alors que trois suggèrent une intensité de déformation plus faible. Comme la plupart des valeurs, tant celles en faveur d'une déformation faible que celles en faveur d'une déformation plus forte, se situent près des limites imposées par Alsop et Holdsworth (2004), il est possible de conclure que les plis P1 dans le secteur de *Paul' s Peak* se sont formés dans un domaine d'intensité de déformation modérée à forte. Ce degré d'intensité serait suffisamment élevé pour l'initiation d'une rotation des axes de plis vers la linéation minérale et, ultimement, la génération de plis en fourreau.

L'échantillon sur la figure 3.12C constitue possiblement le seul possible pli en fourreau observé lors des investigations de terrain Sur la figure 3.12C, la ligne rouge pourrait représenter un axe de pli P1 pour lequel une rotation vers la linéation minérale, marquée par la ligne noire, aurait été initiée lors de la déformation D1. Comme l'angle de l'apex de ce pli est de 70°, donc entre 20° et 90°, ce pli serait, selon la subdivision de Skiernaa (1989), un pli non – cylindrique et non un pli en fourreau. Cette interprétation renforcerait l'hypothèse selon laquelle le degré d'intensité de

déformation en D1 serait suffisamment élevé pour l'initiation d'une rotation des axes de plis vers la linéation minérale.

Le regard structural des charnières de plis au SO et au NE de la carte ne coïncide pas avec le motif attendu d'un pli en fourreau, sauf pour le secteur de la fosse P1. Dans le cas d'un pli en fourreau, il devrait exister un lien spatial du sens d'obliquité entre la linéation et les axes de plis. Ainsi, la majorité des axes de plis devraient plonger vers le NNO au SO de la carte alors que ceux du NE de la carte devraient plonger vers l'ONO. Dans la fosse P1, deux groupes d'axes de plis, dont un plongeant vers l'OSO et le second plongeant vers le NNE, pourraient correspondre à un motif de plis en fourreau, mais ces axes sont situés de part et d'autre d'un pli P3. Ainsi et puisque que plusieurs motifs de superposition de plis ont été observés lors des investigations de terrain (Fig. 3.5), le modèle de pli en fourreau ne peut expliquer à lui seul le motif de la carte géologique du secteur de *Paul' s Peak*, c'est pourquoi le modèle de superposition de plis doit être considéré.

À l'aide des 24 domaines structuraux réalisés dans les secteurs des monts Severson (Fig. 3.6), de la mine (Fig. 3.8) et des trois fosses (Fig. 3.10), l'analyse domaniale des phases de plissement superposées a permis de bien scinder les trois phases de plissement qui affectent la région de la mine de Mont-Wright. La foliation principale pénétrative (S1//S0), formant localement une schistosité de plan axial P1, est responsable d'une première phase de plissement isoclinale à serrée, à plans axiaux à axes de plis à orientations variables dues aux phases de plissement ultérieures. La variabilité des axes de plis P1 pourrait aussi s'expliquer par l'initiation d'une rotation des axes de plis P1 vers la linéation minérale et par le début de formation de plis en fourreau au cours de la phase D1.

Le motif attendu lorsque des linéations sont affectées par des plis de cisaillement est un arc de grand cercle, c'est-à-dire le locus de linéation sur la figure 3.13A, joignant la direction de transport tectonique responsable de la formation des plis de deuxième génération, c'est-à-dire a' sur la figure 3.13C, et les linéations. L'angle entre cet arc de grand cercle et les plans axiaux de deuxième génération aura tendance à diminuer en passant d'un cisaillement simple à un cisaillement associé à une contrainte homogène (Fig 3.13B et C). Malgré une dispersion relativement faible, les linéations de la région à l'étude se distribuent tout de même sur un arc de grand cercle qui est à faible angle par rapport au plan axial P2 (Fig. 3.13A). Ces dernières données sont donc en faveur

d’une linéation L1 reprise par une phase de plissement de deuxième génération formée par un cisaillement associé à une contrainte homogène (aplatissement), tel qu'observé sur le terrain. Il est aussi à noter que la majorité des données de linéation minérale proviennent du secteur de Paul’s Peak. Une étude plus approfondie sur les linéations de l’ensemble du secteur de la mine et des monts Severson serait nécessaire afin de déterminer avec précision la variabilité de la linéation minérale à l’échelle de la carte de la figure 3.1.

Les plis P2, ayant une fabrique de plan axial localement développée marquée par une crénulation de la S1, sont isoclinaux à serrés, de directions O à S, à pendages modérés à forts vers le NO et dont les axes sont aussi variables dus à la phase de plissement P3. L’interférence entre des plis P2 sur les plis P1 donne des motifs co-axiaux en forme de crochets rappelant les motifs d’interférence de Type 3 de Ramsay (1967). Enfin, les plis P3, n’ayant aucune fabrique de plan axial et étant droits dans le secteur de la mine et déjeté vers le SE dans le secteur des monts Severson, serrés à ouverts, de direction NO-SE et dont les axes plongent, de façon générale, modérément vers le NO, sont responsables des motifs en forme de dôme et bassins (Type 1; Ramsay, 1967) apparaissant dans la région du Mont-Wright.

Enfin, il est aussi possible de proposer une interprétation de plissement polyphasé pour l’échantillon de la figure 3.12C. Ainsi, la figure 3.5F montre que l’axe de pli curvilinéaire de la figure 3.12C pourrait également être le résultat de la convergence entre un axe de pli P2, c’est-à-dire l’axe plongeant vers le NO (Fig. 3.12C), et un axe de pli P1, c’est-à-dire l’axe plongeant vers le SO (Fig. 3.12C). Ces deux hypothèses, soit de pli non – cylindrique ou de motif de superposition de plis, sont valables, mais aucune ne peut être confirmée ou infirmée avec certitude.

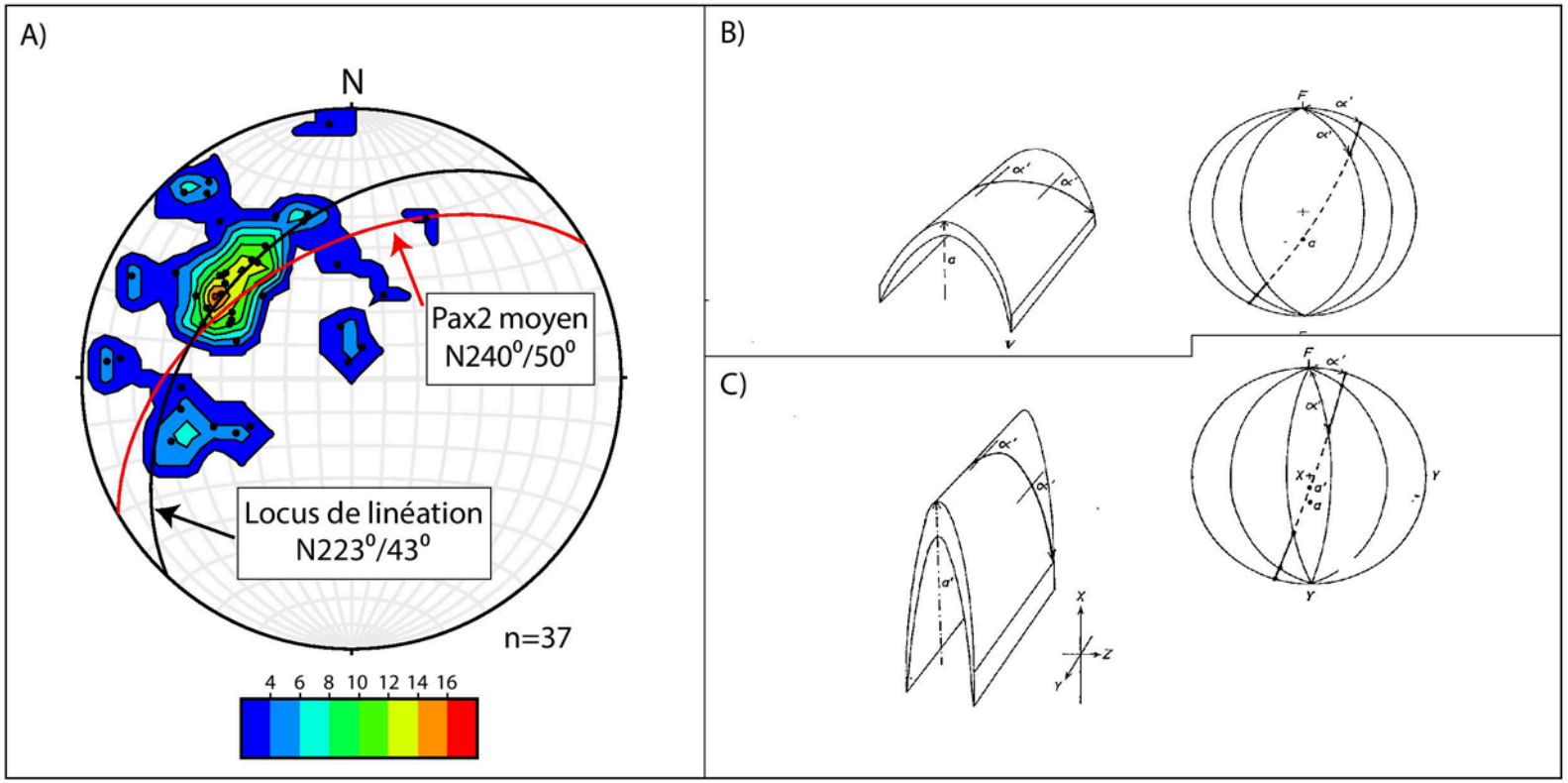


Figure 3.13 : Déformation d'une linéation minérale; A) Projection stéréographique des linéations minérales mesurées dans le secteur Paul's Peak. B) Motif attendu d'une linéation contenue dans une structure planaire affectée par un pli formé par cisaillement simple (Tirée Ramsay et Huber, 1987). Sur cette figure, « a » représente le vecteur de transport tectonique et « α' » représente l'angle entre l'axe de pli néoformé et la linéation minérale primaire; C) Motif attendu d'une linéation contenue dans une structure planaire affectée par un pli formé par cisaillement associé à une contrainte homogène (Tirée Ramsay et Huber, 1987). Sur cette figure, X, Y et Z représentent les contraintes principales et « a' » représente le vecteur de transport tectonique.

Les plis P1 observés dans ce travail sont corrélables avec ceux observés par les auteurs (c.-à.d. Roach et Duffell, 1974; Rivers, 1983a; van Gool, 1992; Perreault 1994; Schwarz, 1998) qui ont fait des travaux dans des secteurs adjacents à Mont-Wright (Tableau 2.1). Ces auteurs associent cette phase de plissement à l'enfouissement du Terrane de Gagnon sous le terrane sus-jacent, c'est-à-dire le Terrane du Lac Molson, et à la formation d'une ceinture de plis-chevauchements transportant le matériel vers le NO au début de la phase Rigolet de l'orogénie grenvillienne. Ces auteurs ont également constaté que les roches mafiques de la région recoupaient les contacts géologiques et qu'elles étaient plissées par des P1. Ainsi, si ces roches mafiques font, comme le suggéra Rivers 1983a, bel et bien partie de la Suite Intrusive de Sabogamo, datée à 1459 +23/-22 Ma par Connelly et Heaman (1993), les plis P1 de la région du Mont-Wright seraient d'âge grenvillien et pourraient avoir été générés par les mêmes mécanismes que ceux évoqués par Roach et Duffell (1974), Rivers (1983a), van Gool (1992), Perreault (1994), et Schwarz (1998).

Les plis P2 observés par Rivers (1983a), van Gool (1992) et Schwarz (1998) et ceux observés dans ce travail partagent les mêmes caractéristiques, mais les P2 du Mont-Wright sont déversés vers le NO plutôt que vers le SE. À 35 km à l'ouest du Mont-Wright, Perreault (1994) a montré que les plis P2 formaient un motif en éventail passant d'un pendage vers le sud à proximité du Front de Grenville (FG) à un pendage vers le nord à 8-10 km au sud FG. Rivers et Chown (1986) et Jannin 2017 ont aussi noté ce changement de direction de transport et l'ont attribué à la présence d'une rampe de socle dans les roches de la Province du Supérieur sous-jacente. Ainsi, les failles de chevauchement grenvilliennes auraient pu se heurter à cette rampe archéenne et le motif en éventail des plis P2 aurait pu être généré. Cette dernière explication pourrait expliquer au pendage vers le N et le NO des plis P2 à Mont-Wright.

Les plis P3 dans ce travail semblent correspondre aux plis P2 de Roach et Duffel (1974), aux plis P3 de Rivers (1983a), de van Gool (1992) et de Perreault (1994), et aux plis P4 de Schwarz (1998). Étant orthogonale au FG, certains auteurs ont relié cette phase de plissement tardive à un changement du régime tectonique en transpression senestre à l'intérieur des terranes supérieurs au Terrane de Gagnon (van Gool, 1992; Schwarz, 1998), mais qui serait probablement plus compatible avec le modèle de transtension senestre proposé dans la Province de Grenville occidentale (Rivers et Schwerdtner, 2015) dû un effondrement gravitationnel. Cette dernière interprétation est discutée dans le chapitre 5.

Les données structurales, les observations de terrain et les données de forage ont rendu possible la modélisation géologique de la surface enveloppe de la formation de fer dans le secteur touchant aux fosses Versant Nord, P1 et B (Fig. 3.14). Ce modèle montre que les fosses Versant Nord et B sont affectées par le même synclinal P1, marqué par la ligne jaune, qui lui est affecté par le synforme P2, marqué par le plan bleu.

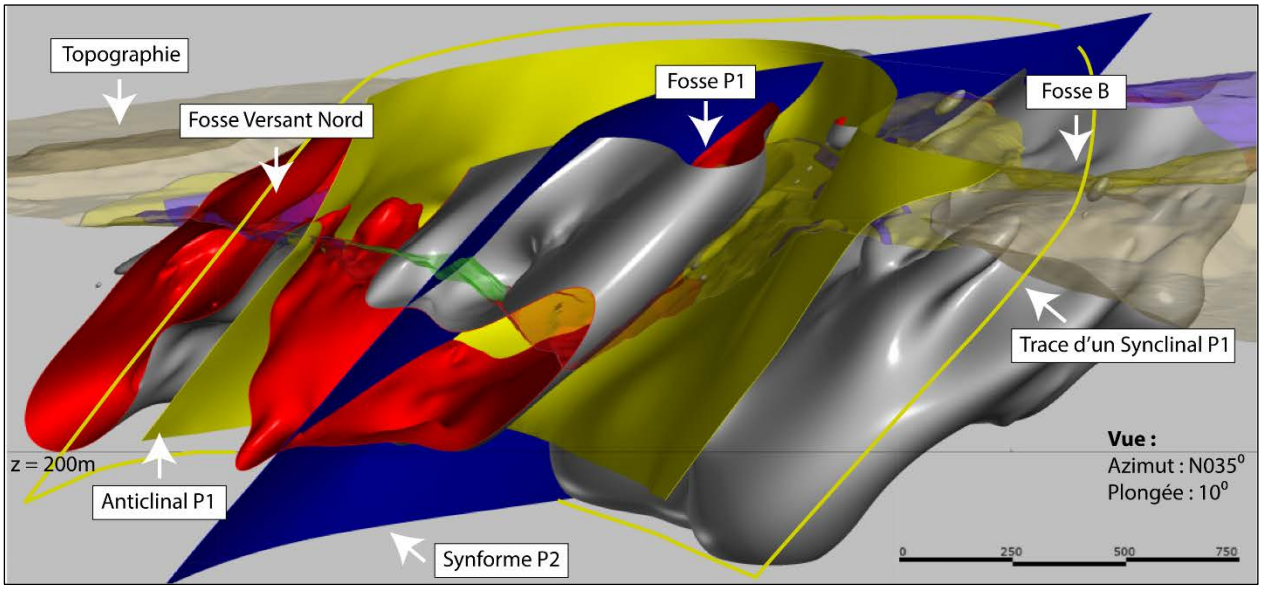


Figure 3.14 : Modèle géologique de la surface enveloppe de la formation de fer dans le secteur central de la mine, c'est-à-dire des fosse Versant Nord, P1 et B (voir Fig. 3.1) avec deux plis P1 (en jaune) et un pli P2 (en bleu) interprétés.

