

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

ORIGINE MÉTASOMATIQUE ET CONTRÔLE STRUCTURAL DE LA
MINÉRALISATION AURIFÈRE DU SECTEUR MINIER DE MARBAN, CANTON DE
DUBUISSON, VAL D'OR, ABITIBI, QUÉBEC

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR
CÉLINE BEAUCAMP

FÉVRIER 2010

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

Service des bibliothèques

Avertissement

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

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES	iv
LISTE DES TABLEAUX.....	viii
RÉSUMÉ.....	ix
INTRODUCTION.....	1
LOCALISATION DU SITE.....	1
HISTORIQUE DE LA MINE MARBAN.....	4
MÉTHODES ANALYTIQUES.....	6
 CHAPITRE I : CADRE GÉOLOGIQUE DU SUD-EST DE LA CEINTURE DE ROCHES VERTES DE L'ABITIBI ET DÉTAILS SUR LA RÉGION DE VAL- D'OR – MALARTIC.....	 8
1.1 CONTEXTE GÉOLOGIQUE DE L'ABITIBI.....	9
1.1.1 Roches volcaniques.....	10
1.1.2 Roches sédimentaires	12
1.1.3 Roches intrusives	13
1.1.4 Métamorphisme et déformation.....	15
1.1.5 Interprétation.....	16

CHAPITRE II : ÉTUDE DU GISEMENT DE MARBAN.....	20
2.1 LOCALISATION DE LA MINÉRALISATION DANS LE SECTEUR DE LA MINE MARBAN.....	20
2.2 HYPOTHÈSE DE L'ÂGE DE LA MINÉRALISATION AURIFÈRE DU GISEMENT DE MARBAN.....	28
2.3 ORIGINE DU DÉPÔT AURIFÈRE DE MARBAN.....	42
2.3.1 Comparaison entre le gisement de Marban et des gisements similaires.....	54
2.3.1.1 Mine Holloway, Ontario.....	54
2.3.1.2 Mine Kiena, Québec.....	56
CONCLUSION.....	58
RÉFÉRENCES.....	60
ANNEXES.....	66

LISTE DES FIGURES

Figure 1: Localisation de la sous-province de l'Abitibi dans la province du Lac Supérieur.....	2
Figure 2: Carte de localisation de Marban dans la région de Val-d'Or	3
Figure 3: Carte des projets du bloc Marban.....	3
Figure 1.1: Géologie simplifiée de la sous-Province de l'Abitibi et localisation du gisement de Marban.....	10
Figure 1.2: Compilation simplifiée de l'historique des événements géologiques de l'Abitibi...	18
Figure 2.1: Carte géologique simplifiée montrant les unités encaissant les principaux dépôts minéralisés autour des villes de Val d'Or et de Malartic.....	21
Figure 2.2: Plan du gisement de Marban et des forages effectués par Niogold.....	22
Figure 2.3: Section schématique de la répartition de la minéralisation dans les lithologies, modifiée de Niogold, 2009.....	23
Figure 2.4: Lame mince du basalte. MB-07-007, 159,7m	24
Figure 2.5: Structures coussinées dans le basalte. MB-07-008, 430m.....	25
Figure 2.6: Lame mince de roches ultramafiques. MB-07-006, 197,5 m.....	26
Figure 2.7: Photo d'une portion de roches ultramafiques. MB-07-007, 139,2 m.	26

Figure 2.8: Calcite en rouge, MB-07-001, 120m. et Ankérite ou dolomite riche en fer en bleu, MB-07-001, 29m révélées par test chimique au rouge alizarin.	28
Figure 2.9: Photographie et schéma montrant deux familles de schistosités avec S2 recoupant un S1 plissé. MB-07-005, 139m.....	29
Figure 2.10 : Photographie et schéma montrant une veine de quartz plissée recoupant une des schistosités présente à Marban. MB-07-006, 87m.....	30
Figure 2.11 : Plissement en kink band recoupant la schistosité. MB-07-018, 118m.....	31
Figure 2.12 : Photographie montrant une veine de quartz boudinée ayant subit un décrochement senestre.	31
Figure 2.13 : Photographie montrant une veine de quartz-carbonate ayant subit un décrochement	32
Figure 2.14 : Grain d'or dans un cisaillement microscopique du basalte, MB-07-012, 257m... ..	34
Figure 2.15: Carte géologie du niveau -243m de la mine Marban.....	35
Figure 2.16: Section verticale à 152m à l'est du puits.....	35
Figure 2.17: Veine boudinée de chlorite, carbonates et pyrites xénomorphes dans une matrice mafique, MB-07-018, 142.5m.....	36
Figure 2.18: Pyrite automorphe dans le basalte, MB-06-001, 117m.....	37
Figure 2.19: Pyrrhotite xénomorphe et pyrite automorphe dans le basalte. MB-07-018, 136,6m. Lumière réfléchie.....	37
Figure 2.20: Photographie et dessin schématique d'un cristal de magnétite sub-automorphe dans le basalte subissant un processus de remplacement par de la pyrite. MB-07-013, 310m ..	38

Figure 2.21 : Photos en lame mince de baguettes d'hématite. MB-07-018, 264m.	39
Figure 2.22 : Carte de la géologie simplifiée de la région de Val d'Or et localisation des principales mines.....	41
Figure 2.23: Compilation des évènements géologiques de l'Abitibi ainsi que de la répartition en âge des principaux gisements aurifères de la région de malartic-val d'or..	41
Figure 2.24 : Diagramme isocone de la méthode de Gresens (1967) représentant les données lithogéochimiques de roches altérées : échantillons de Marban, en fonction des données lithogéochimiques de roches considérées comme moins altérées : échantillons de Champagne (2004).....	44
Figure 2.25 : Exemple de représentation de la variation de la susceptibilité magnétique en fonction des unités lithologiques sur deux forages de la section de forage 450 Est/ 500 Est... ..	46
Figure 2.26: Diagramme de la fugacité de l'oxygène en fonction du pH montrant les champs de stabilité des principaux sulfures en noir et les contours de solubilité d'or ($Au(HS)^2$) en mg/Kg	49
Figure 2.27 : Schéma type de la zonalité d'une réaction métasomatique de type « Black Wall » à la suite d'un intrusif de composition contrasté par rapport à l'encaissant.. ..	50
Figure 2.28 : Pourcentage en Fer (FeO) et en Magnésium (MgO) des chlorites des échantillons de Marban répartis de part et d'autre du contact roches mafiques/roches ultramafiques, analysés en microsonde.....	52
Figure 2.29 : Diagramme comparatif de la teneur des chlorite en $Fe/(Fe+Mg)$ par rapport à la teneur en $Al/(Al+Si)$. Les chlorites issues de Marban sont comparées avec des chlorite Appalachiennes issues de la littérature. Les chlorites Appalachiennes proviennent du même protholite cependant, le premier groupe (Edmonds-type) n'est pas altéré et le deuxième groupe (Todd-type) a subi une altération métasomatique.....	53

Figure 3.30 : Coupe de la minéralisation principale de la mine Holloway, Ontario.....	55
Figure 3.31: Carte de la zone S50 de la mine Kiena et de la géologie encaissante.....	57

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1: Tableau récapitulatif de l'histoire de l'exploration et de l'exploitation de la mine Marban.....	5
Tableau 1.1 : Compilation des données géochronologiques portant sur la région de Val d'Or	19

RÉSUMÉ

La mine Marban est située dans le sud de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, dans le secteur minier de Val d'Or-Malartic. Les roches encaissantes de la mine sont une alternance d'unités mafiques et ultramafiques de la Formation de Jacola. La mine Marban a produit 1 983 112 tonnes à 5.27 g/t d'or (Au) pour un total de 330 027 onces entre 1961 et 1974. Le minerai aurifère de la mine Marban est encaissé par une unité mafique, principalement dans sa partie cisailée et plissée. Le gisement est situé dans la zone de cisaillement Marbenite, orientée est-sud-est – ouest-nord-ouest.

La géologie locale montre une alternance d'unités mafiques et ultramafiques cisailées et plissées, recoupées par des dykes dioritiques et gabbroïques ainsi que par des intrusions granodioritiques dans la partie nord du secteur. De récents forages carottés ont permis d'établir la géométrie 3D des unités présentes. Les unités mafiques et ultramafiques forment quatre plis isoclinaux serrés dont le plan axial est généralement orienté est-sud est/ouest-nord ouest, et incliné vers le nord de 45° à 60°. Il semble donc que la minéralisation exploitée à la mine Marban soit logée dans les charnières des plis antiformes développés dans une unité de roches mafiques, à proximité du contact avec une unité de roches ultramafiques, ou le long du plan axial de ces plis. L'étude des figures de déformation des roches de Marban montrent que le secteur a subi des déformations cassantes et ductiles, provoquées par l'orogénie Kénoréenne. La forme des minéraux métalliques dont celle des grains d'or suggère que la minéralisation a subi au moins une partie de ces déformations. Il semble donc que le gisement de Marban soit précoce par rapport aux événements associés à l'orogénie Kénoréenne. D'après ces éléments, l'âge de précipitation de l'or de Marban est pré- à syn-tectonique.

Une étude métallogénique et minéralogique des carottes de sondage a permis de déterminer qu'une grande partie de la minéralisation aurifère récemment découverte dans les forages se concentre le long du contact entre les unités de roches mafiques et ultramafiques. On y a par exemple obtenu des teneurs de 6.08 g/t Au sur 6.5 m, et de 2,44 g/t Au sur 9 m sur les flancs du pli antiforme contenant le gisement de la mine Marban. D'autre part, des mesures de la susceptibilité magnétique des lithologies recoupées par les sondages font apparaître une diminution de la teneur en magnétite des roches ultramafiques à l'approche du contact avec les roches mafiques adjacentes. L'hypothèse de la mise en place de l'or est que des fluides enrichis en CO₂ et en complexes bisulfurés porteurs d'or sont associés à une altération des différentes lithologies de Marban, forçant ainsi des échanges métasomatiques. L'altération des roches ultramafiques (komatiites) en roches à talc-carbonate aurait provoqué la transformation de la magnétite en pyrite par interaction avec des fluides riches en CO₂ et en soufre réduit. Des cristaux de magnétite corrodés par de la pyrite ont notamment été observés. Dans ce type

d'environnement, la cristallisation de la pyrite entraîne indirectement la précipitation de l'or transporté par les fluides. La minéralisation aurifère apparaît donc comme le produit d'une altération métasomatique entre des unités de composition contrastée, mafique-ultramafique. Cette altération se manifeste souvent sous forme d'auréoles aurifères enrichies en chlorite, carbonates, et pyrite le long des contacts entre les différentes lithologies.

Mots clefs : Abitibi, formation de Jacola, mine Marban, minéralisation aurifère, roches basaltiques, roches ultramafiques, altération métasomatique, complexes bisulfurés, fluides, pyrite, magnétite, chlorites.

INTRODUCTION

La minéralisation aurifère de Marban a été exploitée par différentes compagnies entre les années 1961 et 1974. 1 983 112 tonnes ont été extraites à une teneur moyenne de 5,27 g/t Au, soit 330 027 onces. Une dizaine de lentilles aurifères ont été exploitées dans une unité de basalte cisailé de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi. Cependant, les lentilles minéralisées sont très déformées et discontinues, il semble que l'étude géologique de l'époque n'ait pas été suffisamment poussée pour retrouver leur trace. Les exploitants ont donc cessé leur activité dans les années 1970. Aujourd'hui, il est encore difficile de comprendre la structure complète de ces zones minéralisées.

Aucune étude de synthèse n'a été faite sur la minéralisation de Marban depuis le début de son exploitation. Ce mémoire comblera donc le besoin de synthèse des données historiques couplées à celles obtenues par les campagnes d'exploration effectuées par Niogold Mining Corporation depuis 2006. L'objectif de cette étude est d'abord de situer les endroits où la minéralisation s'est concentrée. Puis nous émettrons une hypothèse sur son âge de dépôt, notamment en le situant dans l'historique des déformations de la région de Malartic-Val d'Or. Enfin, nous analyserons les mécanismes possibles de ce dépôt. Les outils utilisés sont principalement du domaine de la géologie structurale et de la métallogénie. Le but est de permettre à la compagnie propriétaire de la mine Marban d'envisager une poursuite éventuelle de l'exploitation du gisement.

LOCALISATION DU SITE

La région de Val d'Or – Malartic est située dans le nord-ouest de la province de Québec (Fig 1). Le gisement de Marban est situé entre les villes de Val d'Or et de Malartic (Fig. 2), dans la portion sud de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi. Cette ceinture se poursuit en Ontario jusqu'à la ville de Timmins. La région de Val d'Or – Malartic est traversée par deux axes

routiers principaux, la route 117 de direction E-W et la route 111 de direction N-S. La propriété de Niogold se situe dans le canton de Dubuisson, à 15 km au nord-ouest de Val d'Or. Elle est appelée le Bloc Marban et elle regroupe les trois mines de Marban, Norlartic et Kierens (Fig 3). La mine Marban représente la partie sud du bloc Marban.

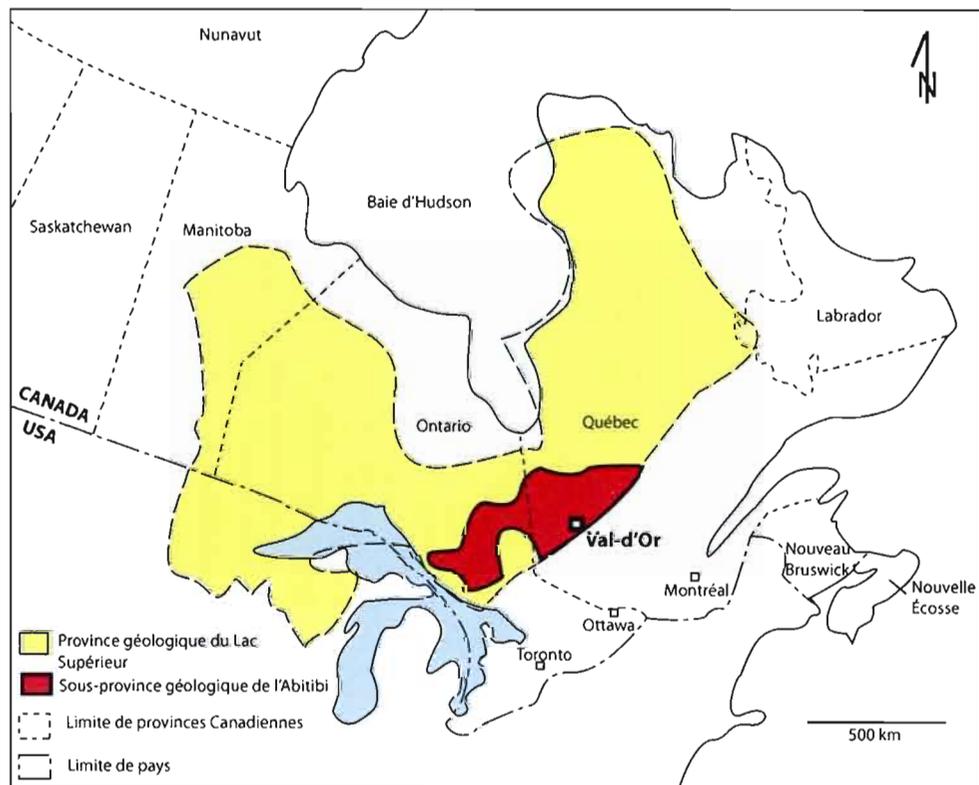


Figure 1: Localisation de la sous-province de l'Abitibi dans la province du Lac Supérieur, modifiée de Trudel et Sauvé, 1992.