3.6 Conclusion

L'analyse des paramètres structuraux reliés aux plis en fourreau d'Alsop et Holdsworth (2004) et l'analyse domaniale des phases de plissement de Ramsay (1967) ont permis de caractériser le motif de plissement de la mine de Mont-Wright et de placer ce motif dans le cadre structural régional. Ces analyses, combinées aux coupes schématiques présentes dans ce travail, pourront être utilisées par les géologues de la société minière pour faciliter l'interprétation du modèle géologique du gisement et/ou pour en confirmer ou infirmer l'exactitude.

Les principaux résultats de ce travail sont les suivants :

(1) Le secteur de la mine de Mont-Wright est affecté par trois phases de plissement (P1, P2 et P3).

(2) Les plis P1 sont isoclinaux à serrés, à plans axiaux à axes de plis à orientations variables dues aux phases de plissement ultérieures et à la possibilité que la forte intensité de déformation en D1 ait pu initier une rotation des axes de plis vers la linéation minérale.

(3) Les plis P2 sont isoclinaux à serrés, à plans axiaux de directions O à S, à pendages modérés à forts vers le NO et dont les axes et les plans axiaux sont aussi variables dus à la phase de plissement P3.

(4) Les plis P3 sont droits, serrés à ouverts, à plans axiaux de direction NO-SE et dont les axes plongent, de façon générale, modérément vers le NO.

(5) Les plis P1, P2 et P3 pourraient respectivement être interprétés comme étant le résultat du chevauchement vers le NO des roches de l'avant-pays sur le craton Laurentia, du plissement de retour relié à la géométrie du socle archéen sous-jacent et d'un changement en transtension senestre du régime tectonique dû à un effondrement gravitationnel à la fin de l'orogénie grenvillienne. Une interprétation tectonique plus exhaustive est présenté dans le chapitre 5.

CHAPITRE 4 DÉFORMATION FRAGILE

Malgré les informations fournies par Gross (1968), aucune faille à la mine de Mont-Wright n'a été intégrée au modèle géologique du gisement et aucune étude récente, ayant pour but de valider la présence des failles notées par cet auteur, n'a été effectuée. En plus de faciliter l'interprétation des sections géologiques utiles à la construction du modèle géologique du gisement, une meilleure compréhension de la géométrie des failles et de leur décalage améliorerait les calculs de stabilité de pente. Ce travail a donc pour but de caractériser les failles fragiles qui affectent le gisement et de mettre en contraste les observations de ce travail avec celle de Gross (1968).

Ce chapitre présente donc la méthodologie et les résultats de l'analyse des failles fragiles du Mont-Wright en faisant un survol des notions théoriques qui se rattachent à la déformation fragile et décrivant les failles allant de l'ouest vers l'est de la mine (Fig. 4.1).

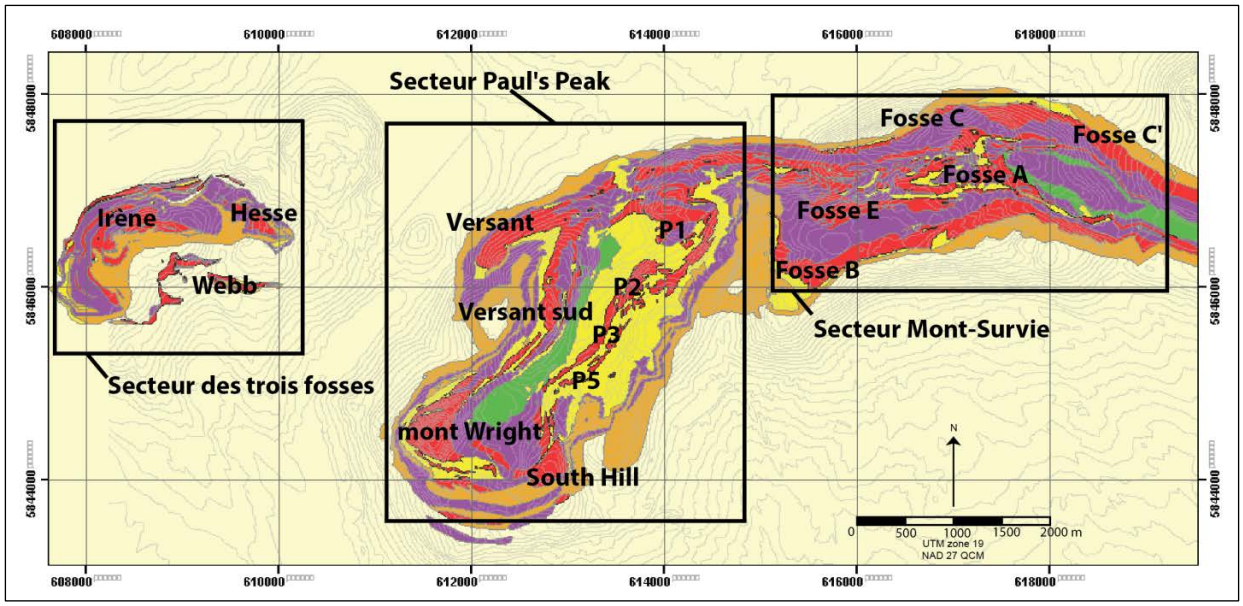


Figure 4.1 : Carte géologique de la mine de Mont-Wright construite à partir du bloc modèle du gisement recoupé par la topographie originale (c.-à-d. la topographie préexploitation de 1976).

4.1 Méthodologie

Les failles fragiles se classifient en différents types en fonction du décalage relatif d'une strate de roche de part et d'autre du plan de faille et de l'orientation des contraintes. Les figures 4.2A, B et C montrent respectivement la nomenclature associée aux failles, des stries de faille qui permettent de déterminer le sens du mouvement des failles, et un exemple d'organisation des contraintes principales (σ_1, σ_2 et σ_3) le long d'une faille normale-dextre. Sur la figure 4.2C, il est possible de constater que : (1) la contrainte σ_2 se trouve sur le plan de faille à 90° des stries de faille; (2) la contrainte σ_2 est le pôle d'un plan qui contient les stries de faille ainsi que les contraintes σ_1 et σ_3, nous appellerons ce plan « plan σ_2 »; et (3) la contrainte σ_1 se trouve à environ 30° du plan de faille et cet angle doit être mesuré dans le plan σ_2. Enfin, la figure 4.2D montre l'orientation des contraintes dans un système de failles conjuguées.

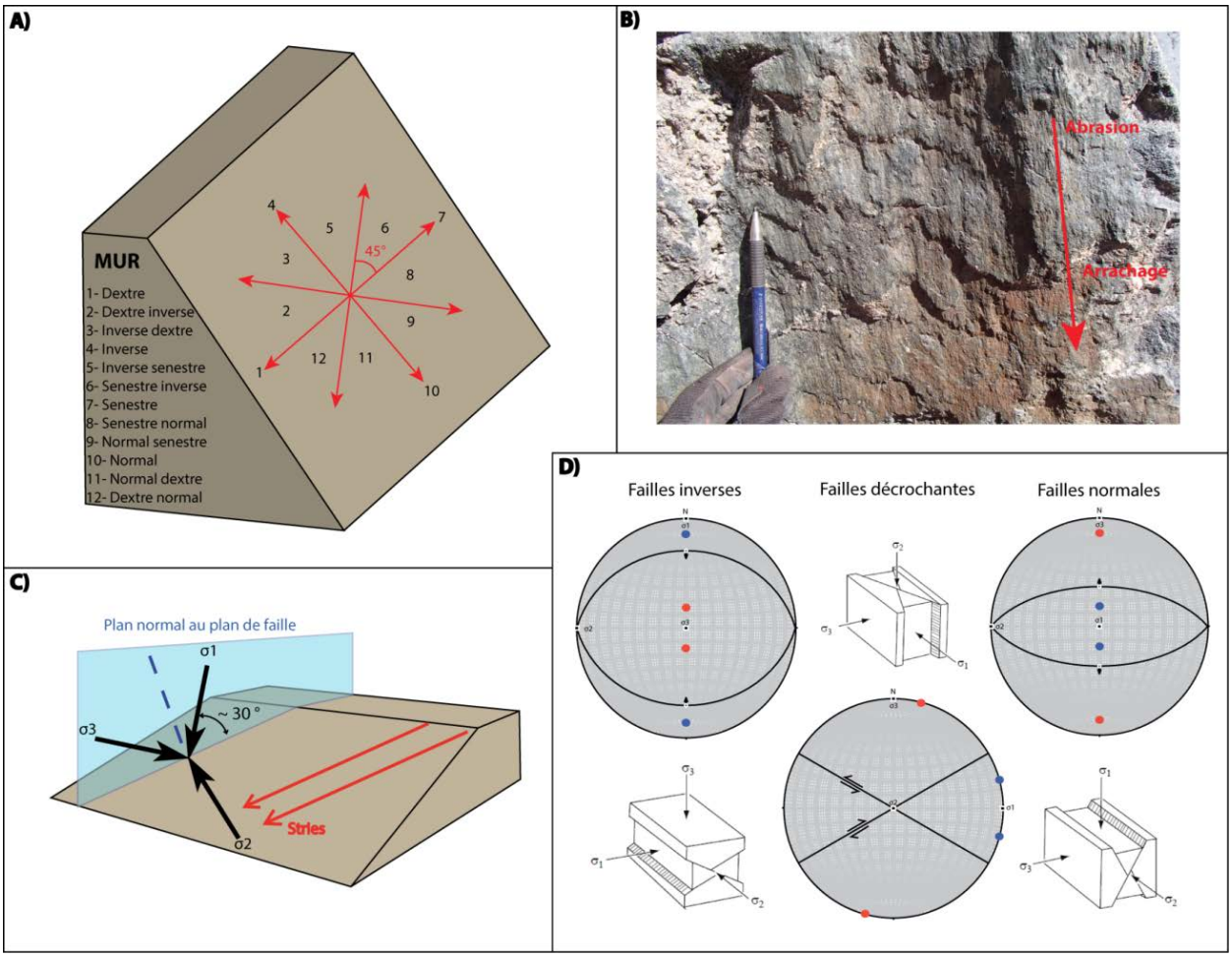


Figure 4.2 : Notions théoriques; A) Représentation de différents mouvements qui peuvent se produire le long d'une faille et la nomenclature de ces mouvements en fonction de l'angle de chute; B) Détermination du mouvement en fonction de la géométrie des stries de faille. Un miroir de faille passe d'une surface d'abrasion en amont à une surface d'arrachage en aval; C) Orientation des contraintes dans une faille normale dextre; D) Blocs-diagrammes des principales familles de failles et leurs projections stéréographiques (tiré de Rowland et al., 2007). Les points bleus représentent des tenseurs en raccourcissement alors que les points rouges représentent des tenseurs en extension.

Marrett et Allmendinger (1990) ont proposé une technique d'analyse graphique nommée analyse cinématique pour effectuer l'analyse des failles fragiles. Cette technique ne vise pas à déterminer l'orientation des contraintes qui se rattachent à un système de failles, mais plutôt à caractériser le mouvement général résultant du déplacement de plusieurs failles dans une région donnée (Rowland et al., 2007). L'analyse cinématique caractérise le mouvement général en déterminant l'orientation des axes de raccourcissement et d'extension, représentés respectivement en points bleus et rouges sur la figure 4.2D. Ces axes diffèrent des contraintes principales puisqu'ils se situent à 45° de part et d'autre du pôle du plan de faille dans le plan dont le pôle est σ_2, mais ils permettent néanmoins de caractériser le mouvement général des compartiments séparés par des failles. Effectivement, sur la figure 4.2D, il est possible de voir que le mouvement général est : (1) normal lorsque les axes de raccourcissement tendent vers la verticale; (2) décrochant lorsque les deux types d'axes sont horizontaux; et (3) inverse lorsque les axes d'extension tendent vers la verticale.

La première étape de ce travail a été d'émettre des hypothèses sur la localisation des failles cassantes en utilisant des cartes de levé magnétique. En effet, à l'aide d'un levé de magnétométrie-GPS au sol et héliporté, effectué par Géosig Inc. en 2012 et sur lequel un filtre de dérivée verticale d'ordre 1 a été appliqué par cette même compagnie, une étude de linéaments géophysiques soulignant des discontinuités nettes dans les anomalies magnétiques positives a été effectuée. Lors des campagnes de terrains 2014 et 2015 (voir plus bas), ces discontinuités ont été investiguées afin de confirmer ou d'infirmer si elles sont dues à des failles.

En deuxième lieu, selon Conliffe (2013), le passage de fluides hydrothermaux tardifs est connu pour augmenter la teneur en oxyde de manganèse (MnO) dans les gisements de la région et, comme les failles sont des structures qui favorisent la circulation de fluides, il serait possible d'avoir un

phénomène d'enrichissement en MnO le long des failles. À cet égard, les analyses géochimiques provenant de la base de données des campagnes de forages de la compagnie ont été utilisées afin d'identifier les zones d'enrichissement en MnO et ainsi faciliter la localisation des failles cassantes. Le seuil des anomalies a été fixé à 0,69% MnO en utilisant la formule traditionnelle de la moyenne plus deux écarts-types décrite par Caranza (2009). L'utilisation de ce seuil a cependant permis d'identifier une seule faille dans le secteur de Mont-Survie (Fig. 4.6A et B).

En troisième lieu, les linéaments géophysiques et les anomalies géochimiques ont été juxtaposés à la carte géologique de Gross (1968) afin de vérifier s'il existe des corrélations avec les nombreuses failles tracées par cet auteur. Les corrélations entre ces linéaments suggèrent fortement la présence de failles et une attention particulière à ces endroits a été portée lors des investigations de terrain.

Finalement, les mesures nécessaires à la réalisation de ce travail ont été recueillies lors de deux campagnes de cartographie durant les étés 2014 et 2015. À chaque faille rencontrée, l'attitude du plan de faille (direction et pendage) et des stries (azimut et plongée ou l'angle de chute sur le plan de faille) ont été collectés. Le rejet net des failles a été calculé seulement lorsqu'il était possible d'observer le décalage d'un horizon repère directement sur le terrain ou sur les cartes géophysiques. Enfin, les données recueillies sur le terrain ont été utilisées pour des analyses cinématiques dans chaque secteur et, ainsi, déterminer le mouvement global des compartiments structuraux à l'intérieur de la mine.

4.2 Secteur des trois fosses

Dans le secteur des trois fosses (Fig. 4.1), plus précisément dans la fosse Hesse, une zone de faille d'environ huit mètres de large a été observée (Fig. 4.4A et B). Cette zone de faille est caractérisée par une brèche rougeâtre constituée majoritairement de clastes anguleux de quartzites de 4 cm à 25 cm de diamètre baignant dans une matrice de quartz à grains fins, semi-consolidée par un ciment d'oxyde de fer. L'attitude du plan de faille est de N032/72° et les stries de faille ont un angle de chute de 35° SO. Plus au sud, dans le secteur Webb, il est possible d'observer un décalage apparent dextre de la formation de fer d'environ 156 m sur la carte d'anomalie magnétique (Fig. 4.4D). Sur le compartiment ouest de la faille (dans le mur), l'attitude du plan de litage (S_0) de la formation de fer est N270/56°. À l'aide de ces informations et de la formule des sinus ($\frac{BC}{\sin\alpha} = \frac{AC}{\sin\beta} = \frac{AB}{\sin\gamma}$), il

est possible d'affirmer que le mouvement de cette faille est dextre normal et que le rejet net est d'environ 115 m; la figure 4.3 représente schématiquement les données qui ont permis de calculer ce rejet.

La figure 4.2D illustre que les failles peuvent se former en paire (failles conjuguées), on peut donc supposer l'orientation d'une faille conjuguée à la faille dextre normale précédente. Cette faille serait d'attitude N262/71° avec des stries à angle de chute de 35° SO et aurait un mouvement senestre normal (Fig. 4.4C). À l'ouest de la carte géophysique du secteur des trois fosses (Fig. 4.4D), certaines anomalies magnétiques semblent être recoupées par une structure qui aurait une orientation concordante à celle de la faille conjuguée présumée ci-dessus. Lors des investigations de terrains, cette faille n'a pas pu être observée, cependant, cette dernière semble être en adéquation avec les observations de Gross (1968). De ce fait, cette faille est fort probablement réelle et, si son rejet est suffisamment significatif, elle devrait être intégrée à la carte géologique et au modèle 3D du gisement.

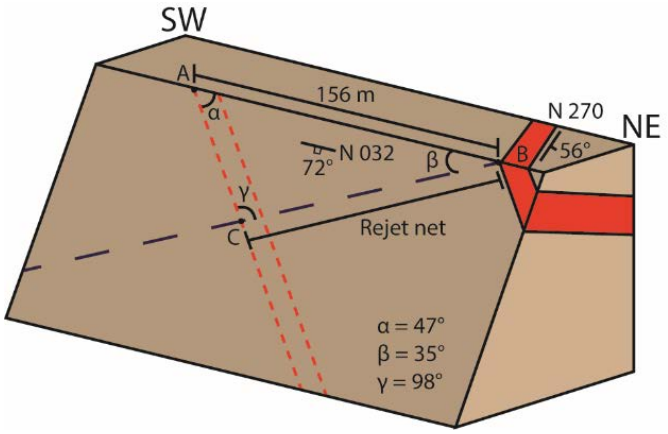


Figure 4.3 : Bloc-diagramme représentant schématiquement les données qui ont permis de calculer le rejet net de la faille de la fosse Hesse; la bande rouge représente l'horizon de formation de fer dans le mur; les tirets rouges représentent la trace de la formation de fer sur le toit de la faille; les tirets noirs représentent les stries de faille; les angles α, β et γ représentent respectivement l'angle de chute de la trace de la formation de fer sur toit de la faille, l'angle de chute des stries de faille et l'angle entre les stries de faille et la trace de la formation de fer la trace de la formation de fer sur le toit de la faille.

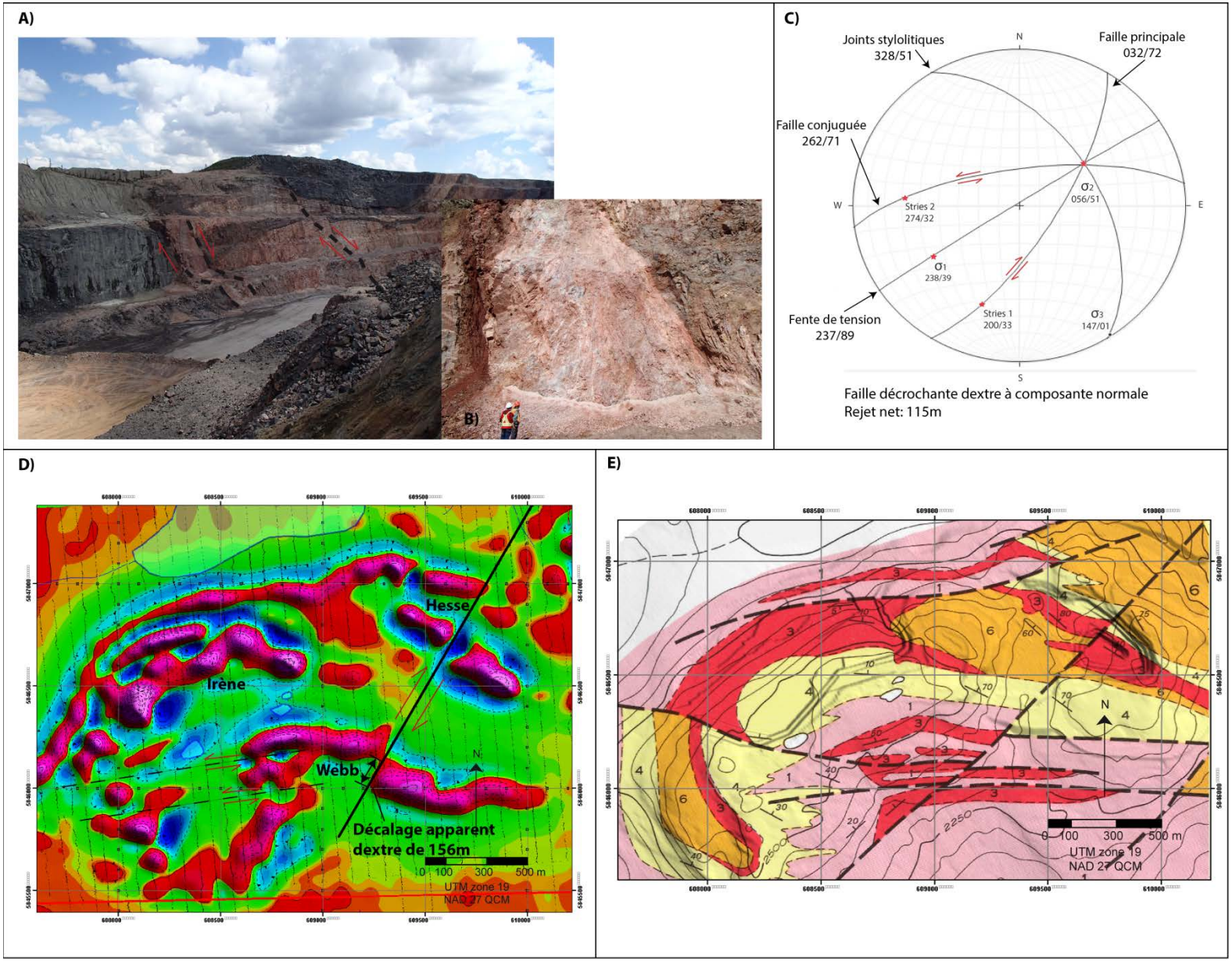

A)
B)
C)
Joints stylolitiques
328/51
Faille principale
032/72
Faille conjuguée
262/71
Stries 2
274/32
σ2
056/51
σ1
238/39
Stries 1
200/33
σ3
147/01
Fente de tension
237/89
N
S
W
E
Faille décrochante dextre à composante normale
Rejet net: 115m
D)
Hesse
Irène
Webb
Décalage apparent
dextre de 156m
0 100 300 500 m
UTM zone 19
NAD 27 QCM
E)
N
0 100 300 500 m
UTM zone 19
NAD 27 QCM

Figure 4.4 : Faille(s) du secteur des trois fosses; A) Photo de la zone de faille dans la fosse Hesse; B) Photo rapprochée de cette faille; C) Projection stéréographique de la faille observée dans la fosse Hesse; D) Carte d'anomalies magnétiques sur laquelle un filtre de dérivé vertical d'ordre 1 a été appliqué; E) Carte géologique de Gross (1968).

4.3 Secteur Paul' s Peak

Dans le secteur Paul' s Peak (Fig. 4.1), une dizaine de failles ont pu être observées (Fig. 4.5A). Malgré ce nombre, seulement quelques rejets nets de failles ont pu être calculés. À l'est de la fosse P5 (Fig. 4.5A), une faille normale d'attitude N202/57° a été observée. Cette faille est marquée par la présence d'une brèche d'environ sept mètres d'épaisseur, de couleur grisâtre, riche en clastes anguleux de quartzites de 4 cm à 25 cm de diamètre avec quelques clastes d'amphibolite de même dimension baignant dans une matrice à quartz-muscovite à grains fins. Aux bordures de cette brèche (Fig. 4.5B), un schiste à muscovite, d'environ 75 cm d'épaisseur, présente des structures d'entrainement (*drag*) qui témoignent d'une contrainte principale (σ_1) subverticale, donc d'un mouvement normal (Fig. 4.5B). Enfin, il est difficile de trouver un horizon repère dans cette unité et d'y déterminer un décalage.

Dans la fosse Versant sud (Fig. 4.5A et C), une faille, marquée par un miroir de faille à surface courbe d'attitude moyenne N058/84° avec des stries à angle de chute d'environ 90°, a été observée (Fig. 4.5C). Les stries suggèrent un mouvement du compartiment SE vers le bas, donc un mouvement normal. Cette faille semble mineure puisqu'aucun décalage d'unités n'est observable sur la carte géophysique (Fig. 4.5A).

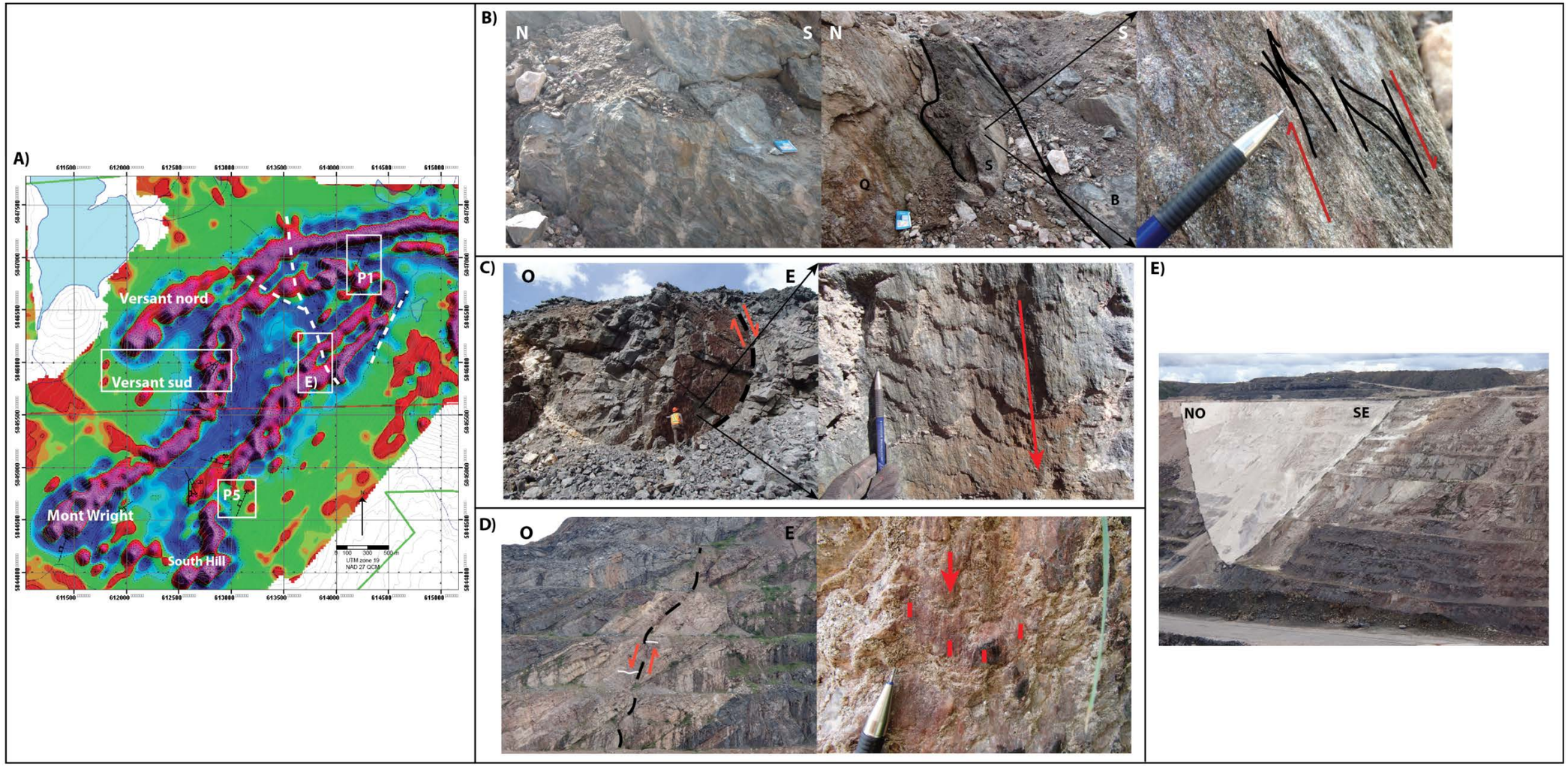

A)
Versant nord
Versant sud
Mont Wright
South Hill
P1
P5
E)
B)
N
S
Q
S
B
C)
O
E
D)
O
E
E)
NO
SE

Figure 4.5 : Failles dans le secteur Paul's Peak; A) Carte d'anomalies magnétiques sur laquelle un filtre de dérivé vertical d'ordre 1 a été appliqué; B) Photo de la zone de faille dans la fosse P5; Les lettres Q, S et B sur la deuxième photo signifient respectivement quartzite, schiste à muscovite et brèche de faille; C) Photo d'une des failles de la fosse Versant sud; La flèche rouge sur la deuxième photo indique les stries et le sens du mouvement; D) Photo d'une faille de la fosse P1; La flèche rouge et les lignes rouges sur la deuxième photo indiquent les stries et le sens du mouvement; et E) Photo de la faille représentée en ligne tiretée blanche sur la carte d'anomalies magnétiques; la localisation de cette photo est indiquée sur la carte géophysique.

Dans la fosse P1, une faille, marquée par une veine de quartz subhorizontale décalée en un mouvement apparent normal d'environ sept mètres, a pu être observée (Fig. 4.5A et D). Cette faille est d'attitude N200/68° avec des stries à angle de chute de 90°. Comme la paroi de la fosse est subverticale, que la veine de quartz est subhorizontale et que la plongée des stries est égale au pendage, le rejet net de cette faille est égal au mouvement apparent de sept mètres. Sur la partie supérieure de la figure 4.5D, la faille ne semble pas décaler le contact entre l'amphibolite et le quartzite. Ceci pourrait être expliqué par une déviation du mouvement à l'interface amphibolite-quartzite.

Enfin, une des failles, marquées par les lignes tiretées de la figure 4.5A et préalablement notées par Gross (1968) (Fig. 2.4), a été observée dans le cœur des fosses du secteur Paul's Peak (Fig. 4.5E). Cette faille, dont l'attitude n'a pu être recueillie par mesure de sécurité, car elle est située dans une zone où les murs de fosse sont instables, est subverticale et d'orientation NO-SE. La carte géophysique nous indique que son décalage est moins significatif que ce que suppose Gross (1968), mais elle est néanmoins importante pour la géotechnique puisqu'elle traverse une fosse majeure du gisement.

4.4 Secteur Mont-Survie

Certaines failles observées semblent faire partie d'un réseau de failles conjuguées régional. À l'est de la fosse B (Faille MS-1; Fig. 4.6), une faille d'attitude N258/60°, dont les stries à angle de chute de 60° O semblent indiquer un mouvement normal-senestre (Fig. 4.7A),

suit le contact entre la formation de fer et l'amphibolite. L'extension de cette faille au sud-est coïncide avec une zone d'anomalie en MnO (Fig. 4.6A et B) et avec la jonction de deux linéaments géophysiques sécants (Fig. 4.6A). Dans la partie au nord de Mont-Survie (Faille MS-2; Fig. 4.7B), une faille d'attitude N069/68°, avec des stries à angle de chute de 63° W suggérant un mouvement normal senestre, pourrait être la faille conjuguée de la faille MS-1. Ainsi, l'agencement de ces failles témoignerait d'un système de failles normales semblable à ce qui est présenté sur la figure 4.2D. L'absence de décalage d'horizons repères près de ces deux failles rend le calcul des rejets impossible. Nous réinterprétons légèrement la carte structurale de Gross (1968) en déplaçant vers le nord la faille correspondant à la faille MS-2 sur la carte de Gross (1968) (Fig. 6A et 6B).

Dans la fosse C'(fig. 4.6B), une zone de faille a pu être observée. La figure 4.7C présente un dyke de syénite décalé en un mouvement apparent normal par une faille d'attitude N020/80° ayant des stries à angle de chute de 20° S. Aucun rejet n'a pu être calculé car il a été impossible de mesurer directement l'attitude du dyke de syénite. Cependant, des stries de faille à faible pendage vers le sud combinées à un décalage apparent normal suggèrent un mouvement normal dextre. Gross (1968) avait cartographié une faille de direction NO-SE dans le même secteur (Fig. 4.6B), nous réinterprétons la carte de cet auteur en insérant une faille sinueuse de direction NNO-NNE longeant la vallée de même orientation (Fig. 4.6A).