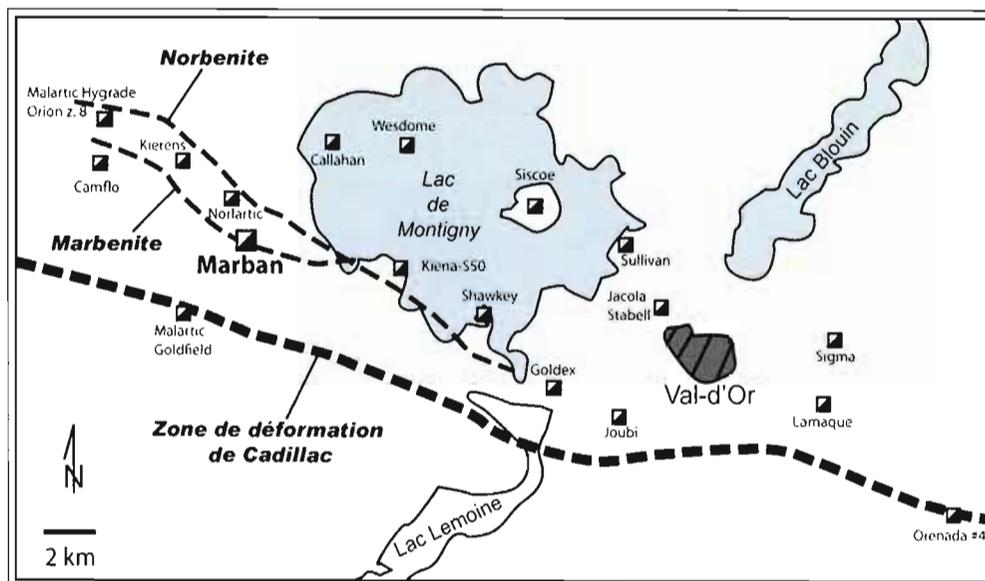


Figure 2: Carte de localisation de Marban dans la région de Val-d'Or (modifiée de Goutier et Melançon, 2007, et de Doucet et al., 2007).

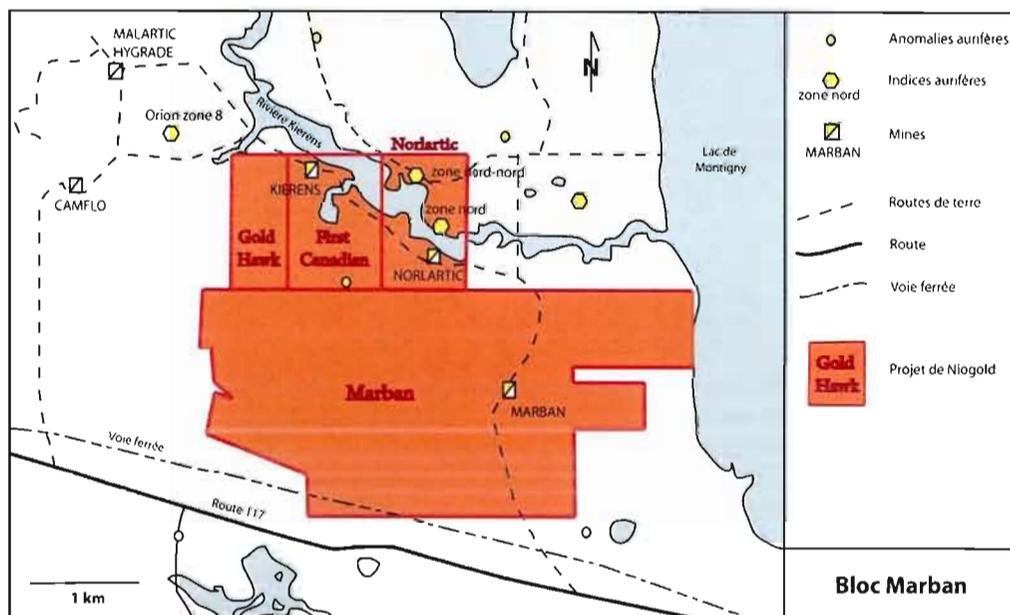


Figure 3: Carte des projets du bloc Marban (modifiée de Carrier, 2006).

HISTORIQUE DE LA MINE MARBAN

À partir de 2004, Niogold a acquis des intérêts sur la propriété de Marban et depuis 2006, la compagnie possède 100% des intérêts sur les propriétés de Norlartic, First Canadian, Gold Hawk et Marban. Les premiers programmes d'exploration connus sur les terrains constituant le bloc Marban date des années 1940. Elle inclut de la cartographie géologique, de l'échantillonnage, de la géochimie, de la prospection géophysique, des tranchées, et des forages. Pas moins de 14 compagnies différentes ont exploré et/ou ont exploité ces propriétés. L'exploration du gisement de Marban a commencé avec la compagnie Marbenor Malartic Mines. Deux zones aurifères ont été mises à jour, ce qui a donné suite à l'exploitation de ces deux zones par une compagnie spécialement créée pour ce programme : Marban Gold Mines Ltd. Cette compagnie a exploité le gisement de 1961 à 1974, dont la production d'or et d'argent sur les 13 années d'exploitation s'élève à 2 185 970 tonnes de minerai à 5.2g/t Au et 6.8g/t Ag (Tableau 1). Dans ce mémoire, l'étude portera uniquement sur la minéralisation de la mine Marban.

Année	Compagnie	Description des travaux et résultats	Références
1941-1956	Marbenor Maltartic Mines	Campagne de 96 forages ayant aboutit à la découverte de deux zones aurifères : Marban sud et Marban Nord.	Bourget et Bugnon (1986)
1959-1960	Marban Gold Mines Ltd.	Développements souterrains. La production est issue des niveaux -500', -650' et -800'.	Bourget et Bugnon (1986)
1961-1974	Marban Gold Mines Ltd.	13 ans de production de la mine Marban. Production d'or et d'argent de 2 185 970 tonnes à 5.2g/t Au et 6.8g/t Ag. Le minerai était transporté aux usines de la Maltartic Gold Fields.	Bourget et Bugnon (1986)
1984 -1985	Lac Minerals Ltd	Cartes de compilation. Étude géologique par forages à l'échelle 1:200 et 1:400. Études géologiques et structurales à 1''=50'. Études géologiques : gradient magnétique, VLF, I.P., et H.E.M. Études magnétiques supplémentaires (champ total et gradient). Étude lithogéochimique des éléments majeurs et de l'or en ppb.	Desbiens (1992)
1986	Lac Minerals Ltd.	Synthèse géologique et structurale de la propriété de Marban.	Bourget et Bugnon (1986)
1986	Lac Minerals Ltd.	Programme de 6 110 pieds en 12 forages. Carte de compilation régionale à 1''=1 000'. Définition des contours magnétiques à un intervalle de 100 gammas. Étude I.P. partielle sur le contact Kewagama – Maltartic. Construction d'un modèle 3D de la mine de Marban.	Desbiens (1992)
1987-1988	Lac Minerals Ltd.	Phase 1 du programme de 12 268 pieds en 18 forages. Phase 2 du programme de forages profonds (sous le niveau -800' de la mine), 12 000 pied en 8 forages. Compilation magnétique et géologique de Marban. Entrée de tous les anciens D.D.H. dans une banque numérique de données.	Desbiens (1992)
1989-1991	Lac Minerals Ltd.	Échantillonnage lithogéochimique de la tonalite de Marban.	Desbiens (1992)
1993	Aur Ressources Inc.	Programme de 22 forages menés dans le mort terrain afin de tester le contact Héva-Kewagama. Échantillons de till contenant un haut taux d'or pristine visible. Programme de 4 forages totalisant 1061m.	Cooke (1995)
1994	Aur Ressources Inc.	Programme de 5 forages dans le mort terrain. et de 10 forages totalisant 4 224m consistant à tester le potentiel de la tonalite de Marban, à poursuivre la section à travers la formation de Héva et à tester la zone autour de l'inflexion magnétique interprétée comme étant le contact Kewagama-Héva. Le bruit de fond de la tonalite de Marban @ 50 ppb Au.	Cooke (1995)
2006-2008	Niogold Mining Corp.	Campagne d'exploration sur la propriété de Marban : Programme de forages diamantés, cartographie, révision des cartographies.	

Tableau 1: Tableau récapitulatif de l'histoire de l'exploration et de l'exploitation de la mine Marban, modifié de Carrier, 2006.

MÉTHODE ANALYTIQUE

Étant donné l'épaisseur du mort terrain qui couvre les unités lithologiques de la mine de Marban, il n'y a pas d'affleurement dans le secteur étudié. Afin d'étudier la géologie du secteur de Marban, les résultats de trente forages effectués par Niogold de 2006 à 2008 ont été utilisés. L'interprétation qui en résulte a été couplée aux logs de forages historiques de la mine Marban effectués avant 1990.

Un échantillonnage a été effectué afin de réaliser des lames minces polies de dimensions conventionnelles. La liste de ces lames minces est présentée en annexe. Ces lames minces ont permis de déterminer la minéralogie des unités. Dans certaines lames minces polies, une étude par la microsonde électronique Cameca SX-100 a été réalisée au laboratoire de l'université Laval. La liste des éléments analysés dans les chlorites pour 8 des lames minces est présentée en annexes. La calibration pour l'analyse a été effectuée en utilisant des échantillons de métaux purs, à 20kV et 20nA, et la précision analytique est meilleure que 0.2%.

Les données lithogéochimiques de la compagnie Niogold ont été utilisées dans ce rapport. Ces données concernent les éléments majeurs et les éléments mineurs, notamment la teneur en or. L'échantillonnage a été établi conformément au protocole donné par la norme 43-101. Les analyses ont été effectuées par le laboratoire ALS-Chemex à Val-d'Or.

Sur les carottes de forages de MB-06-01 à MB-07-018, nous avons effectué une étude géophysique à l'aide de la sonde *Multi-Parameter Probe* de la compagnie Instrumentation GDD Inc. Les mesures ont été prises à 50cm d'intervalle. Ce pas de mesure a été choisi pour s'aligner sur les échantillons de lithogéochimie dont la longueur est généralement de 1m. Ces diagraphies des forages ont permis de mesurer la conductivité, la susceptibilité magnétique ainsi que la réponse Haute Fréquence : la susceptibilité magnétique mesurée en 10^{-3} SI révèle la quantité de magnétite dans l'échantillon, en présence ou non d'un conducteur, la conductivité, mesurée en MHOS/M témoigne de la capacité conductrice des sulfures, enfin la réponse haute fréquence en Hertz (Hz) qui mesure la faculté des sulfures présent dans l'échantillon à conduire le courant. Dans les roches de Marban, la conductivité et la réponse haute fréquence restent nulle, seule la susceptibilité magnétique varie. La calibration de la sonde s'effectue toutes les 5 minutes, en la dirigeant vers un environnement neutre, généralement en l'air, afin de pouvoir détecter les

variations minimales reliées à la présence de métaux dans les roches. Les données issues de la sonde sont au format texte et ont été traitées avec un programme tableur-grapheur afin de comparer les données de susceptibilité magnétique avec la description des unités ainsi que leur teneur en or.

CHAPITRE I

CADRE GÉOLOGIQUE DU SUD-EST DE LA CEINTURE DE ROCHES VERTES DE L'ABITIBI ET DÉTAILS SUR LA RÉGION DE VAL-D'OR - MALARTIC

Située en plein cœur du Bouclier canadien, au sud-est de la Province du Lac Supérieur, la ceinture de roches vertes de l'Abitibi est un assemblage d'unités volcaniques et sédimentaires d'âge Archéen. Elle s'étend de Timmins en Ontario jusqu'à Val d'Or au Québec. L'orientation prédominante de la ceinture est est-ouest, et est soulignée par deux zones de failles régionales : la zone de la faille Destor-Porcupine au Nord qui passe par Timmins, et la zone de la faille Cadillac-Larder Lake au sud qui passe par Val d'Or. La région de Val-d'Or consiste en une alternance de domaines sédimentaires clastiques et de roches volcano-plutoniques (Pilote et al, 1994). Le métamorphisme de cette région est principalement au faciès des schistes verts mais il atteint localement le faciès amphibolite supérieur (Imreh, 1984). De nombreuses familles de plutons synvolcaniques à tardi-tectoniques et de dykes Archéens de composition dioritique-tonalitique à monzonitique (Pilote et al., 1998) recoupent les séquences volcaniques.

Dans un premier temps, la région de Val d'Or a été interprétée comme étant une succession stratigraphique alternant des roches volcaniques et sédimentaires. Ceci a été soutenu entre autre par Gunning et Ambrose (1939), Dimroth et al. (1983a), Imreh (1984) et encore actuellement par plusieurs géologues. Cette hypothèse a été critiquée par un autre groupe de géologues dont Norman (1942), Babineau et al. (1983), Tourigny (1984), Ludden et Hubert (1986), Hubert (1990), Sansfaçon et Hubert (1990) et Desrochers et Hubert (1996). La région de Val-d'Or – Malartic a donc été parallèlement interprétée comme étant un bloc composite : le Bloc Composite de Malartic, divisé en sept domaines tectonostratigraphiques. Les domaines sont fondés sur la nature faillée de leur bordure et de leur contraste lithologique et structural (Desrochers et Hubert, 1996).

1.1 CONTEXTE GÉOLOGIQUE DE L'ABITIBI

L'histoire de la géologie de l'Abitibi est complexe. Nous allons tenter d'exposer les grandes lignes de la mise en place des terrains abitibiens en nous basant sur des études existantes.

La ceinture de roches vertes de l'Abitibi est interprétée comme étant un collage de deux arcs océaniques. Le volcanisme est donc le premier événement majeur. Il a pris place entre 2750Ma et 2697Ma (Ayer et al, 2002). L'épanchement volcanique a débuté au nord et a migré vers le sud (Daigneault et al, 2002). Deux secteurs volcaniques ont été distingués dans la Sous-Province de l'Abitibi. La partie la plus ancienne constitue la *Northern Volcanic Zone* ou NVZ, elle est datée entre 2730 et 2705 Ma (Daigneault et al. 2002). La partie la plus jeune constitue la *Southern Volcanic Zone* ou la SVZ, elle est datée entre 2705 et 2700 Ma (Corfu et al., 1989, Daigneault et al., 2002). La jonction entre ces deux vestiges du plancher océanique Archéen est constituée de la zone de cisaillement de Destor-Porcupine (Fig 1.1).

La déformation polyphasée qui affecte l'assemblage de roches supracrustales de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi est attribuée à l'orogénie Kénoréenne, une séquence d'événements de déformation (D1, D2) incluant du plissement et de la fracturation, accompagnée par du plutonisme et du métamorphisme polyphasé (Stocwkell, 1982, Dimroth et al., 1983a, Dimroth et al., 1983b, Card, 1990, Thurston et Chivers, 1990, Corfu, 1993, Mason, 1995). Dans la suite de notre texte, nous allons présenter les unités, le métamorphisme et les structures régionales constituant la zone volcanique sud puis nous allons exposer les étapes de l'histoire géologique en nous basant sur l'interprétation de Daigneault et al. (2002).

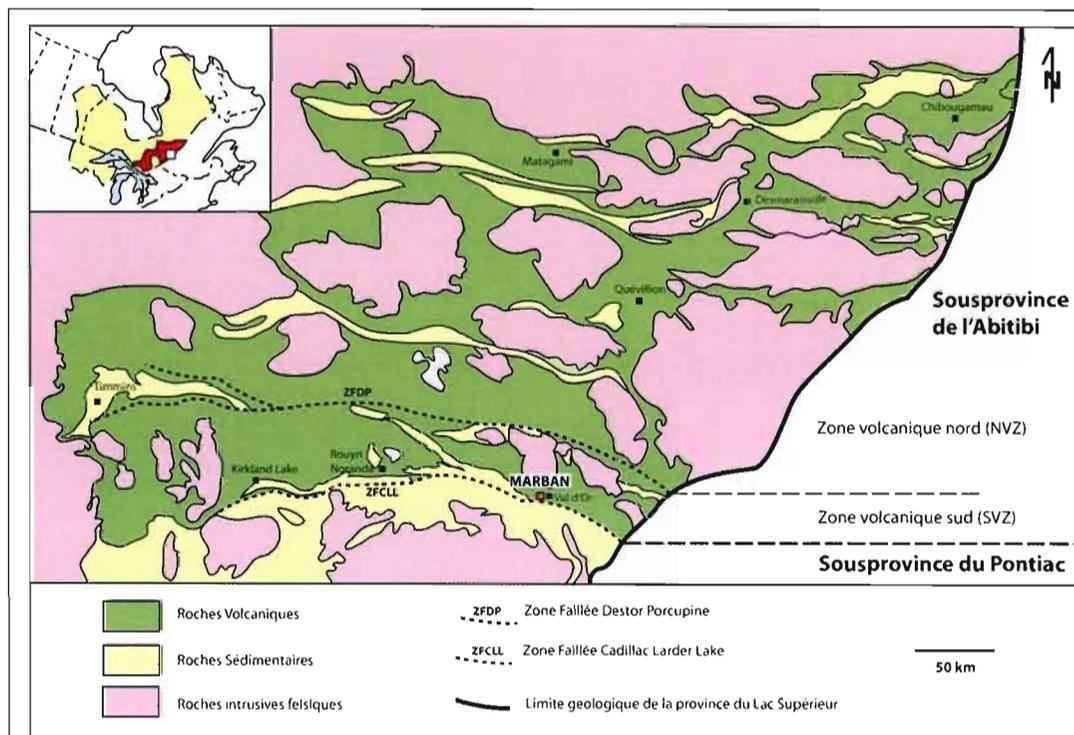


Figure 1.1: Géologie simplifiée de la sous-Province de l'Abitibi et localisation du gisement de Marban (modifiée de Pilote et al., 1998, et de Daigneault et al., 2002).

1.1.1 Roches volcaniques

Notre secteur d'étude se situant dans la zone volcanique sud, nous allons y concentrer notre sommaire de l'évolution géologique. Dans cette zone, les roches ont été initialement classées selon différents groupes et complexes lithologiques en fonction de leur composition et leur âge de dépôt selon Imreh (1984). Concernant les roches volcaniques, on trouve du nord au sud : 1) le Groupe de Malartic contenant les formations de La Motte-Vassan et de Dubuisson, 2) le complexe volcanique de Val-d'Or contenant les Formations de Jacola, de Val-d'Or et de Héva, et 3) le Groupe de Blake River. On peut distinguer ces groupes sur la base de leur composition géochimique et de leur paléo-géomorphologie (Dimroth et al., 1982, Morasse, 1998). Ils sont composés de roches volcaniques komatiitiques ultramafiques à basaltes tholéitiques. Chaque séquence est associée à un environnement de dépôt.

En premier lieu, les coulées de komatiites et les basaltes tholeiitiques du Groupe de Malartic suggèrent un épanchement volcanique sur une plaine sous-marine. Dans ce Groupe, la Formation de La Motte-Vassan est composée de coulée de komatiites à texture spinifex à sa base et de basaltes picritiques à tholéitiques coussinés à son sommet (Imreh, 1984). La Formation de Dubuisson est quant à elle un assemblage de komatiites ultramafiques et de basaltes tholéitiques. La composition des roches ultramafiques de la Formation de La Motte-Vassan suggère un dépôt dans un milieu océanique relativement profond (Imreh, 1984, Dimroth et al, 1982) ; cependant, la présence de méga-coussins dans les basaltes de cette même formation suggère un épanchement sous une colonne d'eau peu épaisse (Imreh, 1984).

Les formations du complexe volcaniques de Val-d'Or sont plus jeunes que les roches du Groupe de Malartic. À la base du complexe, la Formation de Jacola est une succession répétitive de basaltes tholéitiques riches en fer et en magnésium et de komatiites pyroxénitiques. Ces roches illustrent le changement de faciès entre un dépôt de plaine océanique et un dépôt d'arc insulaire (Imreh, 1984). Au dessus, la Formation de Val-d'Or est composé de coulées basaltiques et andésitiques, de débris pyroclastiques, de lapillis et de tufs. Cette formation s'est déposée dans un environnement d'arc volcanique. Au sommet, la Formation de Héva est une séquence bimodale. Sa base est composée de basaltes tholéitiques alors que sa partie supérieure est composée de roches calco-alkalines. Cette Formation illustre la transition entre le domaine volcanique des groupes de Malartic et de Val-d'Or au nord et le domaine sédimentaire du Groupe du Pontiac au sud (Imreh, 1984).

Enfin, le Groupe de Blake River est interprété comme étant une méga-caldera sub-aquatique composées d'une succession de roches volcaniques mafiques et felsiques (Pearson et Daigneault, 2009). Des données géochronologiques indiquent que l'activité volcanique felsique du Groupe de Blake River s'est échelonné entre $2694 \pm 2\text{Ma}$ et $2701 \pm 1\text{Ma}$ (Goutier et Melançon, 2007, David et al., 2006, Ayer et al., 2005, David, 2002, Mortensen, 1993a, Corfu et al., 1989).

Du métamorphisme pré-kénoréen a été reconnu dans les roches volcaniques de la ceinture de l'Abitibi par Dimroth et al. (1983b). Trois types ont été différenciés: (1) le

métamorphisme de plancher océanique, (2) le métamorphisme de contact thermique et (3) l'altération hydrothermale locale reliée au dépôt de sulfures volcanogènes massifs (VMS).

1.1.2 Roches sédimentaires

Dans la ceinture de l'Abitibi, les assemblages métasédimentaires apparaissent comme des ceintures est-ouest. Les sédiments se sont déposés postérieurement à la mise en place des roches volcaniques. La séquence sédimentaire contemporaine aux premiers événements de déformation est principalement composée des Groupes du Lac Caste, de Cadillac et de Kewagama dont les âges inférieurs sont de 2693 ± 3 Ma, 2687 ± 3 Ma, 2686 ± 4 Ma respectivement (U/Pb sur zircon, Davis, 2002). Le Groupe de Pontiac est situé directement au sud de la faille de Cadillac- Larder lake. Il ne fait pas partie de la Zone Volcanique Sud mais est intimement lié aux déformations subites par les roches de la SVZ. Les âges donnés par l'étude des zircons pour ce Groupe s'échelonnent entre 2697 ± 4 Ma et 2685 ± 3 Ma (Davis, 2002).

Ces Groupes métasédimentaires sont principalement composés de grès, de conglomérats ou de roches volcanosédimentaires. Dépendamment des groupes sédimentaires, on trouve aussi des horizons de formation de fer, de schiste graphiteux, de chert à pyrite, d'argile et de turbidite à oxyde – sulfures – carbonates. Les sédiments des groupes de Kewagama et de Cadillac proviennent principalement de roches volcaniques felsiques et mafiques avec une contribution mineure de roches plutoniques et sédimentaires. Les sédiments du Pontiac sont dérivés de trois types de provenance soit : cratonique, ignées probablement de composition tonalitique-trondhjemitique et volcaniques mafique à ultramafique (Lajoie et Ludden, 1984).

La séquence de ces roches métasédimentaires semble s'être déposée dans un contexte marin émergent. Les roches turbiditiques présentent dans tous les groupes métasédimentaires indiquent un dépôt dans un environnement sous-marin (Mortensen, 1993a, Dimroth et al., 1982, Davis, 2002) alors que les pélites et les grès présents dans ces même groupes indiquent un dépôt dans un environnement de talus continental ou en marge d'aire continentale passive en général (Lajoie et Ludden, 1984).

Les sédiments plus récents sont des roches métasédimentaires fluviatiles et alluviales, comme les sédiments Timiskaming déposés entre 2678 Ma et 2672 Ma (Davis, 2002). Le Groupe de Timiskaming est composé de conglomérats polygéniques mal triés et de grès. Ils sont localement interlités avec des coulées et des brèches volcaniques alcalines et shoshonitiques. Cet ensemble repose en discordance sur les séquences volcaniques et sédimentaires plus anciennes. Il montre une association spatiale avec la Faille de Cadillac. Les sédiments molassique du Timiskaming sont des roches de dépôt fluviatile ou marin de faible profondeur (Mueller et Donaldson, 1992) correspondant à un remplissage de bassin de transtension.

1.1.3 Roches intrusives

Des dykes et des plutons, dont les compositions varient de tonalitique à granitique, recoupent les roches de la ceinture de l'Abitibi. Les intrusions felsiques de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi ont été subdivisées en familles pré tectoniques, syntectoniques et tardi- à post-tectonique sur la base de leur composition lithologique et géochimique, de leur structure, de leur métamorphisme et des âges U-Pb sur zircons (Rive et al, 1990; Corfu, 1993; Sutcliffe et al, 1993).

Les intrusions pré-tectoniques ont été datées de 2720 à 2700 Ma et sont représentées par de larges intrusions subvolcaniques multiphasées. Ces intrusions syn-volcaniques sont principalement de type Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite (Chown et al., 2002). La plupart d'entre elles sont de type filon-couche, localisées au cœur des différents complexes volcaniques (Campiglio et Darling, 1976; Goldie, 1979; Verpaelst et al., 1995). Ces intrusions sont dioritiques à tonalitiques, tholéitiques à calco-alcalines, et pauvres en potassium. Elles sont souvent recoupées par des familles de dykes felsiques plus jeunes, par exemple les dykes porphyriques feldspathiques de 2694 Ma recoupant la diorite porphyrique de 2704 Ma à la mine Sigma-Lamaque (Morasse, 1998).

Les intrusions syn-tectoniques consistent en de petits plutons calco-alcalins et en dykes porphyriques de composition granodioritique et tonalitique, par exemple le batholithe de Round

Lake près de Kirkland Lake, ainsi que les porphyres de Timmins et de Val d'Or datés entre 2696 et 2688Ma (Corfu, 1993). Le pluton granodioritique du Lac Dufault, daté de 2690 ± 2 Ma est aussi un pluton syn-tectonique (Mortensen, 1993). L'auréole de contact de ce pluton est composée d'un assemblage de cordiérite et de hornblende. Cet assemblage se superpose au faciès de schistes verts, suggérant que le métamorphisme régional est postérieur à la mise en place du pluton (Powell et al., 1995a).

Les intrusions tardi-tectoniques consistent en des intrusions alcalines de composition monzonitique et syénitique, datées entre 2685 et 2680 Ma, par exemple le stock de Camflo à l'ouest de Val d'Or (Corfu et al., 1989; Jemielita et al., 1990; Zweng, 1991). Les intrusions syn-à tardi-tectoniques sont couramment fracturées, altérées et minéralisées en or. Une zone métamorphique de cornéennes apparaît autour des intrusions tardi-tectoniques (Sansfaçon, 1990 ; Morasse, 1998). Elle contient assemblage à actinolite-épidote-chlorite (Zweng, 1993 ; Powell et al., 1995a).

Les intrusions post-tectoniques sont des monzogranites peralumineux (granites S-type, Stutcliffe, 1993). Ils sont datés entre 2645 et 2632 Ma (Feng et Kerrich, 1991b). Le batholite de Preissac-Lacorne est composé d'une part d'une suite précoce de monzogranite per-alumineux contenant un assemblage de muscovite, de biotite et de grenat riche en manganèse, et d'autre part d'une suite tardive de gabbro et de granodiorite (Boily et al., 1990). La partie monzodioritique est datée entre 2690 et 2670 Ma et la partie granitique est datée entre 2660 et 2642 Ma (Ducharme et al., 1997; Feng et Kerrich, 1991). Aucun assemblage minéralogique rétrograde ne se superpose aux assemblages du faciès amphibolitique dans l'auréole de contact de ce pluton. Ceci indique que le métamorphisme régional pré-date ou est contemporain au métamorphisme de contact (Powell et al., 1995a).