Enfin, la faille de direction NO notée par Gross (1968) pourrait bien coïncider avec la zone de schiste mylonitique de la figure 4.7D. Cette zone, possiblement inverse et basculée puisqu'elle juxtapose le paragneiss de la Formation d'Attikamagen avec le quartzite de la Formnation de Wishart, est parallèle à la schistosité principale et est recoupée par la faille MS-3. Ainsi, cette faille se rapprocherait du premier ensemble de faille reporté par Gross (1968), c'est-à-dire des failles inverses subparallèles au litage (S0), initialement de direction NE, mais basculées par un plissement ultérieur résultant d'une zone de cisaillement de direction NO.

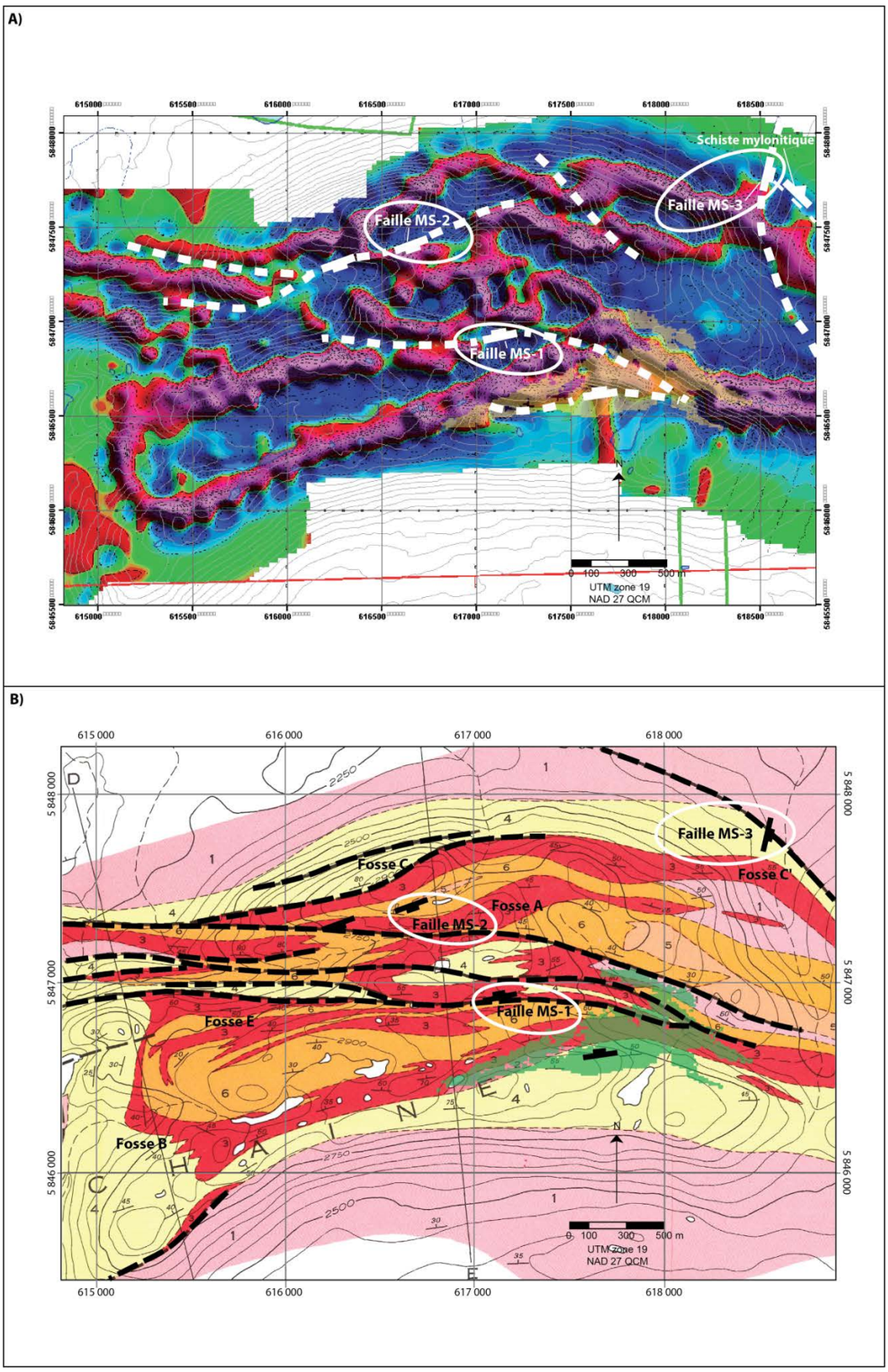


Figure 4.6 : Failles du secteur Mont-Survie; A) Carte d'anomalies magnétiques sur laquelle un filtre de dérivé vertical d'ordre 1 a été appliqué avec, en jaune au sud-est de la carte, les valeurs de plus de 0.69% MnO du modèle de blocs de la compagnie; B) Carte géologique de Gross (1968) avec, en vert au sud-est de la carte, les valeurs de plus de 0.69% MnO du modèle de blocs de la compagnie.

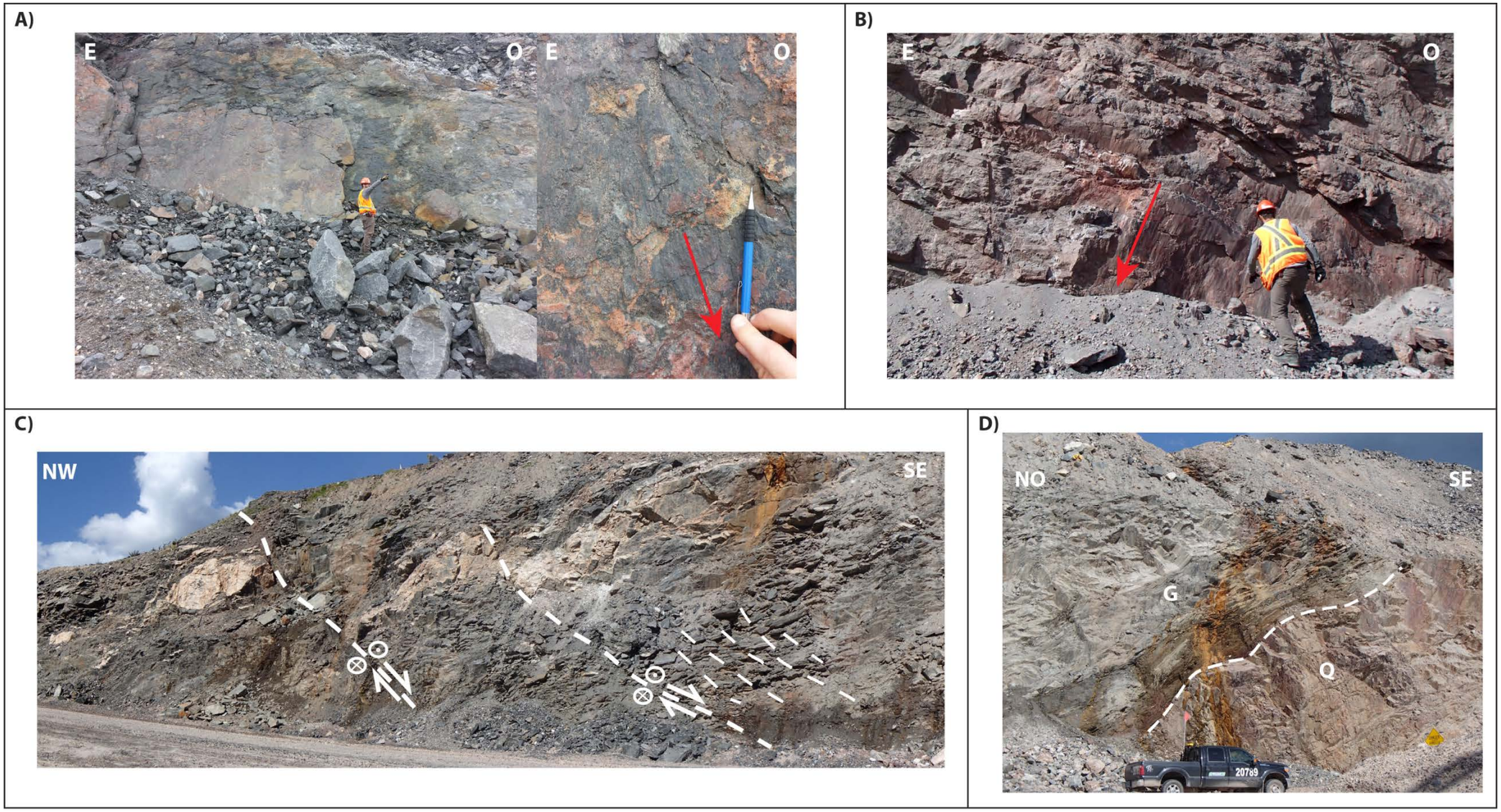

A)
E
O
E
O
B)
E
O
C)
NW
SE
D)
NO
SE
G
Q

Figure 4.7 : Exemple de failles du secteur Mont-Survie; A) Faille MS-1 avec les stries marquées par la flèche rouge; B) Faille MS-2 avec les stries marquées par la flèche rouge; C) Zone de failles MS-3 avec, en rouge, les flèches indiquant le sens du mouvement; et D) Schiste mylonitique (?) longeant le contact entre le quartzite (Q) de la Formation de Wishart et le paragneiss (G) de la Formation d'Attikagamen à proximité de la faille MS-3.

4.5 Discussion

Les figures 4.8A et C présentent les failles retenues dans ce travail. Dans le secteur des trois fosses, on note deux failles, de directions OSO et NE, à pendage fort et à mouvement principalement en décrochement senestre et dextre, respectivement (Fig. 4.4C). Dans le secteur Paul's Peak, malgré l'observation d'une dizaine de failles mineures normales, seule la faille subverticale traversant la fosse de Paul's Peak a été retenue car elle pourrait être l'objet d'une étude géotechnique ultérieure. Dans le secteur Mont-Survie, les failles, de directions ENE et OSO, à pendages modérés à forts et à mouvement majoritairement normal, semblent indiquer un réseau régional de failles normales conjuguées. Si Gross (1968) avait majoritairement observé des failles inverses dans un système compressif, la présente étude semble être plutôt être en faveur d'un système extensif justifié par la présence de failles normales.

Des analyses cinématiques des failles observées ont été effectuées afin de supporter l'hypothèse d'un système en extension. Avec des axes de raccourcissement et d'extension tendant respectivement à la verticale et à l'horizontale, les analyses cinématiques démontrent que les failles des secteurs Paul's Peak, Mont-Survie et de la mine (Fig. 4.9A, B et C), font parties d'un système en extension NO-SE.

Un parallèle pourrait être établi entre l'orientation des failles de la mine et un système en transtension senestre (Fig. 4.9D et E). Dans le secteur des trois fosses, la présence d'une faille dextre-normale de direction NE combinée d'une faille senestre-normale de direction OSO pourrait être comparée à des fractures de Riedel dans un tel système (Fig. 4.9E). Dans les secteurs Mont-Survie et Paul's Peak, la présence de failles majoritairement normales et de directions NE et SO semble aussi être en adéquation avec un système en transtension

senestre (Fig. 4.9E). En outre, la flexure régionale d'orientation NO-SE, donnant les plis P3 mentionnés dans le chapitre précédent, à plans axiaux sub-verticaux, de direction NO et perpendiculaire aux fabriques typiques de chevauchement vers le NO de la province de Grenville, serait aussi compatible avec un régime tectonique en transtension senestre (Fig. 4.9E).

Un système régional de plis interprété comme étant d'origine transtentionnelle ayant les mêmes orientations que les plis mentionnés précédemment, mais dans un niveau crustal plus profond et accompagné de fusion partielle, a été décrit par Schwerdtner et al. (2014) et Rivers et Schwerdtner (2015) dans la ceinture allochtone à l'est de l'Ontario. Ces auteurs associeraient ces structures à l'effondrement de l'orogène grenvillienne au cours de la période Ottawan précoce (1090-1050 Ma). Les structures observées dans la présente étude, corrélables avec un système en transtension senestre, sont probablement d'âge Rigolet (1000-980 Ma) puisqu'elles affectent les roches de la ceinture parautochtone. Cependant, serait-il possible que les P3 et les failles cassantes puissent s'être formés dans un continuum transtensif ductile à cassant et qu'elles puissent être liées à un mécanisme semblable à celui proposé par Schwerdtner et al. (2014) et Rivers et Schwerdtner (2015), mais au cours de la phase Rigolet (1000-980 Ma)?

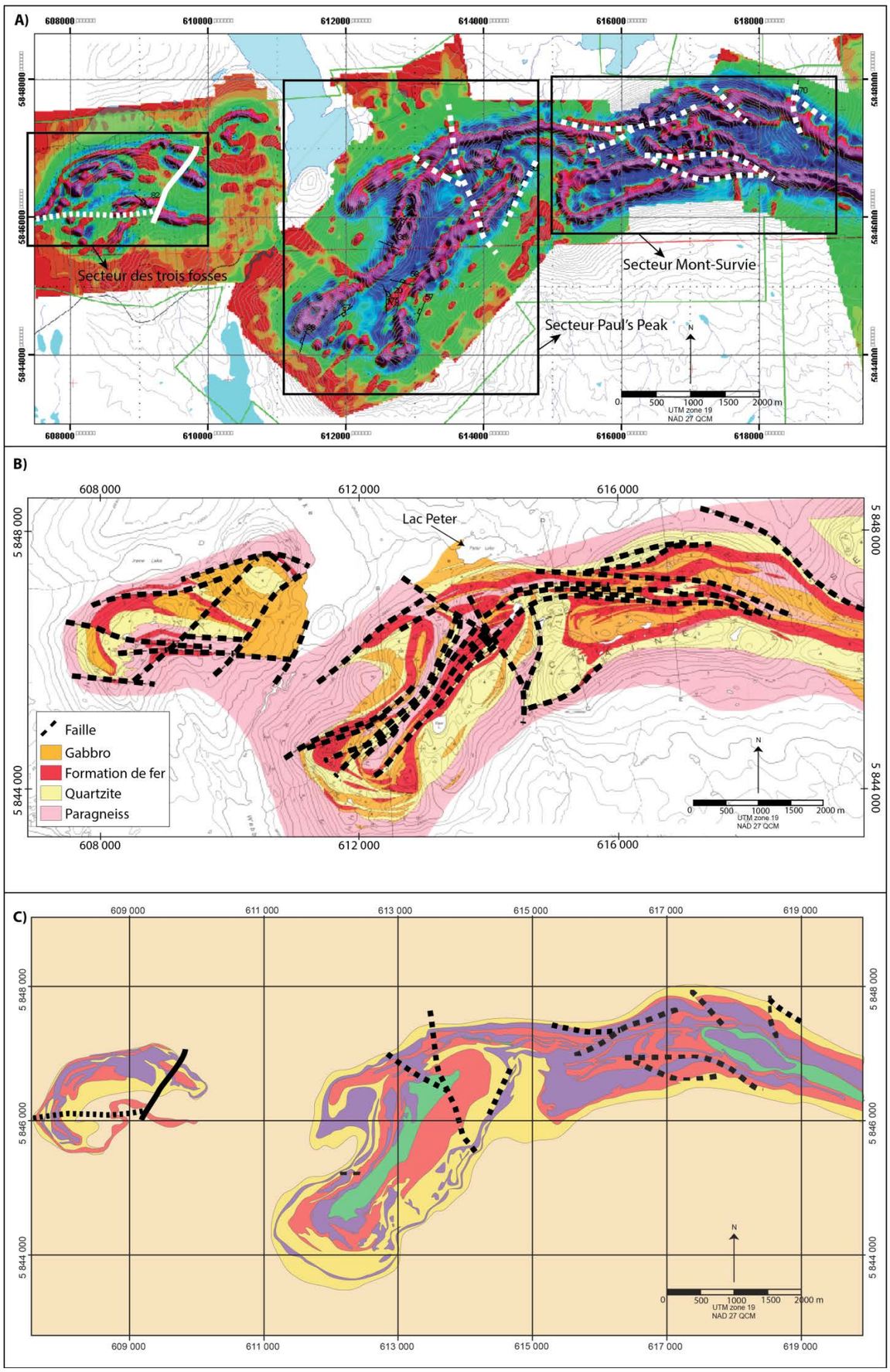


Figure 4.8 : Cartes synthèses des failles de la mine de Mont-Wright; A) Carte d'anomalies magnétiques illustrant, en blanc, les principales failles retenues dans ce travail; B) Carte géologique de Gross (1968); et C) Carte géologique simplifiée de la mine de Mont-Wright construite à partir des observations de terrain et du bloc modèle du gisement recoupé par la topographie de 2015 illustrant les principales failles retenues dans ce travail.