1.1.4 Métamorphisme et déformation

Le métamorphisme des roches de l'Abitibi est essentiellement du faciès des schistes verts. Le métamorphisme thermo-dynamique régional « kénoréen », relié au second épisode de plissement est contemporain au développement d'une schistosité est-ouest et a affecté les couches volcaniques, une suite d'intrusions syénitiques (stocks de Aldernac, Otto et Camflo) ainsi que les roches sédimentaires de type Timiskaming (Jackson and Fyon, 1991; Trudel and Sauvé, 1992; Corfu, 1993; Powell et al., 1995a). Les grades métamorphiques vont du faciès des schistes verts inférieur – Prehnite-Pumpellyite à schistes verts, exceptés autour des intrusions granitiques tarditectoniques. (Pilote et Al., 1998) ainsi que dans le Groupe de Pontiac où les conditions de schiste vert supérieur à amphibolite inférieur ont été atteintes (Jolly, 1978; Dimroth et al., 1982; Powell et al, 1995a). À travers la ceinture de l'Abitibi, l'âge du métamorphisme a été daté sur des minéraux métamorphiques, ou déduits des âges des intrusions pré- et post-métamorphiques. Plusieurs études ont révélé des âges sensiblement différents. Il semble néanmoins que le métamorphisme régional soit daté de 2680 à 2660 Ma (Powell et al., 1995 a et b).

Les déformations présentes dans les terrains de l'Abitibi sont complexes. Dans notre secteur, le Groupe de Malartic, les roches ont été érigées en un anticlinal lors de l'orogénie kénoréenne, l'anticlinal de La Motte constitue la structure principale de la région (Imreh, 1984). Il s'agit d'un pli d'échelle kilométrique, déversé et incliné vers le sud dont les deux flancs montrent une asymétrie lithologique. De grands systèmes de failles sont orientées Est-Ouest comme les failles de premier ordre Cadillac-Larder Lake et Destor-Porcupine_manneville. Des failles de deuxième et troisième ordre se dispersent à partir des failles de premier ordre pour former des réseaux de type Rydell (Mine Perron-Beaufort, Tremblay, 2001). Ces failles ont un pendage vers le nord et ont principalement joué en mouvement inverse. Cependant, la majorité des zones de cisaillement ont eu un mouvement décro-chevauchant dextre tardif. Au niveau de la roche, on trouve généralement une schistosité précoce orientée Est-Ouest, localement replissée par une schistosité plus récente orientée NE-SO.

1.1.5 Interprétation

En nous basant sur le modèle tectonique de Daigneault et al. (2002), nous allons présenter un sommaire de l'évolution tectonique de l'Abitibi qui nous servira à positionner notre secteur d'étude. L'Abitibi est le résultat d'un collage entre deux arcs volcaniques insulaires. Les déformations seraient donc les témoignages de ce processus de collision arc-arc. Les roches des unités volcaniques pré-tectoniques et des unités sédimentaires pré- à syn-tectoniques de la Zone Volcanique Sud que nous avons décrit plus haut ont donc subi et enregistré les phases de déformation majeure.

La Zone Volcanique Sud a subi une période de déformation précoce relié à l'histoire tectonique de la Zone Volcanique Nord. Cette première phase consiste en un mouvement de transpression dextre correspondant à un déplacement le long de la faille transformante Parfouru E à SE, entre 2700 et 2692 Ma. (Chown et al, 1992). Ce tectonisme précoce a affecté la construction des domaines volcaniques de la Zone Volcanique Sud (SVZ) (Daigneault et al., 2002).

Cette déformation régionale précoce pour la SVZ est directement suivi par l'Accrétion des domaines NVZ et SVZ le long de la zone faillée de Destor-Porcupine-Manneville, zone faillé à pendage vers le nord, entre 2692 et 2680 Ma (Mueller et al, 1996). Ce raccourcissement nord-sud représente la phase de collage oblique entre les unités volcaniques. Cette première phase de déformation (D1) est caractérisée par du chevauchement et de l'imbrication (Daigneault and Labbé, 1992) dont le style de déformation est appelé « thin-skinned » (Thurston, 1990; Lacroix et Sawyer, 1995). Elle est interprétée comme ayant produit des plis sans schistosité orientés est-ouest à localement NO-SE (Dimroth et al., 1983a) et de manière générale, cet évènement est caractérisé par de larges antiformes (F1) couramment rencontré dans les batholites granitiques, comme l'anticlinal de La Motte-Vassan, et par des synformes dans les séquences volcaniques, comme le Groupe de Blake River (Dimroth et al, 1983a; Card, 1990; Morasse, 1998). Ce premier épisode de plissement est localement

accompagné par le développement d'une fabrique planaire pénétrative S1. Il pré-date le dépôt des sédiments de type Timiskaming et a été daté entre 2700 et 2688 Ma (Corfu, 1993, Morasse et al., 1995b).

La deuxième phase de déformation (D2) est reliée à l'accrétion des Sous-Province de l'Abitibi et du Pontiac le long de la zone faillée de Cadillac-Larder Lake entre 2680 et 2670Ma (Daigneault et al., 2002). Ce second raccourcissement nord-sud est généralement représenté par une schistosité est-ouest (Dimroth et al., 1983a; Robert, 1989; Hubert, 1990; Desrochers et al., 1996a). Le deuxième épisode de plissement relié à D2 est caractérisé par la transformation des plis précoces en plis isoclinaux serrés subverticaux et en plis droits asymétriques en forme de « S » et de « Z ». Ce plissement est accompagné par le développement d'une foliation/schistosité synmétamorphique de plan axial et d'une linéation plongeant vers l'est. Une crénulation tardive est localement visible par-dessus la schistosité (Dimroth et al., 1983a; Robert, 1989; Card, 1990; Powell et al., 1995a). La mise en place du bassin de Granada (Groupe de Timiskaming) est associée aux mouvements de décrochement dextre le long de la Faille de Cadillac entre 2670 à 2680 Ma.

Cette seconde accrétion est suivi d'un cisaillement tardif entre 2670 et 2642Ma et de la création de bassin en pull-apart, comme le bassin de Duparquet (Daigneault et al., 2002).

Le dernier événement majeur ayant affecté la ceinture de roches vertes de l'Abitibi est une phase de transpression dextre finale est-ouest ayant affecté les roches à partir de 2642Ma (Daigneault et al., 2002). Elle s'accompagne d'un développement de zones de failles cassantes à ductiles et de zones de cisaillement est-ouest (Card, 1990; Daigneault and Labbé, 1992). Ce sont les zones de déformation de Cadillac-Larder Lake et de Destor-Porcupine-Manneville à proprement parler ainsi que les zones de déformations secondaires telles que les failles Marbenite et Norbenite. Ces réseaux de failles forment les limites de domaine structuraux allongés et étroits, dans lesquels les métasédiments et les métavolcanites sont affectées par le cisaillement et par une altération hydrothermale intense.

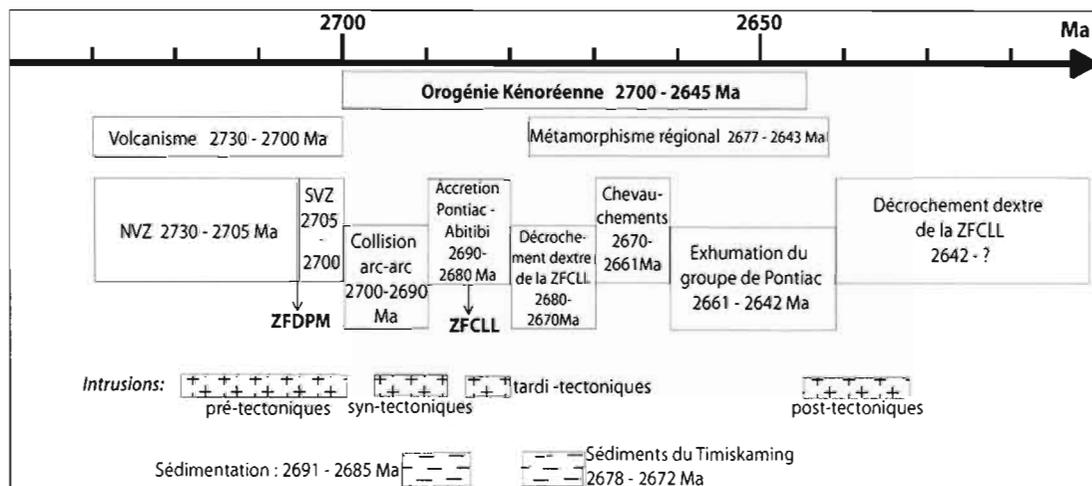


Figure 1.2: Compilation simplifiée de l'historique des événements géologiques de l'Abitibi. NVZ : *Northern Volcanic Zone*, SVZ : *Southern Volcanic Zone*, ZFDPM : Zone Faillée de Destor-Porcupine-Manneville, ZFCLL : Zone Faillée de Cadillac-Larder Lake. (Morasse, 1993, Powell et al., 1995a et b, Daigneault et al, 2002)

Éléments géologiques	Datation	Méthode	Localisation de l'échantillon	Référence
Volcanisme Transitionnel à Calco-alkalin				
Komatiite	2714 ± 2 Ma	U/Pb sur Zircon	Mine Marbridge	Parent (1998)
Rhyolite	2705 ± 1 Ma	U/Pb sur Zircon	Village Colombière	Wong et al. (1991)
Dacite	2704 ± 1 Ma	U/Pb sur Zircon	Mine Lamaque	Machado et al. (1992)
Dacite	2704 ± 2 Ma	U/Pb sur Zircon	Mine Louvicourt	Parent (1998)
Plutons syn-volcaniques				
Filon-couche Vicour	2706 ± 1 Ma	U/Pb sur Zircon	Mine Sigma II	Machado et al. (1994)
Diorite à Quartz	2700 ± 1 Ma	U/Pb sur Zircon	Nord de Val-d'Or	Wong et al. (1991)
Diorite	2711 ± 12 Ma	U/Pb sur Zircon	Sud mine Pascalis N	Claoué-Long et al (1990)
Xénolite dans le Bourlamaque	2710 +5/-4 Ma	U/Pb sur Zircon	Nord de Val-d'Or	Taner et Trudel (1989)
Diorite porphyrique	2704 ± 3 Ma	U/Pb sur Zircon	Mine Sigma	Wong et al. (1991)
Plutons syn- à tardi-tectoniques				
Dyke de porphyre feldspathique	2694 ± 2 Ma	U/Pb sur Zircon	Mine Sigma	Wong et al. (1991)
Tonalite	2680 ± 5 Ma	U/Pb sur Zircon	Pluton Bevcon	Parent (1998)
Syérite quartzifère	2685 ± 10 Ma	U/Pb sur Titanite	Mine Camflo	Jamielita et al. (1990)
Monzonite porphyrique	2692 ± 2 Ma	U/Pb sur Zircon	Mine Camflo	Zweng et al. (1993)
Tonalite centrale	2694 ± 3 Ma	U/Pb sur Zircon	Mine Norlartic	Pilote et al. (1993)
Métamorphisme régional				
Rutile métamorphique	2684 ± 7 Ma	U/Pb sur Rutile	Village Colombière	Wong et al. (1991)
Hornblende magnésienne	2693 ± 13 Ma	Ar/Ar sur Hornblende	Mine Sigma	Hanes et al. (1992)
Amphibolite	2677 ± 6 Ma	Ar/Ar sur Amphibole	Nord pluton La Motte	Feng et al. (1992)
Minéralisation aurifère précoce				
Dyke recoupant la minéralisation	2692 ± 2 Ma	U/Pb sur Zircon	Mine Norlartic	Pilote et al. (1993)
Dyke recoupant la minéralisation	2686 ± 2 Ma	U/Pb sur Zircon	Mine Kiena	Morasse et al. (1993)
Zircon hydrothermal	2697 ± 17 Ma	U/Pb sur Zircon	Mine Pascalis Nord	Claoué-Long et al. (1990)
Zircon hydrothermal	2693 ± 2 Ma	U/Pb sur Zircon	Mine Bras d'Or	Kerrick et Kyser (1994)
Minéralisation aurifère tardive				
Zircon hydrothermal	2682 ± 8 Ma	U/Pb sur Zircon	Mine Sigma	Claoué-Long et al. (1990)
Rutile hydrothermal	2599 ± 9 Ma	U/Pb sur Rutile	Mine Sigma	Wong et al. (1991)
Muscovite hydrothermale	2579 ± 2 Ma	Ar/Ar sur muscovite	Mine Sigma	Hanes et al. (1992)
Titanite dans minéralisation	2625 ± 7 Ma	U/Pb sur Titanite	Mine Camflo	Jamielita et al. (1990)
Titanite dans minéralisation	2621 ± 4 Ma	U/Pb sur Titanite	Mine Camflo	Zweng et al. (1993)
Plutonisme tardif				
Granodiorite	2681 ± 4 Ma	Ar/Ar sur Amphibole	Sud pluton La Corne	Feng et al. (1992)
Granodiorite	2675 ± 24 Ma	U/Pb sur Zircon	Pluton La Corne	Feng et al. (1992)

Tableau 1.1: Compilation des données géochronologiques portant sur la région de Val d'Or. (modifiée de Pilote et al., 1998)

CHAPITRE II

ÉTUDE DU GISEMENT DE MARBAN

Dans ce chapitre, nous allons utiliser les connaissances géologiques de la région de Val d'Or – Malartic et nous allons les coupler avec les informations structurales, lithologiques et métallogéniques acquises au cours de l'été 2007. Le but est de définir et de comprendre la localisation de la minéralisation dans les lithologies, puis d'estimer l'âge de la minéralisation aurifère et enfin d'émettre une hypothèse sur l'origine du gisement de Marban.

2.1 LOCALISATION DE LA MINÉRALISATION DANS LE SECTEUR DE LA MINE MARBAN

Avant de commencer à expliquer les causes de l'apparition d'un dépôt, il est nécessaire de localiser sa répartition dans les lithologies ainsi que dans les structures. La mine Marban est encaissée par la Formation de Jacola, dans la zone de déformation de Marbenite (Fig. 2.1). Sur la carte, on peut voir la succession des unités volcaniques et sédimentaires décrites par Imreh. Les zones de déformation de Norbenite et de Marbenite suivent la Formation de Jacola sur quelques dizaines de kilomètres avant de se rejoindre au sud-ouest du lac de Montigny.

La formation de Jacola est constituée de roches volcaniques, de roches volcanoclastiques et de roches intrusives (Imreh, 1984). Les roches volcaniques forment une alternance de coulées mafiques et ultramafiques. Chaque coulée a une épaisseur moyenne de 150 mètres. À Marban, les roches volcanoclastiques sont absentes. On y retrouve les deux unités volcaniques : un basalte et une komatiite. Cette série de coulées volcaniques est recoupée par une série de plutons granodioritiques et par plusieurs familles de dykes dioritiques.

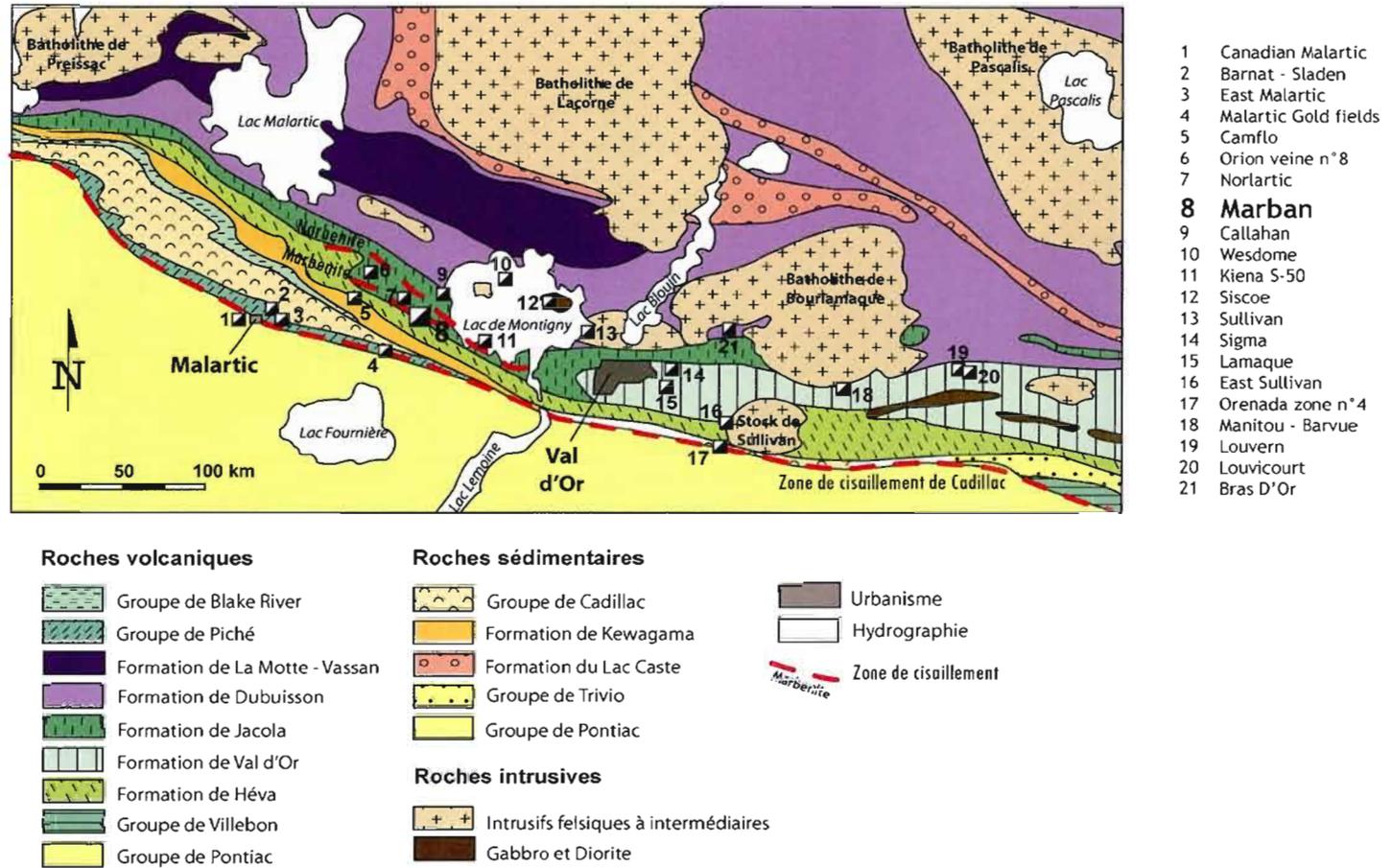


Figure 2.1: Carte géologique simplifiée montrant les unités encaissant les principaux dépôts minéralisés autour des villes de Val d'Or et de Malartic. (Imreh, 1984)

La minéralisation aurifère de Marban est principalement contenue dans les unités mafiques (Fig. 2.2 et Fig 2.3). Les lentilles aurifères ayant été minées entre 1964 et 1971 se situent dans le cœur d'un pli de l'unité mafique (Fig. 2.3). La coupe géologique de la mine de Marban montre que l'extension de la minéralisation est de basse teneur. L'interprétation de l'enveloppe minéralisée a été réalisée en regroupant le maximum d'intersections aurifères supérieures à 1 g/t contenues dans les forages. Cependant, l'enveloppe ne signifie pas que toute l'aire entourée est minéralisée. On peut cependant observer que les teneurs sont principalement regroupées dans l'unité mafique. De plus, l'enveloppe minéralisée semble suivre la déformation de l'unité basaltique. En effet, la minéralisation semble suivre les contacts plissés du basalte ou se répandre dans le plan axial des plis du basalte. Dans les forages, la minéralisation est difficilement observable et c'est à l'aide des analyses géochimiques de laboratoire que nous pouvons la repérer. En général, un pourcentage en pyrite élevé est associé à une anomalie aurifère. Des veines et des veinules de quartz-carbonates déformées dans le cisaillement peuvent aussi être porteuses de minéralisation.

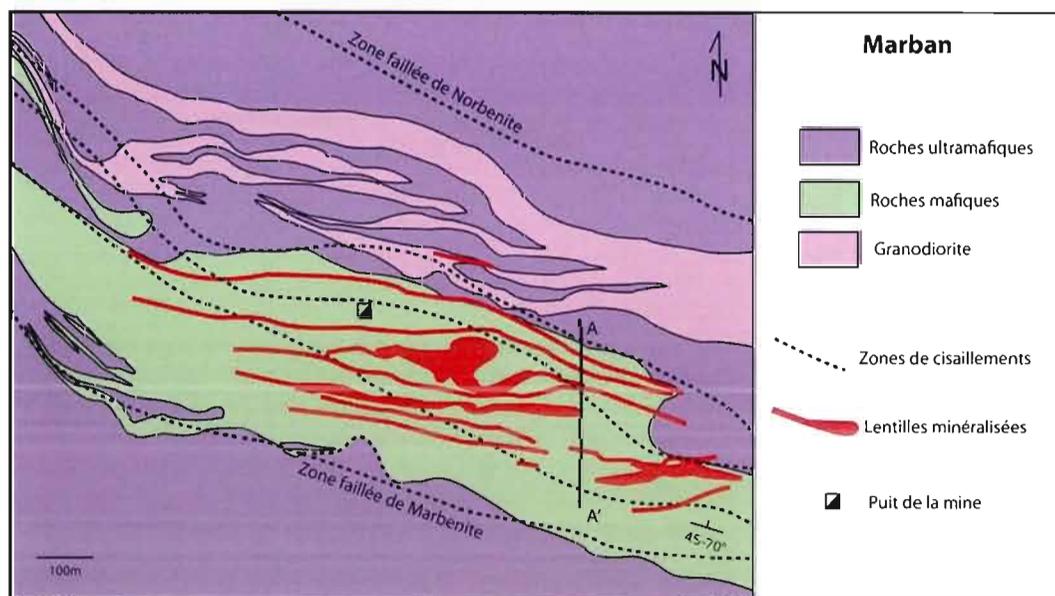


Figure 2.2: Plan du gisement de Marban, Niogold, 2008.

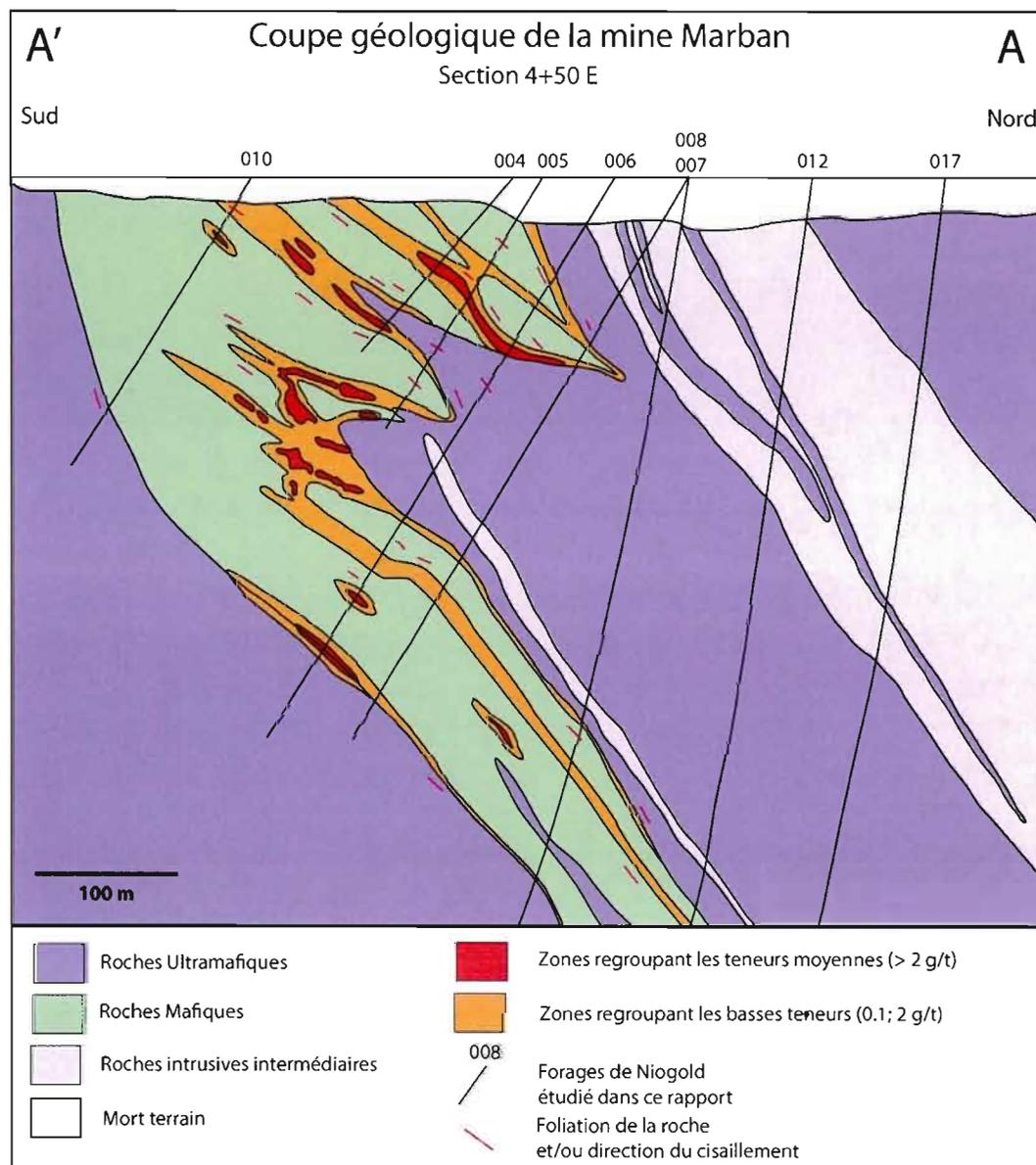


Figure 2.3: Section schématique de la répartition de la minéralisation dans les lithologies, modifiée de Niogold, 2009. Bien que cette coupe a été réalisée à l'aide de tous les forages de Niogold et des forages historiques de la mine, nous avons choisi de faire apparaître uniquement les forages étudiés en détails dans ce rapport.

L'unité mafique contenant la minéralisation de Marban est un basalte tholéitique métamorphisé au faciès des schistes verts. Il est intensément altéré en chlorite et il est recoupé par des veines de quartz-carbonates (Fig. 2.4). Cette unité mafique est généralement fortement cisailée en périphérie alors que dans le cœur de l'unité, on peut cependant facilement observer des bordures de coussins figées ainsi que des varioles comblées par des carbonates (Fig. 2.5).

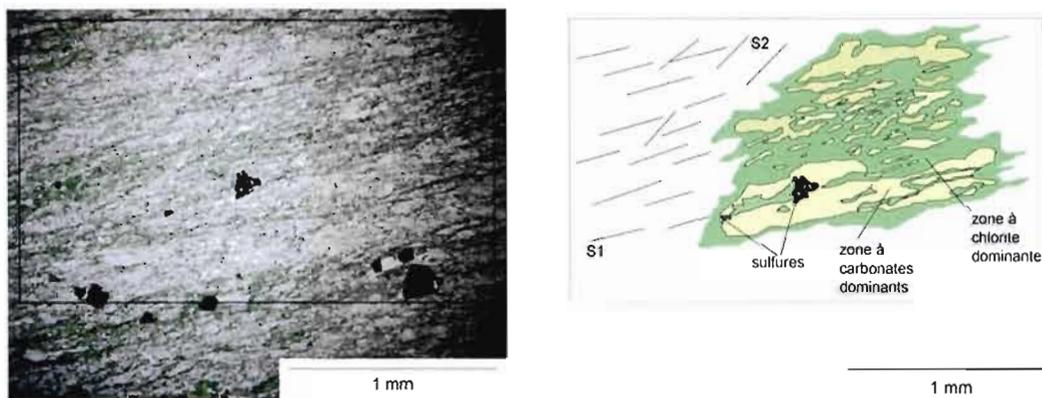


Figure 2.4: Lame mince du basalte. On peut voir les deux schistosités que subit le basalte ainsi qu'une forte altération en chlorite, fréquente dans cette unité. MB-07-007, 159,7 m de profondeur.