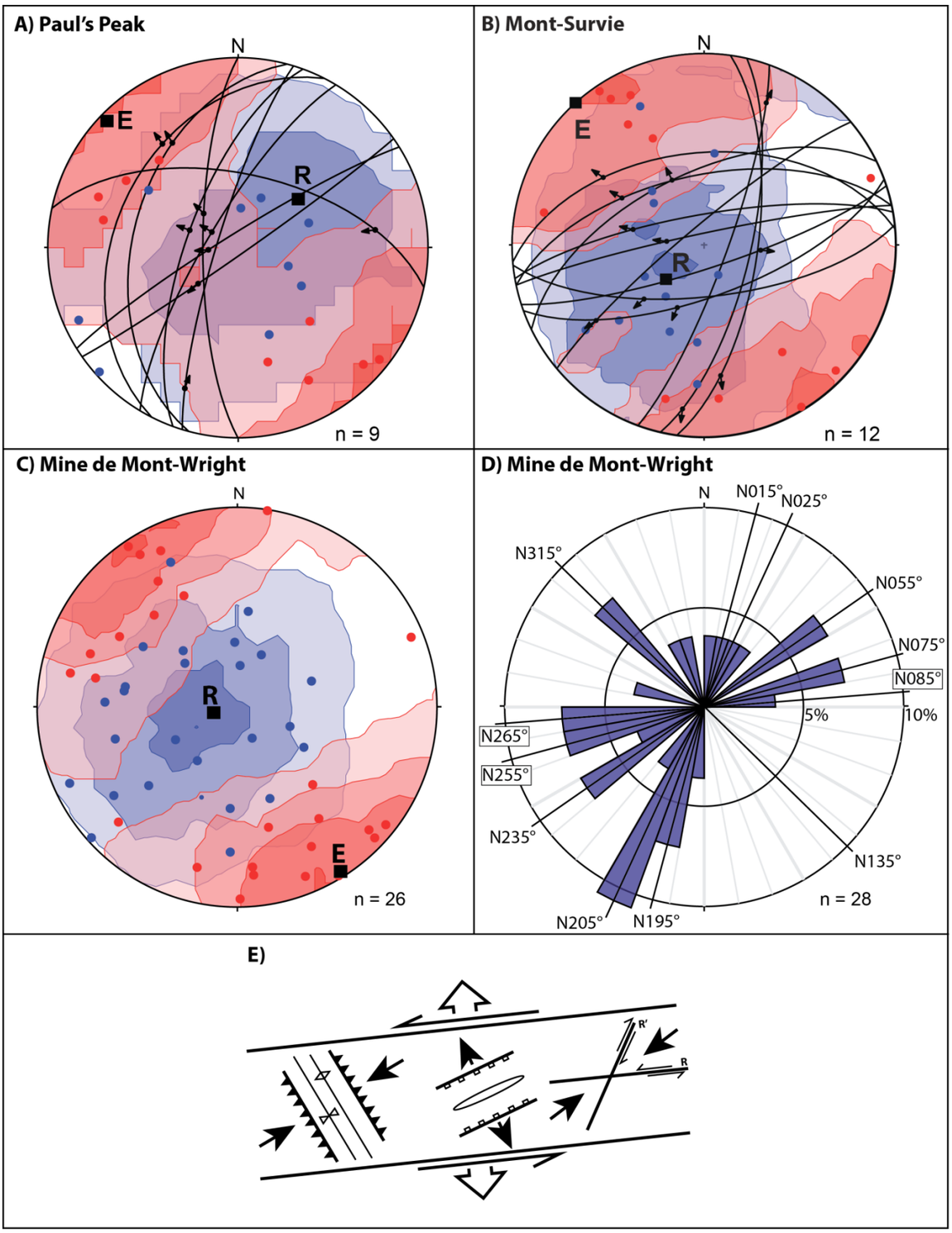


Figure 4.9 : Analyses cinématiques et interprétation (Marrett et Allmendinger, 1990); les points «R» et «E» représentent respectivement les axes cinématiques moyens de raccourcissement et d'extension; les points bleus et rouges représentent respectivement les axes de raccourcissement et d'extension pour chacune des failles; les contours, en bleu et en rouge englobant respectivement les axes de raccourcissement et d'extension, ont été réalisés par la méthode de Kamb (1959); les arcs de grand cercle en A) et en C) représentent les failles mesurées sur le terrain; et les points fléchés sur les arcs de grand cercle représentent les stries de faille; A) Projection stéréographique et résultat de l'analyse cinématique des failles observées dans le secteur Paul's Peak; B) Projection stéréographique et résultat de l'analyse cinématique des failles observées dans le secteur Mont-Survie; C) Projection stéréographique et résultat de l'analyse cinématique combinant les secteurs des trois fosses, Paul's Peak et Mont-Survie; D) Diagramme de direction illustrant la distributions

des orientations des failles de la mine; et E) Diagramme illustrant les relations géométriques dans un système en transtension (modifié de Daigneault, 1991).

4.6 Conclusion

Ce chapitre avait pour but de décrire la déformation cassante D4 présente à la mine de Mont-Wright en plus d'offrir à la société minière une meilleure compréhension de la géométrie des failles qui ont disséqué le gisement. Ainsi, l'analyse structurale de la déformation D4 a pu faire ressortir les éléments suivants :

- Le secteur des trois fosses est clairement affecté par une faille dextre-normale d'attitude N032/72° avec des stries à angle de chute de 35° SW (en convention anti horaire) et un rejet net d'environ 115 m. De plus, l'analyse des linéaments géophysiques combinés aux failles observées par Gross (1968) dans ce secteur suggèrent la présence d'une faille conjuguée à la précédente. Cette faille serait senestre-normale et d'attitude N262/71° avec des stries à angle de chute de 35° W (en convention horaire). Ces deux failles devraient être intégrées dans le modèle géologique en trois dimensions du gisement afin d'améliorer la justesse du modèle à cet endroit
- Les secteurs Paul's Peak et Mont-Survie sont tous les deux affectés par une dizaine de failles chacun. Ces failles majoritairement à composante normale dont les rejets nets semblent être de l'ordre de quelques mètres. De plus, ces failles sont toutes compatibles avec un régime en extension d'orientation NW-SE.
- Plusieurs failles observées dans ce travail semblent coïncider avec les failles notées par Gross (1968) (Fig. 4.8A, B et C). Ainsi, une attention particulière devrait être portée sur les failles de cet auteur qui n'ont pas été répertoriée dans ce travail, car elles devraient être sujettes à de futures investigations.
- Enfin, les failles de ces secteurs combinées à la flexure tardive du gisement pourraient bien faire partie d'un système transtensif senestre.

CHAPITRE 5 DISCUSSION

5.1 Évolution tectonique et synthèse des observations

Le contexte géologique, une analyse de la déformation ductile et une analyse de la déformation cassante de la mine de Mont-Wright de la Province de Grenville orientale, Fermont, Québec, ont respectivement été exposés dans les chapitres 2, 3 et 4. Étant majoritairement constitué de roches méta-sédimentaires d'âge Paléoprotérozoïque et reposant en discordance sur le socle archéen, le secteur de la mine de Mont-Wright est affecté par trois phases de déformation ductile (D1, D2 et D3) et une phase de déformation cassante (D4). La phase D1 est caractérisée par des plis P1 isoclinaux à serrés, à plans axiaux et à axes de plis à orientations variables dues aux phases de plissement ultérieures, et à la possibilité que la forte intensité de déformation en D1 ait pu initier une rotation des axes de plis vers la linéation minérale. La phase D2 est caractérisée par des plis P2 isoclinaux à serrés, de directions O à S, à pendages modérés à forts vers le NO et dont les axes sont aussi variables dus à la phase de plissement P3. La phase D3 est caractérisée par des plis P3 droits, serrés à ouverts, de direction NO-SE et dont les axes plongent, de façon générale, modérément vers le NO. Enfin, la phase D4 se caractérise par des failles d'orientation NE-SO à composante majoritairement normale. En combinant le contexte géologique régional du chapitre 2 aux résultats obtenus dans les chapitres 3 et 4 de ce travail, il est possible de proposer un modèle tectonique complet du secteur de la mine de Mont-Wright.

5.1.1 Événements pré-grenvilliens

Le premier événement à se produire fut la mise en place des roches du Groupe du Lac Knob en bordure de la Province du Supérieur en deux cycles de déposition entre 2.2 et 1.8 Ga (Wardle et Bailey, 1981).

Associées au premier cycle de déposition dans le Terrane de Gagnon, les formations d'Attikamagen et de Denault se sont déposées vers 2.2 Ga (Hoffman, 1988; Wardle et al., 2002). À Mont-Wright, la Formation d'Attikamagen, dont l'environnement de déposition est interprété comme une plateforme continentale peu profonde, consiste en des gneiss quartzofelspatiques et des schistes métapelitiques avec des assemblages minéralogiques à Qtz – Pl – Bt $\pm$ Kfs $\pm$ Grt incluant des bandes plus alumineuses à Qtz – Pl – Ms $\pm$ St $\pm$ Ky (van Gool et al., 2008). Étant interprétée

comme un ancien récif stromatolitique, la Formation de Denault se présente régionalement sous forme de marbres dolomitiques grossièrement recristallisés à Cal – Dol ± Qtz avec traces de Tr, Di et Tlc (van Gool et al., 2008). Cette formation n'a cependant pas été observée à Mont-Wright, mais elle est présente plus à l'est à proximité de la ville de Fermont (Fig 5.1A et B). À 25 km au NE du Mont-Wright, van Gool et al. (2008) ont aussi noté l'absence de cette unité à l'ouest et son occurrence plus à l'est. Ces auteurs ont attribué ce changement à une variation de la topographie du socle. Ainsi, la présence d'un horst dans les roches du socle aurait constitué un haut-fond qui aurait permis la formation de calcaire (Fig. 5.1B). Une seconde hypothèse pouvant expliquer la présence ou l'absence de cette unité est l'érosion. Il existe un hiatus d'environ 320-330 Ma entre la déposition des roches du cycle 1 et celle du cycle 2 (Wardle et Bailey, 1981; Clark et Wares, 2006). Ce hiatus pourrait correspondre à une période de régression marine qui aurait en partie exposé les roches du cycle 1 à l'érosion. Ainsi, le secteur représenté par l'absence de la Formation de Denault sur la Figure 5.1B serait un secteur qui aurait été soumis à de l'érosion entre 2.2 Ga et 1.88 Ga. Bien que ces deux hypothèses puissent être valables, les travaux de ce mémoire n'ont pas permis de les vérifier.

Associées au deuxième cycle de déposition dans le Terrane de Gagnon, les formations de Wishart, de Sokoman et de Menihek se sont déposées entre 1.88 et 1.87 Ga (Clark et Wares, 2006). Interprété comme étant des sédiments littoraux, la Formation de Wishart consiste en un quartzite à grains grossiers avec de petits horizons pélitiques à la base et des horizons conglomératiques au sommet (van Gool et al., 2008). La Formation de Sokoman consiste en une formation de fer de type Lac Supérieur, passant progressivement, d'ouest en est, de faciès riches en hématite à des faciès riches en magnétite et en silicates et carbonates de fer. La coupe schématique de la Figure 5.1B témoigne d'une discordance entre la Formation de Sokoman et la Formation de Wishart puisque la Formation de Sokoman repose directement sur les roches du cycle 1. Cette discordance a été observée à 25 km au NE du Mont-Wright par van Gool et al. (2008) et à 200 km au nord, dans la région de Schefferville, par Pufahl et al. (2014). Tel que mentionné dans le chapitre 2, la déposition des roches du cycle 2 témoigne d'une période de subsidence et de transgression marine se terminant par la déposition de roches pélitiques telles que celles de la Formation de Menihek, qui constituent le sommet stratigraphique du Groupe du Lac Knob. La Formation de Menihek, originellement constituée de shales et de turbidites, consiste en un schiste pélitique souvent riche en graphite,

localement migmatisé et dont l'assemblage minéralogique est Qtz – Pl – Bio – Ms – Kfs – Grt – Ky – L (van Gool et al., 2008).

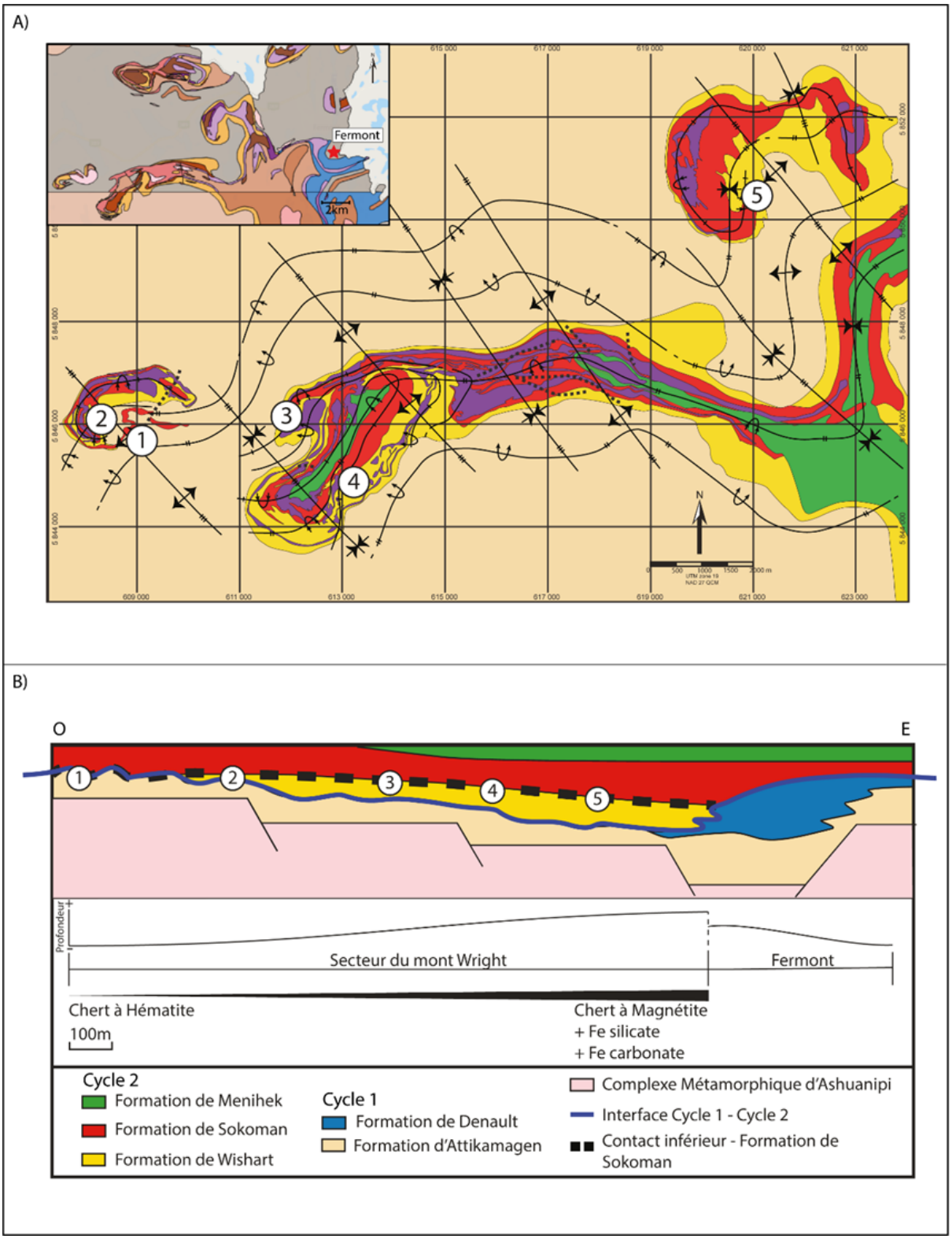


Figure 5.1 : Contexte géologique de la mine de Mont-Wright; A) Carte géologique du Mont-Wright sur laquelle les charnières des synclinaux P1 interprétées dans ce travail sont étiquetées de 1 à 5. La carte, dans le coin supérieur gauche, montre que la Formation de Denault (en bleu) affleure au sud de la ville de Fermont (tirée de Perreault, 1994); B) Reconstitution schématique de la plate-forme continentale avant les déformations grenvilliennes selon van Gool et al. (2008). La position initiale des charnières P1 est représentée par des chiffres de 1 à 5. La discordance entre les roches du cycle 1 et celle du cycle 2 est représentée par une ligne bleue.