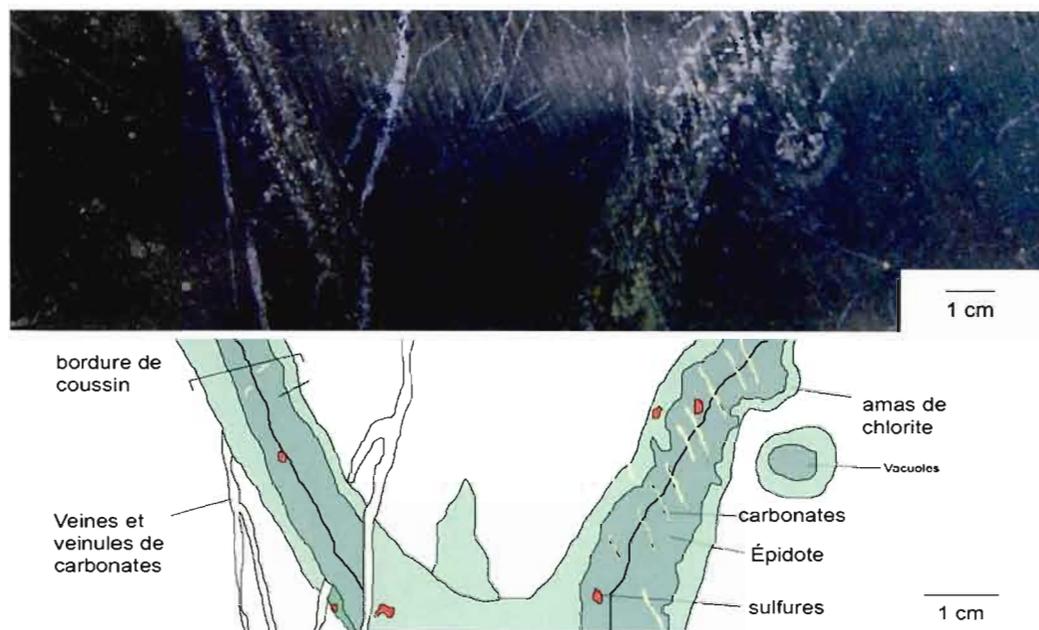


Figure 2.5: Structures coussinées dans le basalte, les bordures figées sont transformées en épidote. Elles sont entourées par un halo de chlorite. On peut remarquer que les veines et veinules de carbonates semblent être plus récentes que le remplacement des bordures par l'épidote et par la chlorite car elle recouper les bordures. MB-07-008, 430 mètres de profondeur.

L'unité ultramafique est une komatiite métamorphisée elle aussi au faciès des schistes verts. Cette unité est fortement altérée en talc-carbonates et en chlorite (Fig 2.6). Elle est intensément cisailée sur toute son épaisseur et parsemée de veines de quartz et carbonates (Fig. 2.7).

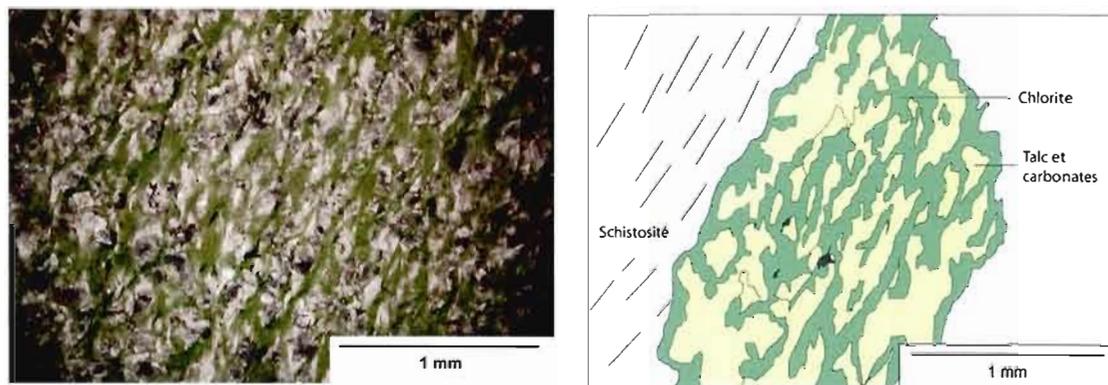


Figure 2.6: Lame mince de roches ultramafiques. On peut voir l'intense altération en talc-carbonates et chlorite, il est d'ailleurs extrêmement difficile d'observer d'autres minéraux. On peut aussi voir l'intense cisaillement de la roche. MB-07-006, 197,5 m de profondeur.

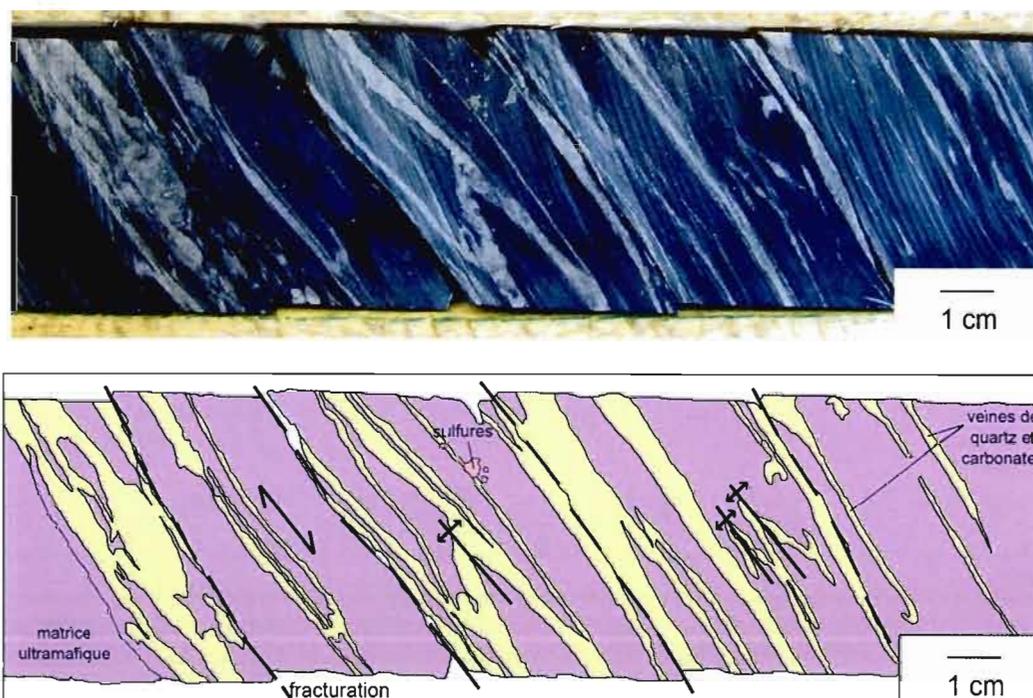


Figure 2.7: Photo d'une portion de roches ultramafiques intensément cisillées et plissées. La déformation est telle dans les méta-komatiites qu'il est très difficile d'observer plusieurs événements de plis et de schistosité. En effet, le cisaillement a aligné toutes les structures dans la même direction. Sur cette photo, on peut observer des plis dont le plan axial est parallèle à la schistosité. MB-07-007, 139,2 m.

Les carbonates présents dans les roches mafiques et ultramafiques sont de différentes natures. Il est toujours intéressant d'étudier la composition des carbonates dans un gisement d'or. En effet, certains d'entre eux sont proximaux par rapport à la minéralisation aurifère, ce sont les carbonates riches en fer comme l'ankérite ou la dolomite riche en fer, alors que d'autres sont distaux, ce sont les carbonates de calcium comme la calcite (Eilu, 1999). Nous avons effectué un test des carbonates au rouge Alizarin afin d'étudier l'abondance et la répartition de ces carbonates dans les roches de Marban. Les carbonates de fer se colorent en bleu alors que les carbonates de calcium se colorent en rouge-violet (Fig 2.8). Sur 22 échantillons testés à Marban, 10 sont devenus bleus, ils contiennent donc principalement de l'ankérite ou de la dolomite riche en fer, et 12 sont devenus rouges, ils contiennent donc principalement de la calcite. Il y a donc presque autant de carbonates de calcium que de carbonates riches en fer. Malheureusement, il n'a pas été possible d'établir une zonalité dans la répartition de ces deux familles de carbonates. Néanmoins, sur la base de cet test, il semble que les carbonates riches en fer sont présents en abondance dans les forages étudiés et que ces carbonates peuvent témoigner de la proximité d'un dépôt aurifère.

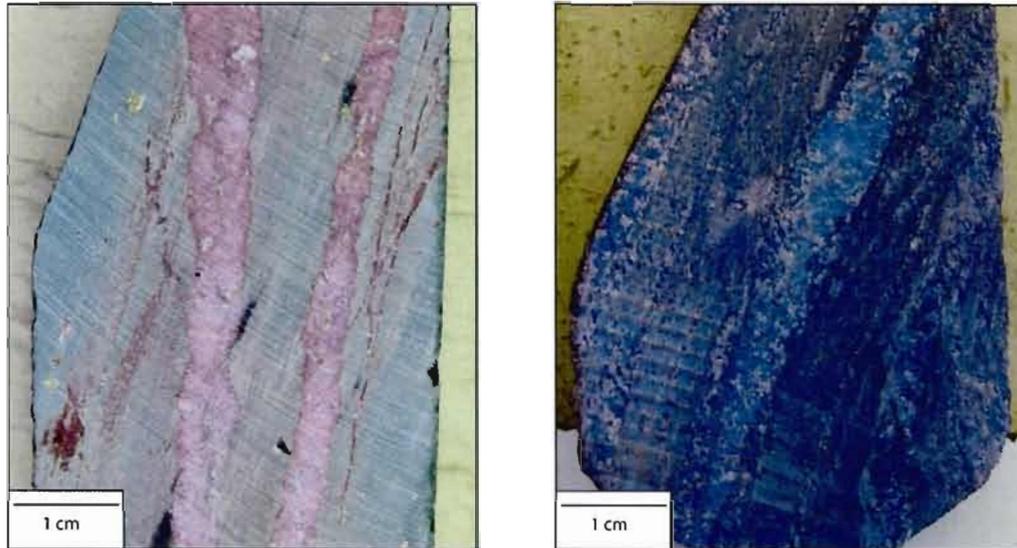


Figure 2.8: Calcite en rouge à gauche, MB-07-001, 120m. Ankérite ou dolomite riche en fer en bleu à droite, MB-07-001, 29m. Révélé par test chimique au rouge alizarin. Les carbonates se trouve principalement dans les veines et veinules, associé au quartz. Les veines à quartz-carbonates sont souvent entraînées dans le cisaillement, c'est pourquoi on peut observer les fins traits rouges en diagonale sur la photo de gauche. Les carbonates de fer sont plus abondants dans les zones proximales d'un gisement aurifère. Il sont un bon indicateur de la minéralisation.

2.2 HYPOTHÈSE DE L'ÂGE DE LA MINÉRALISATION AURIFÈRE DU GISEMENT DE MARBAN.

Dans le chapitre précédent, nous avons établi que l'or est spatialement associé à une unité de basalte, de préférence dans les zones où la roche est fortement cisailée. Nous allons maintenant évaluer l'âge de cette minéralisation aurifère. À Marban, aucune datation absolue n'est disponible en date de ce mémoire, nous allons donc utiliser les principes de la datation relative. Nous allons entre autre étudier le rapport entre l'or et la structure des roches de Marban pour ensuite comparer Marban avec les gisements situés aux alentours, dont certains ont été datés. En nous inspirant des méthodes de datation utilisées dans les autres gisements, nous allons tenter de rassembler les arguments concernant l'âge de la minéralisation de Marban.

On trouve plusieurs types de déformations à Marban et en observant les forages, il est parfois possible de déterminer une chronologie entre eux. Sur la figure 2.9, on observe deux schistosités distinctes : une schistosité plissée est recoupée par une schistosité plus récente. Les roches de Marban ont donc subi au minimum deux événements développant de la schistosité. Malheureusement, il est rarement possible de les distinguer, c'est pourquoi dans la suite de la description, nous utiliserons le terme S_n pour décrire la schistosité apparente sur les photos.

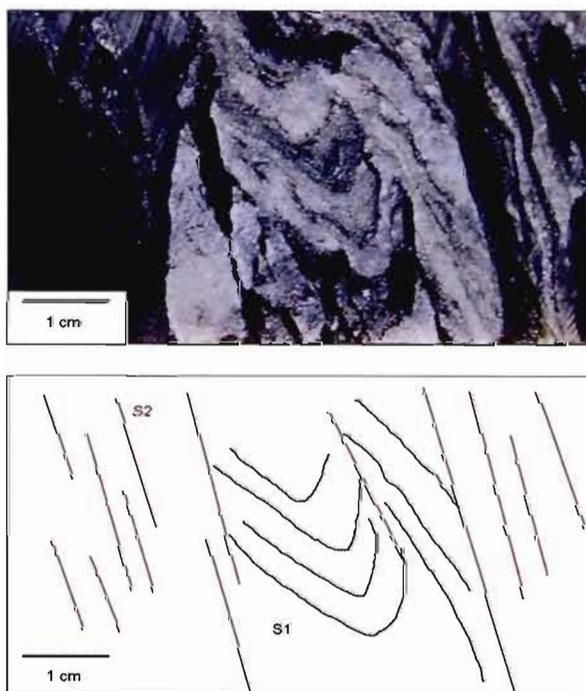


Figure 2.9: Photographie et schéma montrant deux familles de schistosités avec S2 recoupant un S1 plissé. MB-07-005, 139 mètres de profondeur.

La figure 2.10 montre une veine plissée recoupant Sn. Les kink-bands de la figure 2.11 sont des plis qui recoupent eux-aussi Sn. Les figures 2.12 et 2.13 montrent chacune une veine de quartz ayant subi un décrochement. La veine est plissée boudinée dans la figure 2.12. On voit aussi un remplissage de chlorite dans la figure 2.13. Ces observations nous apprennent que : Sn est antérieur aux veines, les veines ont ensuite subi du plissement et du boudinage, le plissement et le boudinage sont antérieurs au décrochement, et enfin la chlorite remplit les espaces vides créés par les décrochements.

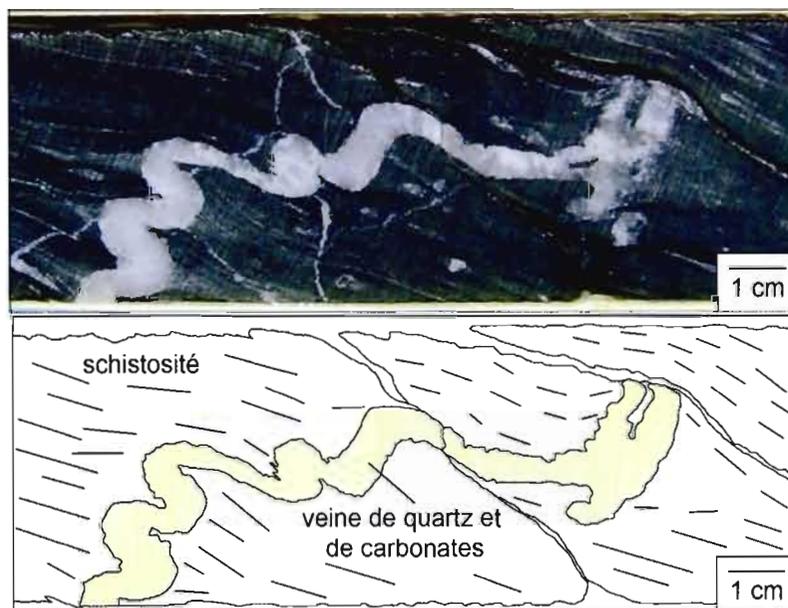


Figure 2.10 : Photographie et schéma montrant une veine de quartz plissée recoupant une des schistosités présente à Marban. MB-07-006, 87 mètres de profondeur.