Dans la Fosse du Labrador, les roches du Groupe du La Knob ont été déformées et métamorphisées lors de l'Orogénie du Nouveau-Québec (ONQ) entre 1.82 Ga et 1.77 Ga (James et Dunning, 2000). Cet orogenèse fut responsable de la formation d'une ceinture de plis – chevauchement à vergence OSO dans les roches du Groupe du Lac Knob en plus d'avoir généré un métamorphisme augmentant d'est en ouest, passant d'un faciès prehnite-pumpellyite au faciès schiste vert (Clark et Wares, 2006; Dimroth et Dressler, 1978; Perreault et Hynes, 1990). Bien que je n'aie pas effectué de datation de phase de plissement je n'ai observé aucune structure précoce d'orientation NNO-SSE qui aurait pu être liée à une tranpression dextre à vergence OSO typique de l'ONQ. Les seules structures observées pouvant avoir des orientations similaires sont des structures tardives qui recoupent des déformations interprétées comme étant d'âge grenvillienne (voir D3 dans ce présent chapitre). Le seul événement anté-grenvillien observé à Mont-Wright est l'injection de ce qui est interprété par Rivers et al. (1983a) comme étant des gabbros de la Suite Intrusive de Shabogamo datés à 1459 +23/-22 Ma dans le Terrane du Lac Molson au SE du Mont-Wright (Connelly et Heaman, 1993). Malgré l'interprétation de Rivers et al. (1983a), aucune étude spécifique portant sur ces gabbros dans le secteur du Mont-Wright ne permet de confirmer qu'ils font partie de la Suite Intrusive de Shabogamo. Cependant, comme ces derniers ont enregistré la phase de déformation D1 présente à Mont-Wright, il est possible d'affirmer que ces gabbros se sont mis en place avant les événements grenvilliens dans ce secteur. Par ailleurs, s'ils faisaient bien partie de cette suite, cela prouverait l'absence de déformation liée à l'ONQ.

5.1.2 Événements grenvilliens

Quelques études indiquent que le métamorphisme et la déformation dans le Terrane de Gagnon et le Terrane du Lac Molson se sont produits entre 1005 Ma et 980 Ma (Schwarz, 1998; Rivers et al. 2002; Jordan et al., 2006; Jannin, 2017). À Mont-Wright, l'analyse domaniale des phases de plissement superposées (chapitre 3) a permis de reconnaître que la région a été affectée par trois phases de plissement (P1, P2 et P3) au cours de cette période.

La Figure 5.3 (A, B et C) montre une interprétation schématique du plissement lors de la phase de déformation D1. Interprétés comme étant d'âge grenvillien puisqu'ils affectent les roches mafiques de la Suite Intrusive de Shabogamo, datées à 1459 +23/-22 Ma par Connelly et Heaman (1993), les plis P1 à Mont-Wright sont isoclinaux à serrés et à axes de plis d'orientations variables dues aux phases de plissement ultérieures et à l'initiation d'une rotation des axes de plis vers la linéation minérale. Tel que mentionné dans le chapitre 3, la déformation D1 à Mont-Wright aurait été causée par la mise en place du Terrane du Lac Molson sur le Terrane de Gagnon qui aurait engendré un mouvement inverse du toit dirigé vers l'ONO (Fig 5.3 B). L'orientation de la zone de cisaillement séparant le Terrane du Lac Molson et le Terrane de Gagnon suggère que la phase D1 aurait générer des plis P1 déversés vers le NO, à plans axiaux d'orientation NNE-SSO (Fig. 5.3 A, B et C). Ainsi, les charnières de synclinaux P1, étiquetées de 1 à 4 (Fig. 5.1 A et Fig. 5.3 A et C), représenteraient les quatre structures principales qui sont présentement exploitées par AMEM à Mont-Wright alors que la charnière 5 représenterait le secteur des monts Severson (Fig. 5.1 A et Fig. 5.3 A et C).

La Figure 5.3 (D, E et F) montre une interprétation schématique plissement lors de la phase D2, qui aurait été causée par un changement de direction de transport tectonique passant d'ONO en D1 à NO au cours de D2. Ce changement de direction est possiblement lié à la présence et à la réactivation en mouvement inverse d'une rampe de socle d'orientation SO-NE dans les roches du socle sous-jacent. En effet, l'amorce du chevauchement vers le NO dans les roches du socle aurait pu engendrer un rétrochevauchement et un plissement de retour vers le SE des roches du Groupe du Lac Knob dans la région du Mont-Wright (Fig 5.3 F). Un tel mécanisme expliquerait la présence de plis P2 à pendages modérés à forts vers le NO, isoclinaux à serrés, de directions O à S et dont les axes sont aussi variables car ils sont affectés par la troisième phase de plissement. Ces plis seraient responsables des motifs d'interférence P2/P1 en crochets observés à Mont-Wright (Fig.

5.3 D et F). Enfin, le parallélisme existant entre les structures générées au cours de D2 et le Front de Grenville suggère que cette structure aurait pu être active au cours de la phase D2 (Fig 5.3 E).

Des études de terrains et des modèles numériques de Fossen et al. (2013) ont mené à la reconnaissance de plis se formant par raccourcissement horizontal (bouclage) en régime de transtension. Les plans axiaux de ces plis sont généralement ouverts, droits et à fort angle avec les zones de cisaillement alors que les axes de plis sont à faible plongée parallèle à l'extension. La Figure 5.4A montre une interprétation schématique du plissement lors de la phase de déformation D3. L'orientation des plis P3, à plan axial subvertical à déjeté vers le SE et de direction quasi orthogonale au Front de Grenville et à la zone de cisaillement inverse juxtaposant le Terrane de Gagnon et le Terrane du Lac Molson (Fig. 5.4 B et C), suggère un axe de raccourcissement subhorizontal à faible angle par rapport à ces deux zones de cisaillement majeures. Or, un des éléments qui distingue une transpression d'une transtension est que, dans ce dernier régime, la direction du raccourcissement se situe à moins de 45° des failles de décrochement (Daigneault, 1991). Ainsi, le faible angle entre l'axe de raccourcissement responsable des plis P3 et les zones de cisaillement au N et au S du Terrane de Gagnon, soit le Front de Grenville et à la zone de cisaillement inverse juxtaposant le Terrane de Gagnon et le Terrane du Lac Molson, serait un premier argument permettant de mentionner que les plis P3 auraient pu être générée dans un régime en transtension senestre.

Une autre hypothèse pour la formation des plis orthogonaux au Front de Grenville a été émise par Jannin (2017) dans le secteur du réservoir Manicouagan au SO du Mont-Wright. Dans ce secteur, l'auteure associe ces plis à la première phase de déformation et leur orientation serait attribuable à la présence de rampes latérales orientées NO-SE dans le socle contraignant la mise en place de terranes à former de longues structures de même orientation. Cette hypothèse n'est toutefois pas valable pour expliquer les plis P3 du Mont-Wright, car dans ce secteur, les plis P3 sont clairement des structures tardives qui se superposent aux phases de plissement antérieures.

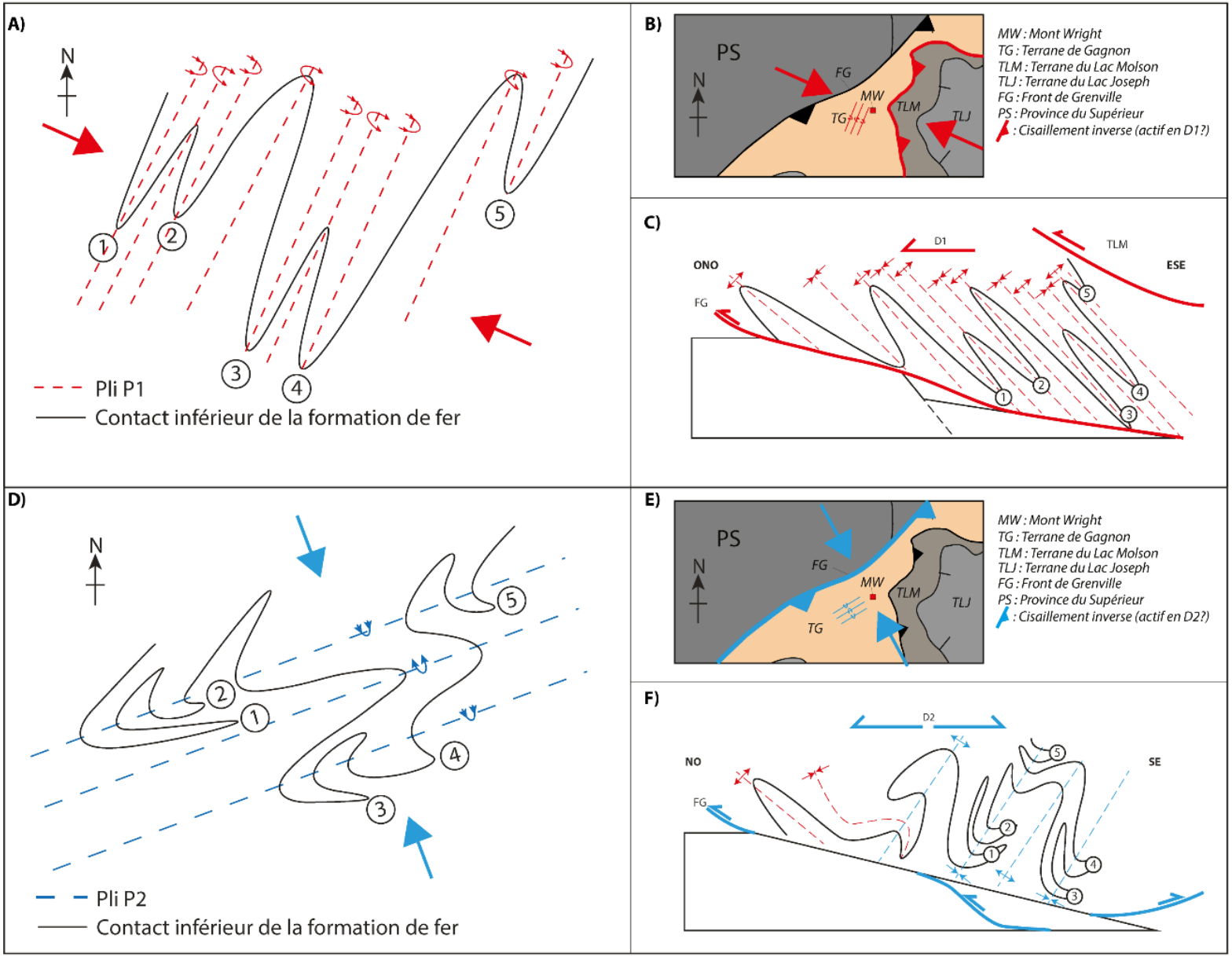

A)
N
1
2
3
4
5
Pli P1
Contact inférieur de la formation de fer
B)
PS
N
FG
MW
TG
TLM
TLJ
MW : Mont Wright
TG : Terrane de Gagnon
TLM : Terrane du Lac Molson
TLJ : Terrane du Lac Joseph
FG : Front de Grenville
PS : Province du Supérieur
: Cisaillement inverse (actif en D1?)
C)
D1
TLM
ONO
ESE
FG
D)
N
Pli P2
Contact inférieur de la formation de fer
E)
PS
N
FG
MW
TG
TLM
TLJ
MW : Mont Wright
TG : Terrane de Gagnon
TLM : Terrane du Lac Molson
TLJ : Terrane du Lac Joseph
FG : Front de Grenville
PS : Province du Supérieur
: Cisaillement inverse (actif en D2?)
F)
D2
NO
SE
FG

Figure 5.2 : Modèle tectonique (D1 et D2). Les charnières des synclinaux P1, étiquetées dans la figure 5.1, sont représentées par les numéros 1 à 5. A) Interprétation schématique, vue en plan, du parton de plissement à lors de la phase de déformation D1. Les flèches rouges représentent la composante horizontale de l'axe de raccourcissement principal lors de D1; B) Vue régionale, en plan, montrant : l'orientation de la zone de cisaillement juxtaposant le Terrane du Lac Molson et le Terrane de Gagnon, l'axe de raccourcissement principal lors de D1 et l'orientation initiale suggérée des plis P1; C) Interprétation schématique, vue en section, du parton de plissement à lors de la phase de déformation D1. D) Interprétation schématique, vue en plan, du parton de plissement à lors de la phase de déformation D2. Les flèches en bleu représentent la composante horizontale de l'axe de raccourcissement principal lors de D2; E) Vue régionale, en plan, montrant : l'orientation du Front de Grenville, l'axe de raccourcissement principal lors de D2 et l'orientation suggérée des plis P2 (avant D3); F) Interprétation schématique, vue en section, du parton de plissement à lors de la phase de déformation D2.

La Figure 5.4 (E et F) montre la géométrie des structures cassantes associées à la dernière phase de déformation D4 affectant le secteur de la mine de Mont-Wright. Les axes en extension sont subhorizontaux et orientés NO-SE supposant un régime en extension de même orientation (Fig. 5.4 E et F). D'autre part, la présence d'une faille dextre d'orientation NE-SO peut être corrélée à une faille R' d'un système de Riedel (Fig. 5.4 E et F). Enfin, certains linéaments, d'orientation NO-SE et ayant l'allure de structures compressives sur la carte d'anomalie magnétique (Fig. 5.4 E et F), pourraient être liés à un système de failles inverses généré par un axe de raccourcissement subparallèle à l'axe responsable de la formation des plis P3 évoqués précédemment. Ainsi, la géométrie des différents types de failles cassantes rencontrées à Mont-Wright pourrait, comme c'est le cas pour la géométrie des plis P3, témoigner d'un régime tectonique tardif en transtension.