Figure 2.11 : Plissement en kink band recoupant la schistosité.

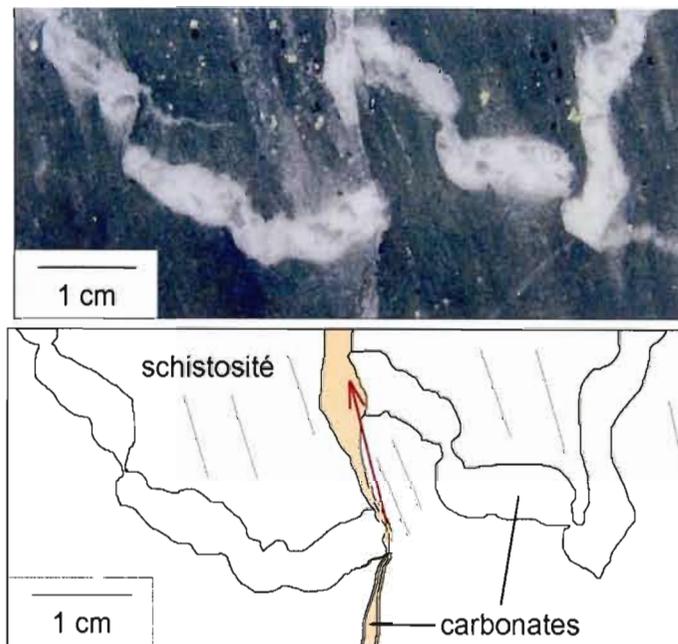


Fig.2.12 : Photographie montrant une veine de quartz boudinée ayant subi un décrochement senestre. La flèche rouge indique le mouvement. La veine de quartz recoupe la schistosité de l'échantillon.

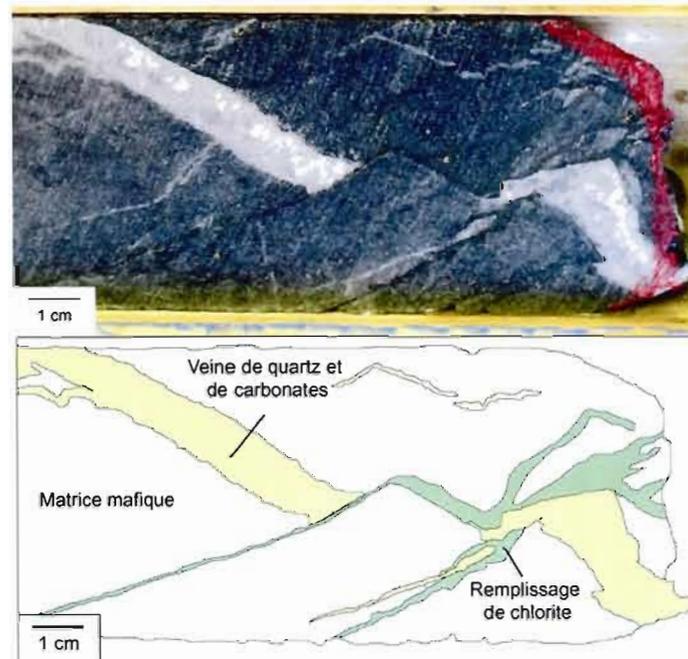


Figure 2.13 : Photographie montrant une veine de quartz-carbonate ayant subi un décrochement. La chlorite est en remplissage dans l'espace vide créé par le décrochement.

D'après la littérature, la région de Malartic - Val-d'Or a subi trois événements de déformations distincts : D1 a créé des failles et des plis dans les roches mafiques et ultramafiques autour de 2705 Ma, D2.1 a créé une foliation est-ouest autour de 2680 Ma puis D2.2 a créé un plissement et un décrochement dextre tardif le long des failles de D1, et enfin, D3 a créé des familles de kink-bands conjugués (Desrochers et Hubert, 1996). Certaines similitudes dans l'enchaînement des déformations peuvent être soulignées : 2 événements provoquant de la schistosité, associés à du plissement, du décrochement, des plis tardifs en kink-bands. Il n'est pas surprenant que les roches de Marban aient enregistré les déformations ayant survenues dans le secteur de Val d'Or-Malartic et plus généralement dans la zone volcanique sud (SVZ). Une comparaison pourrait être établie afin de reconstituer l'historique des déformations à l'échelle de Marban, par exemple en mesurant systématiquement les familles d'azimut des schistosités afin

de les comparer aux directions de la foliation régionale. Cependant, à l'heure où les données concernant ce mémoire ont été prises, de telles précisions ne pouvaient pas être acquises. En effet, nous ne disposons d'aucun affleurement sur Marban. De plus, les forages carottés de Marban ne sont pas orientés. Il existe une méthode permettant de connaître la direction des schistosités présentes dans les forages. En effet, la méthode consiste à faire apparaître sur un cercle, les mesures correspondant à l'azimut du forage, son angle et l'angle de la schistosité mesurée par rapport à l'axe du forage. Il est cependant nécessaire d'avoir des forages dont les azimuts varient d'au moins 10° afin que les cercles se recoupent, ce qui n'est pas le cas à Marban. Nous n'avons donc pas réussi à utiliser cette méthode avec succès.

Notre solution est de situer la minéralisation dans l'historique des déformations de Marban. L'unité de basaltes coussinés montre des bordures modérément cisillées dans les forages carottés. En ce qui concerne les roches ultramafiques, le cisaillement est intense sur toute l'épaisseur de ces unités. Il semble donc que la déformation cisillante se soit concentrée dans les roches ultramafiques, formant des corridors de déformation affectant les bordures des basaltes. En général, la minéralisation aurifère n'est pas visible à Marban, mais parfois, on peut observer des grains d'or dans les carottes de forage. La photo de la figure 2.14 montre une quinzaine de grains d'or observés au microscope. Ils sont tous alignés dans ce qu'il semble être un petit couloir de cisaillement rempli de chlorite. La photo suggère que l'or soit associé au cisaillement ayant développé cette schistosité. Cependant, comme précédemment, nous ne sommes pas en mesure de déterminer s'il s'agit de S1 ou de S2.

Les géologues de la mine Marban ont remarqué que les lentilles minéralisées se localisaient dans les zones les plus cisillées des basaltes (Fig. 2.15 et 2.16). Il y a donc un rapport entre la minéralisation et le taux de cisaillement des roches encaissantes. De plus, on peut observer que les zones minéralisées sont plissées de façon semblable au plissement des unités (Fig. 2.8 et Fig. 2.16). La minéralisation se concentre dans les charnières ou dans les plans axiaux.

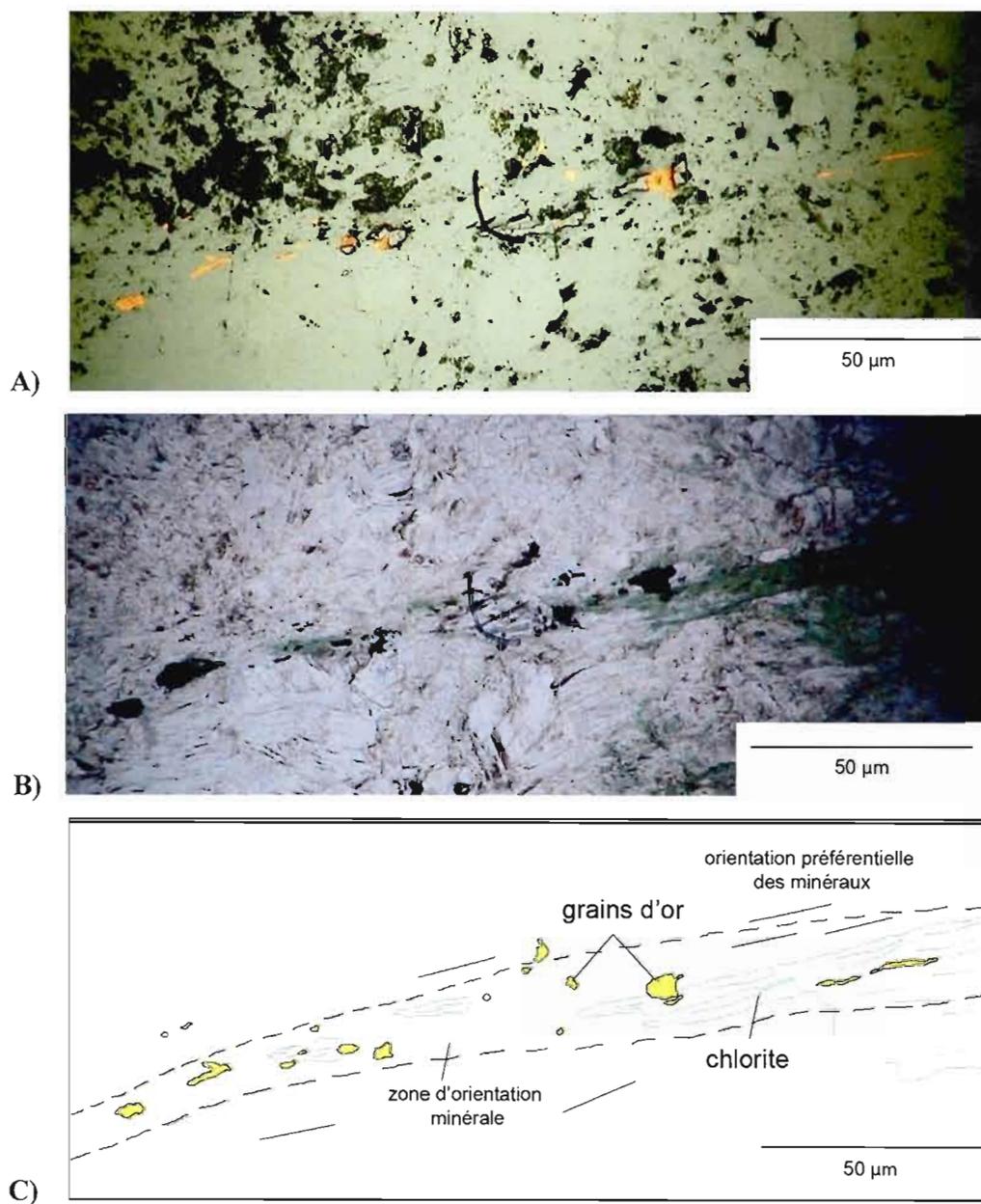


Figure 2.14 : Grain d'or dans un cisaillement microscopique du basalte, MB-07-012, à 257 m de profondeur. A) lumière réfléchie, B) lumière transmise polarisée non analysée, C) schéma interprétatif.

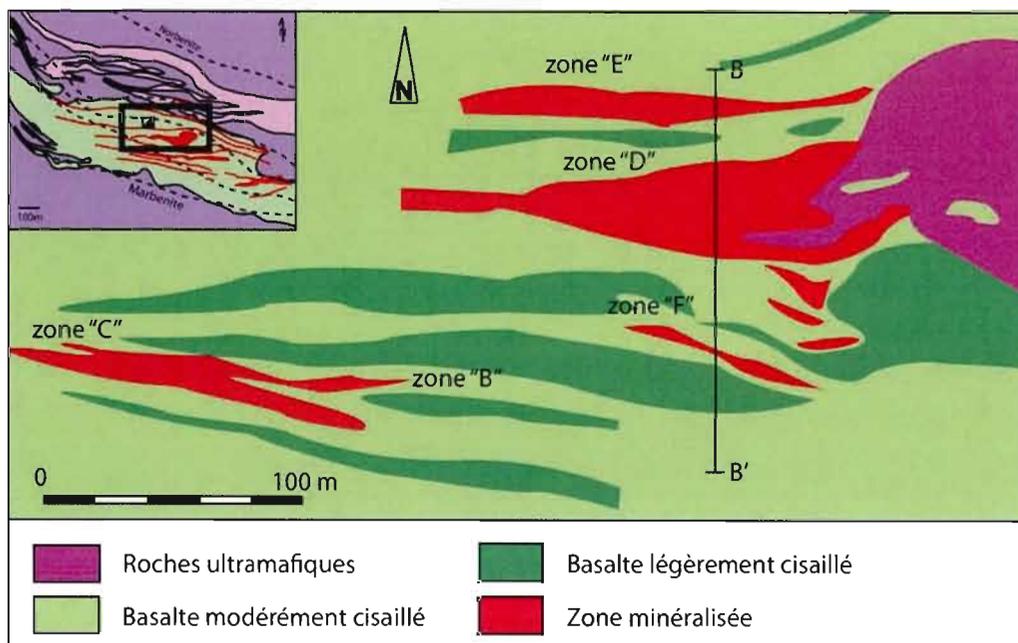


Figure 2.15: Carte géologique du niveau -243m de la mine Marban, Carrier, 2006, modifiée de Lyons et Makila, 1961.

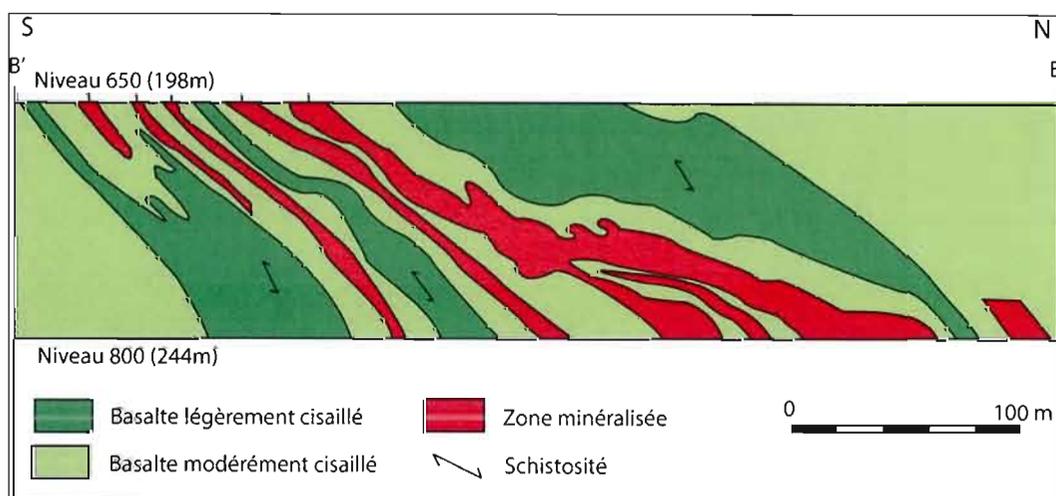


Figure 2.16: Section verticale à 152m à l'est du puits, Carrier, 2006, modifiée de Gill, 1963.