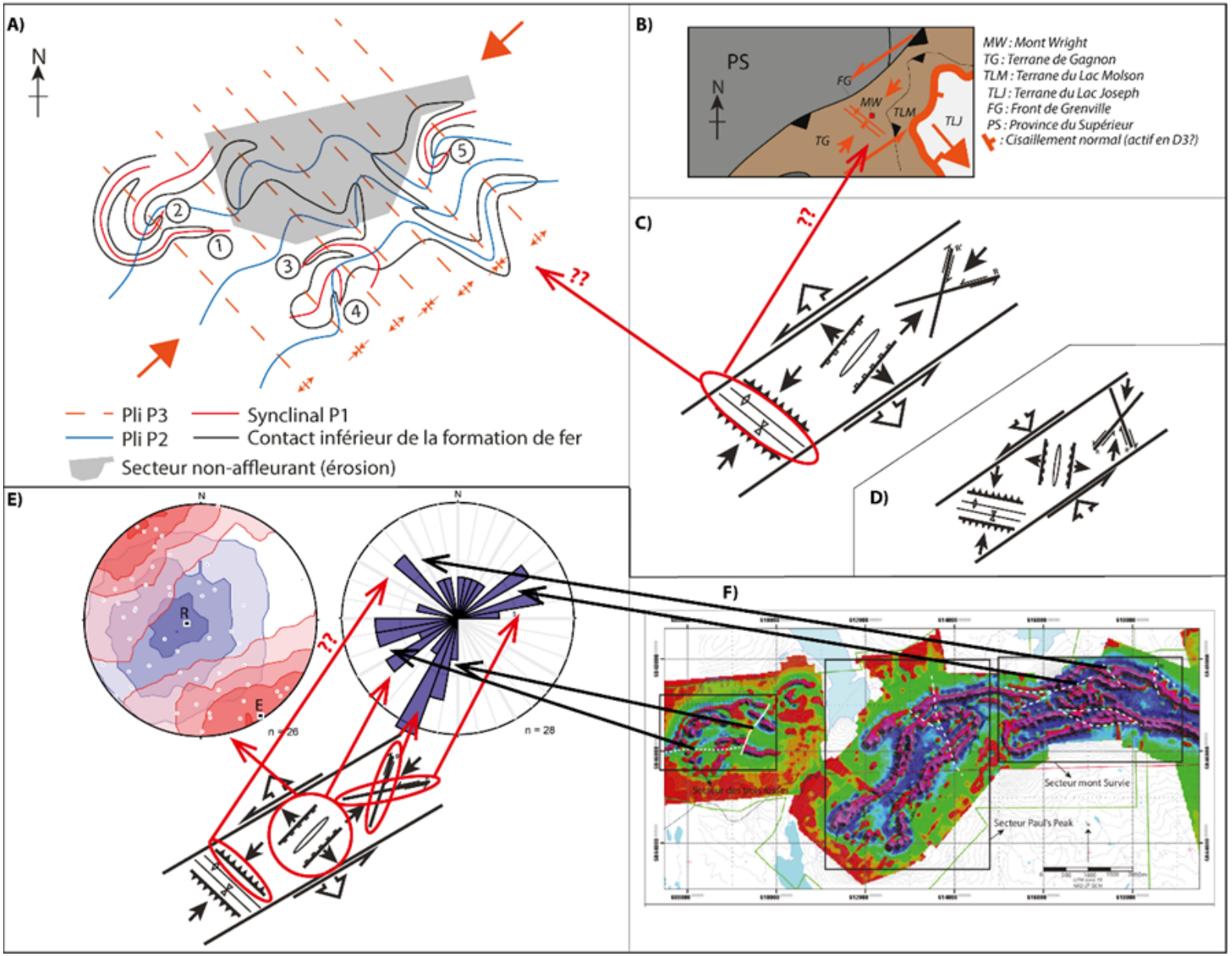

A)
N
1
2
3
4
5
Pli P3
Pli P2
Synclinal P1
Contact inférieur de la formation de fer
Secteur non-affleurant (érosion)
B)
PS
N
FG
MW
TLM
TLJ
TG
MW : Mont Wright
TG : Terrane de Gagnon
TLM : Terrane du Lac Molson
TLJ : Terrane du Lac Joseph
FG : Front de Grenville
PS : Province du Supérieur
: Cisaillement normal (actif en D3?)
C)
D)
E)
N
R
E
n = 28
n = 28
F)
Secteur des Trois-Lacs
Secteur mont Survie
Secteur Paul's Peak

Figure 5.3 : Modèle tectonique (D3 et D4). Les charnières des synclinaux P1, étiquetées dans la figure 5.1, sont représentées par les numéros 1 à 5. A) Interprétation schématique, vue en plan, du parton de plissement à lors de la phase de déformation D3. Les flèches orange représentent l'axe de raccourcissement principal lors de D3. B) Vue régionale, en plan, montrant : la zone de cisaillement normal juxtaposant le Terrane du Lac Molson et le Terrane du Lac Joseph, l'axe de raccourcissement principal lors de D3, l'orientation initiale suggérée des plis P1 et un possible décrochement senestre lors de D3; C) Diagramme illustrant les relations géométriques dans un système en transtension senestre (modifié de Daigneault, 1991). D) Diagramme illustrant les relations géométriques dans un système en transpression senestre (modifié de Daigneault, 1991); E) Mise en contraste des structures cassantes de la mine de Mont-Wright avec les relations géométriques d'un système en transtension senestre de Daigneault (1991); Carte d'anomalies magnétiques de la mine de Mont-Wright illustrant, en blanc, les principales failles retenues dans ce travail.

Dans le chapitre 3, il a été évoqué que certains auteurs reliaient la phase de plissement P3 tardive à un effondrement gravitationnel à l'intérieur des terranes chevauchant le au Terrane de Gagnon, ce qui aurait causé un changement de direction de transport tectonique en passant du NNO vers le NE générant ainsi des plis d'orientation NO-SE (van Gool, 1992; Schwarz, 1998). Ces auteurs évoquent un régime en transpression senestre, cependant, un tel régime aurait plutôt généré des plis P3 d'orientation ONO témoignant d'axes de raccourcissement d'orientation NNE-SSO plutôt que des axes de raccourcissement NE-SO (Fig. 5.4 D). Comme l'indique la Figure 5.4 (A, B et C), les plis P3 observés à Mont-Wright, pourraient témoigner d'un transport tectonique vers le NE, mais en ayant une composante en extension plutôt qu'en compression. Comme van Gool (1992) et Schwarz (1998) l'ont suggéré, cette phase de plissement pourrait être associée à l'effondrement gravitationnel du Terrane du Lac Joseph situé structuralement au-dessus du Terrane du Lac Molson. Cet effondrement marquerait la fin de l'orogénèse grenvillienne dans le secteur et l'initiation du processus d'exhumation des roches des terranes de Gagnon et du Lac Molson plus au nord. En combinant les structures liées aux épisodes de déformations D3 et D4 observées à Mont-Wright (Fig. 5.4), il serait possible de conclure que ces déformations puissent s'être formés dans un continuum transtensif, marqué par un transport tectonique vers le NE et une ouverture orientée NO-SE, faisant passer les roches d'un domaine ductile à un domaine cassant. À cet égard,

la présente étude vient fortement supporter l'hypothèse de transtension senestre proposée pour l'évolution tardive de la Province de Grenville occidentale en Ontario (Schwertdner et al., 2014; Rivers et Schwertdner, 2015) et suggère que ce fut un phénomène à l'échelle de l'orogène.

5.2 Implications pour AMEM

Les retombées de ce travail de maîtrise pour la société minière sont nombreuses. En ce qui concerne les déformations ductiles et fragiles à Mont-Wright, plusieurs éléments présentés dans ce mémoire pourront être utilisés par les géologues pour améliorer le modèle géologique en trois dimensions du gisement et les calculs de stabilité de pentes des murs des fosses de la mine. Parmi ces éléments, on compte :

- Plus de 1000 mesures structurales incluant 760 structures planaires (failles, foliations, contacts, etc.) et 280 structures linéaires (linéations minérales, axes de plis, stries de faille, etc.);
- Une carte géologique illustrant : une synthèse des mesures structurales acquises, une interprétation des différentes phases de plissement observées ainsi qu’une synthèse des failles fragiles observées;
- 4 coupes schématiques de différents secteurs de la mine illustrant la géométrie du gisement et des différentes phases de plissement;
- Plus de 25 projections stéréographiques témoignant de la plongée des axes de différentes phases de plissement dans différents domaines;
- Une interprétation du contexte structural régional qui pourrait être utilisée pour comprendre d’autre gisement de fer dans le secteur.

CHAPITRE 6 CONCLUSION ET RECOMMANDATION

Ce projet de maîtrise recherche en génie minéral a permis de réaliser l'analyse structurale d'une des plus grandes mines productrices de minerai de fer du pays, c'est-à-dire la mine de Mont-Wright exploitée par ArcelorMittal Exploitation minière s.e.n.c. (AMEM).

En résumé, la mine de Mont-Wright est formée par une succession de 5 synclinaux P1 (Fig 5.4 A et C), repris par une succession de deux synformes P2 (Fig. 5.4 D et F), repris par une succession de 7 plis (antiformes et synformes) P3 (Fig. 5.5 A), le tout étant recoupé par au minimum une vingtaine de failles fragiles (Fig. 5.5 E). L'interférence entre les phases P1 et P2 donnent des motifs en crochets, alors que l'interférence entre les phases P3 et P2-P1 donne des motifs en dômes et bassins et en croissants. Le métamorphisme et la déformation qui affectent le gisement du Mont-Wright sont interprétés comme étant d'âge Rigolet, soit entre 1005 Ma et 980 Ma (Rivers et al. 2002; van Gool et al. 2008; Jannin, 2017). Les plis P1, P2 et P3 pourraient respectivement être interprétés comme étant le résultat du chevauchement vers le NO des roches de l'avant-pays sur le craton Laurentia, du plissement de retour relié à la géométrie du socle archéen sous-jacent et d'un changement en transtension senestre du régime tectonique relié à un effondrement gravitationnel à la fin de l'orogénie grenvillienne. Enfin, représentant la phase de déformation D4, les failles fragiles pourraient s'insérer dans un continuum de déformation entre D3 et D4 passant du domaine ductile à un domaine cassant à la suite de l'effondrement gravitaire responsable de la déformation D3.

Le métamorphisme et la géochronologie sont des éléments qui n'ont pas été traités dans ce travail. Une étude sur les paragenèses minéralogiques permettant de cartographier des isogrades métamorphiques dans le secteur pourrait être utile afin de valider l'orientation initiale des déformations associées à la phase D1. De plus, la datation des différentes phases de déformation permettrait de valider les conclusions de ce présent mémoire. Enfin, une étude portant sur l'effet des fluides métamorphiques sur le processus d'enrichissement du gisement en hématite par l'oxydation de la magnétite, connu sous le nom de processus de martitisation, serait de grand intérêt au point de vue de l'exploration régionale et permettrait possiblement de cibler certains secteurs plus prospectifs que d'autres.

BIBLIOGRAPHIE

Allmendinger, R. W., Cardozo, N., et Fisher, D. 2012. Structural geology algorithms: Vectors and tensors. Cambridge University Press, Cambridge.

Alsop, G.I., et Holdsworth, R.E. 2004. The geometry and topology of natural sheath folds: A new tool for structural analysis. Journal of Structural Geology, **26**, pp. 1561–1589. doi: 10.1016/j.jsg.2004.01.009.

Bethune, K.M. 1997. The Sudbury dyke swarm and its bearing on the tectonic development of the Grenville Front, Ontario, Canada. Precambrian Research, **85**, pp. 117-146. doi:10.1016/S0301-9268(96)00052-6.

Bethune, K. M., et Davidson, A. 1997. Grenvillian metamorphism of the Sudbury diabase dykeswarm: From protolith to two-pyroxene - garnet coronate. The Canadian Mineralogist, **35**, pp. 1191-1220.

Brown, D., Rivers, T., et Calon, T. 1992. A structural analysis of a metamorphic fold–thrust belt, northeast Gagnon terrane, Grenville Province. Canadian Journal of Earth Sciences, **29**, pp. 1915-1927. doi:10.1139/e92-149.

Brown, D.,van Gool, J., Calon, T., et Rivers, T. 1991. The geometric and kinematic development of the Emma Lake thrust stack, Grenville Front, southwestern Labrador. Canadian Journal of Earth Sciences, **28**, pp. 136-144. doi:10.1139/e91-012.

Cardozo, N., et Allmendinger, R.W. 2013. Spherical projections with OSXStereonet. Computers & Geosciences, **51**, pp. 193-205. doi:10.1016/j.cageo.2012.07.021.

Carr, S.D., Easton, R.M., Jamieson, R.A., et Culshaw, N.G. 2000. Geologic transect across the Grenville orogen of Ontario and New York. Canadian Journal of Earth Sciences, **37**, pp. 193-216. doi:10.1139/e99-074.

Carranza, E. J. M. 2008. Geochemical anomaly and mineral prospectivity mapping in GIS, **11**, Elsevier.

Chown, E. H. 1979. Structure and metamorphism of the Otish Mountains area of the Grenvillian foreland zone, Quebec. Geological Society of America Bulletin, **90**, pp. 178-196.

Clark, T. 1994. Géologie et gîtes de l'Orogène du Nouveau-Québec et de son arrière-pays. *In* Géologie du Québec. Ministère des Ressources naturelles du Québec, MM 1994-01, pp. 47-65.

Clark, T., et Wares, R. 2004. Synthèse lithotectonique et métallogénique de l'Orogène du Nouveau-Québec (Fosse du Labrador). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec, MM 2004-01, p. 180.

Clark, T., et Wares, R. 2006. Lithotectonic and metallogenic synthesis of the New Québec Orogen (Labrador Trough). Ressources naturelles, Faune et Parcs, Québec, p. 175.

Clarke, P.J. 1964. Geology in the vicinity of the Grenville Front, Mount Wright district, Quebec. Doctoral dissertation, University of Manitoba.

Conliffe, J. 2013. The geological setting of the julienne lake iron-ore deposit, western labrador. Current Research, Newfoundland and Labrador Department of Natural Resources. Geological Survey, Report 13-1.

Connelly, J.N. 1991. The thermotectonic history of the Grenville Province of western Labrador. Doctoral dissertation, Memorial University of Newfoundland.

Connelly, J.N., van Gool, J., et Rivers, T. 1989. Molson Lake terrane, a new terrane in the Parautochthonous Belt of the Grenville Province in southwestern Labrador. GAC-MAC joint annual meeting, May 1989, program with abstracts, **14**, p.A23.

Connelly, J.N., et Heaman, L.M. 1993. U/Pb geochronological constraints on the tectonic evolution of the Grenville Province, western Labrador. Precambrian Research, **63**, pp. 123-142.

Connelly, J.N., Rivers, T., et James, D.T. 1995. Thermotectonic evolution of the Grenville Province of western Labrador. Tectonics, **14**, pp. 202-217.

Culshaw, N.G., Jamieson, R.A., Ketchum, J.W.F., Wodicka, N., Corrigan, D., et Reynolds, P.H. 1997. Transect across the northwestern Grenville orogen, Georgian Bay, Ontario: Polystage convergence and extension in the lower orogenic crust. Tectonics, **16**, pp. 966-982. doi:10.1029/97TC02285.

Daigneault, R. 1991. Déformation et cisaillement: concepts et applications. Gouvernement du Québec, Direction générale de l'exploration géologique et minérale en collaboration avec l'Université du Québec à Chicoutimi.

Daigneault, R., et Allard, G.O. 1994. Transformation of Archean structural inheritance at the Grenvillian Foreland Parautochthon Transition Zone, Chibougamau, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, **31**, pp. 470-488. doi:10.1139/e94-043.

Davidson, A. 1986. Grenville Front relationships near Killarney, Ontario. *In* The Grenville Province. Moore, J.M., Davidson, A., Baer, A.J. Geological Association of Canada Special Paper, **31**, pp. 31-51.

Dimroth, E. 1968. Sedimentary textures, diagenesis, and sedimentary environment of certain Precambrian ironstones. Neues Jahrbuch fuer Geologie Palaeontologie Abhandlung, **130**, pp. 247-274.

Dimroth, E. 1970. Evolution of the Labrador Geosyncline. Geological Society of America Bulletin, **81**, pp. 2717-2742.

Dimroth, E. 1971. The Attikamagen–Ferriman transition in part of the central Labrador Trough. Canadian Journal of Earth Sciences, **8**, pp. 1432-1454.

Dimroth, E. 1972. The Labrador geosyncline revisited. American Journal of Science, **272**, pp. 487-506.

Dimroth, E. 1978. Région de la fosse du Labrador (54°30’- 56°30’). Ministère des Richesses naturelles, Québec, **193**, p. 396.

Dimroth, E., Baragar, W.R.A., Bergeron, R., et Jackson, G.D. 1970. The filling of the Circum-Ungava geosyncline. *In* Symposium on Basins and Geosynclines of the Canadian Shield. Baer, A.J. Geological Survey of Canada, **70**, pp. 45-142.

Dimroth, E., et Dressler, B. 1978. Metamorphism of the Labrador trough. *In* Metamorphism in the Canadian Shield, Canada Geological Survey, Paper 78-10, pp. 215-236.

Duffell, S., et Roach, R. A. 1959. Mount Wright, Quebec-Newfoundland. Geological Survey of Canada, map 6, scale 1:253,440.

Edwards, C.T., Pufahl, P.K., Hiatt, E.E., et Kyser, T.K. 2012. Paleoenvironmental and taphonomic controls on the occurrence of Paleoproterozoic microbial communities in the 1.88 Ga Ferriman Group, Labrador Trough, Canada. Precambrian Research, **212**, pp. 91-106.

Evans, J.L. 1978. The geology and geochemistry of the Dyke Lake area (parts of 23 J/8, 9), Labrador. Newfoundland Department of Mines and Energy, Mineral Development Division, Report 78-4, p. 39.

Fossen, H., Teyssier, C., Whitney, D.L. 2013. Transtensional folding. Journal of Structural Geology, **56**, pp. 89-102.

Frarey, M. J., et Duffell, S. 1964. Revised stratigraphical nomenclature for the central part of the Labrador trough. Geological Survey of Canada, Paper 64-25, p. 13.

van Gool, J. 1992. The Grenville Front foreland fold-and-thrust belt in southwestern Labrador: Mid-crustal structural and metamorphic configuration of a Proterozoic orogenic thrust wedge. Doctoral dissertation, Memorial University of Newfoundland.

van Gool, J., Rivers, T., et Calon, T. 2008. Grenville Front zone, Gagnon terrane, southwestern Labrador: Configuration of a midcrustal foreland fold-thrust belt. Tectonics, **27**, pp. TC1004. doi:10.1029/2006TC002095.

Gower, C.F., Rivers, T., et Brewer, T.S. 1990. Middle proterozoic mafic magmatism in Labrador, Eastern Canada. *In* Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica. Gower, C.F., Rivers, T., Ryan, A.B. Geological Association of Canada, Special Paper, **38**, pp. 485-506.

Green, A. G., Milkereit, B., Davidson, A., Spencer, C., Hutchinson, D.R., Cannon, W.F., Lee, M. W., Agena, W. F., Behrendt, J. C., et Hinze, W. J. 1988. Crustal structure of the Grenville front and adjacent terranes. Geology, **16**, pp. 788-792.

Gross, G.A. 1968. Geology of Iron Deposits of Canada. Iron Ranges of the Labrador Geosyncline. Geological Survey of Canada, Report 22, **3**, p. 179.

Gross, G.A. 1980. A classification of iron formation based on depositional environments. The Canadian Mineralogist, **18**, pp. 215-222.

Gross, G.A. 1983. Tectonic systems and the deposition of iron-formation. Precambrian Research, **20**, pp.171-187.

Harrison, J. M. 1952. The Quebec-Labrador iron belt, Quebec and Newfoundland (preliminary report). Geological Survey of Canada Paper, **52**, p. 21.

Hoffman, P.F. 1988. United plates of America, the birth of a craton: Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia. Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences, **16**, pp. 543-603.

Hoffman, P.F. 1989. Precambrian geology and tectonic history of North America. *In* The Geology of North America – An Overview. Baller, A.W., Palmer, A.R. The Geology of North America, **A**, pp. 447-512.

Hoffman, P. F. 1990. Dynamics of the tectonic assembly of northeast Laurentia in geon 18 (1.9 – 1.8 Ga), Geoscience Canada, **17**, pp. 222-226.

Hynes, A., et Rivers, T. 2010. Protracted continental collision - evidence from the Grenville Orogen. Canadian Journal of Earth Sciences, **47**, pp. 591-620. doi:10.1139/E10-003.

Indares, A. 1993. Eclogitized gabbros from the eastern Grenville Province: textures, metamorphic context, and implications. Canadian Journal of Earth Sciences, **30**, pp. 159-173. doi:10.1139/e93-015.

Indares, A. 1995. Metamorphic interpretation of high-pressure-temperature metapelites with preserved growth zoning in garnet, eastern Grenville Province, Canadian Shield. Journal of Metamorphic Geology, **13**, pp. 475-486. doi:10.1111/j.1525-1314.1995.tb00235.x.

Indares, A., et Martignole, J. 1989. The Grenville Front south of Val d'Or, Quebec. Tectonophysics, **157**, pp. 221-239. doi:10.1016/0040-1951(89)90141-8.

Indares, A., et Rivers, T. 1995. Textures, metamorphic reactions and thermobarometry of eclogitized metagabbros: A Proterozoic example. European Journal Mineralogy, **7**, pp. 43-56. doi:10.1127/ejm/7/1/0043.

James, D. T. 1997. Geology of the Archean Ashuanipi complex, western Labrador. Department of Mines and Energy, Geological Survey of Newfoundland and Labrador, 97–2, p. 27.

James, D. T., Connelly, J. N., Wasteneys, H. A., et Kilfoil, G. J. 1996. Paleoproterozoic lithotectonic division of the southeastern Churchill Province, Western Labrador. Canadian Journal of Earth Sciences, **33**, pp. 216-230. doi:10.1139/e96-019.

James, D.T., et Dunning, G.R. 2000. U-Pb geochronological constraints for Paleoproterozoic evolution of the Core Zone, southeastern Churchill Province, northeastern Laurentia. Precambrian Research, **103**, pp. 31-54. doi:10.1016/S0301-9268(00)00074-7.

Jannin, S. 2017. Exhumation de la Ceinture parautochtone par fluage chenalisé tardi-grenvillien (réservoir Manicouagan, Province de Grenville central) : identification et rôle de la structuration du socle. Doctoral dissertation, École Polytechnique de Montréal.

Jordan, S.L., Indares, A., et Dunning, G. 2006. Partial melting of metapelites in the Gagnon terrane below the high-pressure belt in the Manicouagan area (Grenville Province): pressure–temperature (P–T) and U–Pb age constraints and implications. Canadian Journal of Earth Sciences, **43**, pp. 1309-1329. doi:10.1139/e06-038.

Kamb, W.B. 1959. Ice petrofabric observations from Blue Glacier, Washington in relation to theory and experiment. Journal of Geophysical Research. **64**, pp. 1891–1909.

Klein Jr, C. 1966. Mineralogy and petrology of the metamorphosed Wabush Iron Formation, southwestern Labrador. Journal of Petrology, **7**, pp. 246-305. doi:10.1093/petrology/7.2.246.Klein, C., et Fink, R.P. 1976. Petrology of the Sokoman Iron

Formation in the Howells River area, at the western edge of the Labrador Trough. Economic Geology, **71**, pp. 453-487. doi:10.2113/gsecongeo.71.2.453.

Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist, **68**, pp. 277-279.

La Tour, T.E. 1981. Metamorphism and geothermometry near Coniston, Ontario: a clue to the tectonic evolution of the Grenville Front. Canadian Journal of Earth Sciences, **18**, pp. 884-898. doi:10.1139/e81-085.

Lortie, R. Tectonique Plicative: Les plis. *In* SlidePlayer. Tiré de http://slideplayer.fr/slide/10988848/#.

Low, A.P., 1895 : Report of explorations in the Labrador Peninsula along East Main, Koksoak, Hamilton, Manicuagan, and portions of other rivers in 1892, 1893, 1894, 1895. Geological Survey of Canada Bulletin, annual report, **8**, p. 387.

Marrett, R., et Allmendinger, R. W. 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. Journal of structural geology, **12**, pp. 973-986.

Martignole, J., et Martelat, J.-E. 2005. Proterozoic mafic dykes as monitors of HP granulite facies metamorphism in the Grenville Front Tectonic Zone (western Quebec). Precambrian Research, **138**, pp. 183-207. doi:10.1016/j.precamres.2005.05.002.

McLelland, J., Daly, J.S., et McLelland, J.M. 1996. The Grenville orogenic cycle (ca. 1350–1000 Ma): an Adirondack perspective. Tectonophysics, **265**, pp. 1-28. doi:10.1016/S0040-1951(96)00144-8.

Murphy, D.L. 1959. Preliminary report on the Mount Wright area. Saguenay County. Ministère des Mines de Québec, Québec, RP 380, p. 11, 1 carte, no. 1260.

Owen, J.V., Dallmeyer, R.D., Gower, C.F., et Rivers, T. 1988. Metamorphic conditions and 40Ar/39Ar geochronologic contracts across the Grenville Front zone, coastal Labrador, Canada. Lithos, **21**, pp. 13-35.

Owen, J.V., Rivers, T., et Gower, C.F. 1986. The Grenville front on the Labrador coast. *In* The Grenville Province. Moore, J.M., Davidson, A., Baer, A.J. Geological Association of Canada, Special Paper, **31**, p. 95-106.

Perreault, S. 1994. Géologie de la région du lac Gensart. Ministère des Ressources Naturelles, Québec, MB 94-33, p. 47, 2 cartes.

Perreault, S., et Hynes, A. 1990. Tectonic evolution of the Kuujjuaq terrane, New Quebec Orogen. Geoscience Canada, **17**, pp. 238-240.

Phillips, L.S. 1958. Rapport préliminaire sur la région du lac Tuttle, district électoral de Saguenay. Ministère des Richesses Naturelles, Québec, RP 377, p. 9, 1 carte.

Phillips, L.S. 1959. Rapport préliminaire sur la région du lac Peppler (moitié est), district électoral de Saguenay. Ministère des Richesses Naturelles, Québec, RP 401, p. 13, 1 carte.

Pufahl, P. K., Anderson, S. L., et Hiatt, E. E. 2014. Dynamic sedimentation of Paleoproterozoic continental margin iron formation, Labrador Trough, Canada: Paleoenvironments and sequence stratigraphy. Sedimentary Geology, **309**, pp. 48-65.

Pufahl, P.K., Hiatt, E.E. 2012. Oxygenation of the Earth's atmosphere–ocean system; a review of physical and chemical sedimentologic responses. Marine and Petroleum Geology, **32**, pp. 1-20.

Ramsay, J.G., 1967. Folding and Fracturing of Rocks, McGraw-Hill Book Cie, London.

Ramsay, J.G., et Huber, M.I. 1987. The Techniques of Modern Structural Geology, Folds and Fractures, 2, Academic Press, London.

Rivers, T. 1980. Revised stratigraphic nomenclature for Aphebian and other rock units, southern Labrador Trough, Grenville Province. Canadian Journal of Earth Sciences, **17**, pp. 668-670. doi:10.1139/e80-062.

Rivers, T. 1983a. The northern margin of the Grenville Province in western Labrador — anatomy of an ancient orogenic front. Precambrian Research, **22**, pp. 41-73. doi:10.1016/0301-9268(83)90058-X.

Rivers, T. 1983b. Progressive metamorphism of pelitic and quartzofeldspathic rocks in the Grenville Province of western Labrador - tectonic implications of bathozone 6 assemblages. Canadian Journal of Earth Sciences, **20**, pp. 1791-1804. doi:10.1139/e83-171.

Rivers, T. 1997. Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications. Precambrian Research, **86**, pp. 117-154. doi:10.1016/S0301-9268(97)00038-7.

Rivers, T. 2008. Assembly and preservation of lower, mid, and upper orogenic crust in the Grenville Province - Implications for the evolution of large hot long-duration orogens. Precambrian Research, **167**, pp. 237-259. doi:10.1016/j.precamres.2008.08.005.

Rivers, T., et Chown, E. H. 1986. The Grenville orogeny in eastern Quebec and western Labrador: Definition, identification and tectonometamorphic relationships of autochthonous, parautochthonous and allochthonous terranes. *In* The Grenville Province. Moore, J. M., Davidson, A., et Baer, A. J. Geological Association of Canada, Special Paper, **31**, pp. 31-50.

Rivers, T., Culshaw, N., Hynes, A., Indares, A., Jamieson, R.A., et Martignole, J. 2008. The Grenville Orogen. *In* Tectonic styles revisited: a Lithoprobe perspective. Percival, J.A., Cook, F.A. Geological Association of Canada, Special Paper 49.

Rivers, T., van Gool, J., et Connelly, J. N. 1993. Contrasting tectonic styles in the northern Grenville Province: Implications for the dynamics of orogenic fronts. Geology, **21**, pp. 1127-1130. doi:10.1130/0091-7613(1993)021<1127:CTSITN>2.3.CO;2

Rivers, T., Ketchum, J., Indares, A., et Hynes, A. 2002. The high pressure belt in the Grenville Province: architecture, timing, and exhumation. Canadian Journal of Earth Sciences, **39**, pp. 867-893.

Rivers, T., Martignole, J., Gower, C.F., et Davidson, A. 1989. New tectonic divisions of the Grenville Province, Southeast Canadian Shield. Tectonics, **8**, pp. 63-84. doi:10.1029/TC008i001p00063.

Rivers, T., et Schwerdtner, W. 2015. Post-peak evolution of the Muskoka Domain, western Grenville Province: ductile detachment zone in a crustal-scale metamorphic core complex. Geoscience Canada, **42**, pp. 403-436. doi:10.12789/geocanj.2015.42.080.

Roach, R.A., et Duffel, S. 1974. Structural analysis of the Mount Wright map area, southernmost Labrador Trough, Quebec, Canada. Geological Society America Bulletin, **85**, pp. 947-962. doi: 10.1130/0016-7606(1974)85<947:SAOTMW>2.0.CO;2.

Rowland, S. M., Duebendorfer, E. M., et Schiefelbein, I. M. 2007. Structural analysis and synthesis: A laboratory course in structural geology. Blackwell Publishing Ltd (3e éd.), Malden.

Schwarz, S. H. 1998. Structural, metamorphic and tectonic studies in central Gagnon terrane, Grenville Province. Doctoral dissertation, Memorial University of Newfoundland.

Schwerdtner, W.M., Rivers, T., Zeeman, B., Wang, C.C., Tsolas, J., Yang, J., et Ahmed, M. 2014. Post-convergent structures in lower parts of the 1090–1050 Ma (early-Ottawan) thrust-sheet stack, Grenville Province of Ontario, southern Canadian Shield. Canadian Journal of Earth Sciences, **51**, pp. 243-265. doi:10.1139/cjes-2013-0108.

Simonson, B.M. 1985. Sedimentology of cherts in the Early Proterozoic Wishart Formation, Quebec–Newfoundland, Canada. Sedimentology, **32**, pp. 23-40. doi:10.1111/j.1365-3091.1985.tb00490.x.

Skjernaa, L. 1989. Tubular folds and sheath folds: definitions and conceptual models for their development with examples from the Grapesvare area, northern Sweden. Journal of Structural Geology, **11**, pp. 689-703.

St-Onge, M. R., Scott, D. J., et Lucas, S. B. 2000. Early partitioning of Quebec: Microcontinent formation in the Paleoproterozoic. Geology, **28**, pp. 323-326. doi:10.1130/0091-7613(2000)28<323:EPOQMF>2.0.CO;2.

Thiessen, R. 1986. Two-dimensional refold interference patterns. Journal of Structural Geology, **8**, pp. 563-573.

Wardle, R. J., et Bailey, D. G. 1981. Early Proterozoic sequences in Labrador. *In* Proterozoic Basins of Canada. Campbell, F. H. A., Geological Survey of Canada, Paper 81-10, pp. 331-359.

Wardle, R.J., James, D.T., Scott, D.J., et Hall, J. 2002. The southeastern Churchill Province: synthesis of a Paleoproterozoic transpressional orogen. Canadian Journal of Earth Sciences, **39**, pp. 639-663.

Wardle, R.J., Ryan, B., Nunn, G.A.G. et Mengel, F.C. 1990. Labrador segment of the Trans-Hudson Orogen: crustal development through oblique convergence and collision. *In* The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America. Lewry, J.F., Stauffer, M.R. Geological Association of Canada Special Paper, **37**, pp. 353-369.

Wynne-Edwards, H. R. 1972. The Grenville Province. *In* Variations in tectonic styles in Canada. Price, R. A., Douglas, R. J. W. Geological Association of Canada Special Paper, **11**, pp. 263-334.

Zajac, I.S. 1974. The stratigraphy and mineralogy of the Sokoman Formation in the Knob Lake area, Quebec and Newfoundland. Geological Survey of Canada Bulletin, **220**, p. 159.