Mise à part la minéralisation aurifère, il existe d'autres minéraux métalliques pouvant témoigner de l'histoire de la déformation à Marban. La minéralogie associée à la minéralisation aurifère est constituée de pyrite, pyrrhotite et de magnétite. Ces trois minéraux présentent différentes caractéristiques quand à leur épisode de dépôt. Il existe notamment deux épisodes de pyrite puisque certains cristaux sont affectés par le cisaillement (Fig. 2.17) alors que d'autres sont automorphes (Fig. 2.18). La pyrrhotite quant à elle ne se présente que sous forme xénomorphe (Fig. 2.19). Enfin, la magnétite visible dans les roches basaltiques est sub-automorphe (Fig. 2.20). Ces cristaux de magnétite sub-automorphes sont dispersés le long du contact déformé entre le basalte et les roches ultramafiques, de 0 à 7 mètres du contact. De plus, ces cristaux sont rongés par de la pyrite et par des carbonates (Fig. 2.20). On observe toujours des cristaux de pyrite sub-automorphes associés à ces cristaux de magnétite.

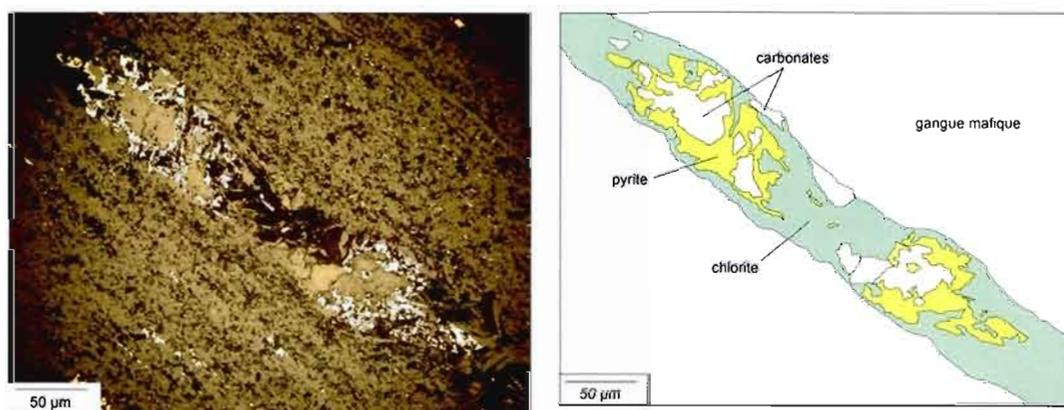


Figure 2.17: Veine boudinée de chlorite, carbonates et pyrites xénomorphes dans une matrice mafique, MB-07-018, 142.5 mètres de profondeur.

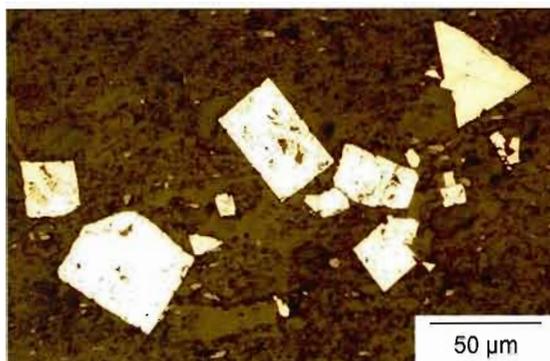


Figure 2.18: Pyrite automorphe dans le basalte, MB-06-001, 117 mètres de profondeur.

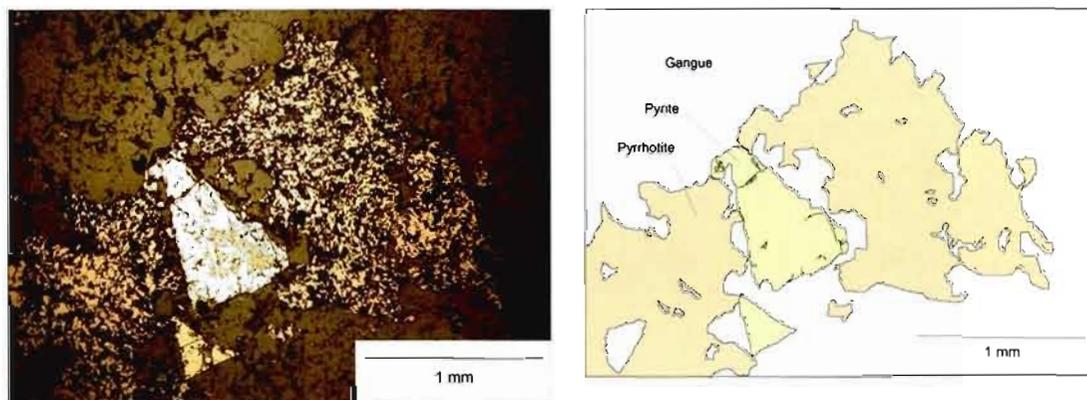


Figure 2.19: Pyrrhotite xénomorphe et pyrite automorphe dans le basalte. La pyrrhotite semble être contemporaine au cristal de pyrite. Ce dernier est très fracturé. MB-07-018, 136,6m. Lumière réfléchie.

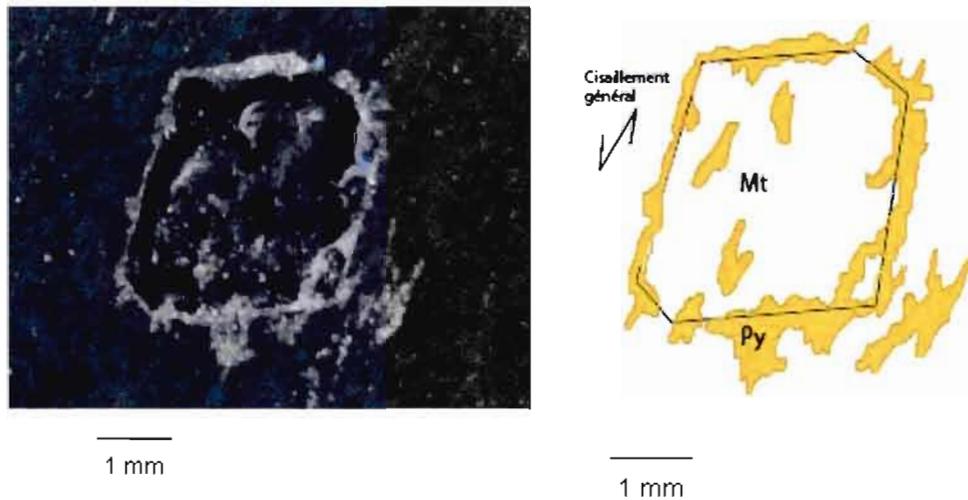


Figure 2.20: Photographie et dessin schématique d'un cristal de magnétite sub-automorphe dans le basalte subissant un processus de remplacement par de la pyrite. MB-07-013, 310 mètres de profondeur.

D'après les observations microscopiques il semble qu'il existe deux épisodes de pyrite. Cependant nous avons vu qu'il existe différents taux de déformations dans les unités basaltiques : entre le cœur de l'unité peu déformé et les bordures de l'unité cisailée. Il est donc possible qu'il en soit de même pour la pyrite. Dans l'hypothèse d'un épisode unique de pyrite, on considère donc que tous les cristaux n'ont pas été affectés de la même façon par la déformation. On peut d'ailleurs remarquer que la pyrite, même si elle est automorphe, est toujours fracturée. De plus, une étude ciblée sur les pyrites a été réalisée sur le dépôt de Marban. D'après cette étude, il n'existe qu'un seul évènement de pyrite (Renou, 2007). La pyrrhotite semble être précoce par rapport à la déformation car elle est toujours associée à de la pyrite déformée. Quand à la magnétite, sa forme la plus visible est celle de cristaux automorphes remplacés totalement ou partiellement par de la pyrite xénomorphe (Fig. 2.20). Une analyse de la susceptibilité des roches ultramafiques suggère que la magnétite y est abondante sans être visible à l'œil nu. En lame mince, à part les cristaux automorphes, aucune autre forme n'est observable. On peut cependant observer une quantité importante de baguettes d'hématite (Fig

2.21). Vu le niveau d'altération subit par les roches, et vu que les échantillons étudiés se situent à moins de 500 mètres de la surface, il est possible que la magnétite se soit oxydée et transformée en hématite.

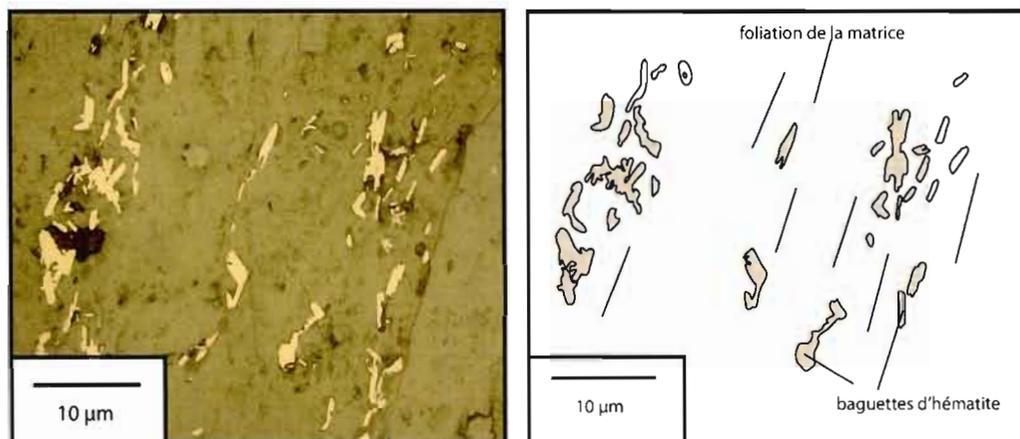


Figure 2.21 : Photos en lame mince de baguettes d'hématite. MB-07-018, 264m.

Les minéraux métalliques de pyrite, pyrrhotite et magnétite semblent être intimement associés à la minéralisation aurifère. La circulation hydrothermale ayant pu être le transporteur de l'or a altéré sur son passage les roches et les minéraux qui étaient déjà présents. Les roches mafiques de Marban sont altérées en chlorite. Les komatiites sont intensément altérées en talc-carbonates. Les deux unités possèdent un pourcentage important de veines de quartz : de 10 à 20% en moyenne dans les roches ultramafiques, de 3 à 10% dans les roches mafiques. Il est possible que les fluides ayant provoqué ces altérations ainsi qu'autant de veines de quartz aient apporté l'or par la même occasion.

Marban se situe dans une zone de cisaillement d'échelle kilométrique alignant plusieurs autres dépôts tels que Norlartic, Kierens et Kiena (Fig 2.22). Il est donc probable que ces dépôts soient contemporains au dépôt de Marban. Leur datation pourrait donc nous donner des indices sur l'âge de la précipitation aurifère de Marban. Dans la littérature, on trouve une classification

des gisements du secteur de Val d'Or-Malartic en fonction de leur âge de formation (Couture et al., 1994). Il existe d'une part des dépôts dit « anciens » dont l'âge est supérieur à 2690 Ma, tels que Kiena, Orion, Norlartic et Siscoe. D'autre part des gisements dit « jeunes » ont un âge est inférieur à 2684 Ma, tels que Sigma, Lamaque et Camflo (Fig. 2.23). Les limites d'âge sont définies par le métamorphisme, daté à 2684 ± 7 Ma sur la rhyolite de la Colombière (U/Pb sur rutile, Wong et al., 1991) et entre 2690 et 2675 sur l'amphibole de la mine Sigma (Hanes et al., 1992).

Les dépôts situés à proximité de Marban sont en général classés dans les gisements « anciens ». À Kiena, le dépôt aurifère a été daté entre 2694 Ma et 2686 Ma, et avait été associé à des épisodes d'intrusions de dykes et de stock granodioritique (2693 ± 2 Ma pour le stock granodioritique de Snowshoe avoisinant Kiena, U-Pb, Morasse, 1998). Le dépôt de Norlartic est le plus proche de Marban, à moins de 1,5 km. Un dyke tonalitique recoupant la minéralisation de Norlartic a été daté à 2692 ± 2 Ma (Pilote et al., 1993). Ceci donne une limite inférieure de l'âge de la minéralisation du dépôt de Norlartic. Des zircons d'origine hydrothermale ont été datés à 2697 ± 17 Ma dans la mine de Pascal Nord (U/Pb, Claoué-Long et al., 1990) et à 2693 ± 2 Ma dans la mine de Bras d'Or (U/Pb, Kerrich et Kyser, 1994). Même si ces événements hydrothermaux ne sont pas exactement ceux qui ont créé le dépôt de Marban, cela montre que des apports sporadiques de fluides chargés d'or ont eu lieu depuis la fin du volcanisme.

Cependant, les gisements « jeunes » sont eux aussi associés à des événements hydrothermaux qui auraient pu être à l'origine du dépôt de Marban. En effet, des minéraux hydrothermaux ont été datés à la mine de Sigma à 2682 ± 8 Ma (U/Pb sur zircon, Claoué-Long et al., 1990), 2599 ± 9 Ma (U/Pb sur Rutile, Wong et al., 1991) et 2579 ± 2 Ma Ar/Ar sur Muscovite, Hanes et al., 1992). Le dépôt de Camflo est daté à 2625 ± 7 Ma (U/Pb sur Titanite, Jamielita et al., 1990), et à 2621 ± 4 Ma (U/Pb sur Titanite, Zweng et al., 1993). Ces gisements sont cependant beaucoup plus éloignés de Marban.

Les gisements de Kiena et de Norlartic sont datés par la présence d'un corps recoupant la minéralisation. Ils sont ainsi jugés précoces. À Marban, les corps intrusifs ne recoupent pas la minéralisation, on ne peut donc pas définir s'il existe des dykes plus récents que la minéralisation et dire que Marban est une minéralisation précoce.

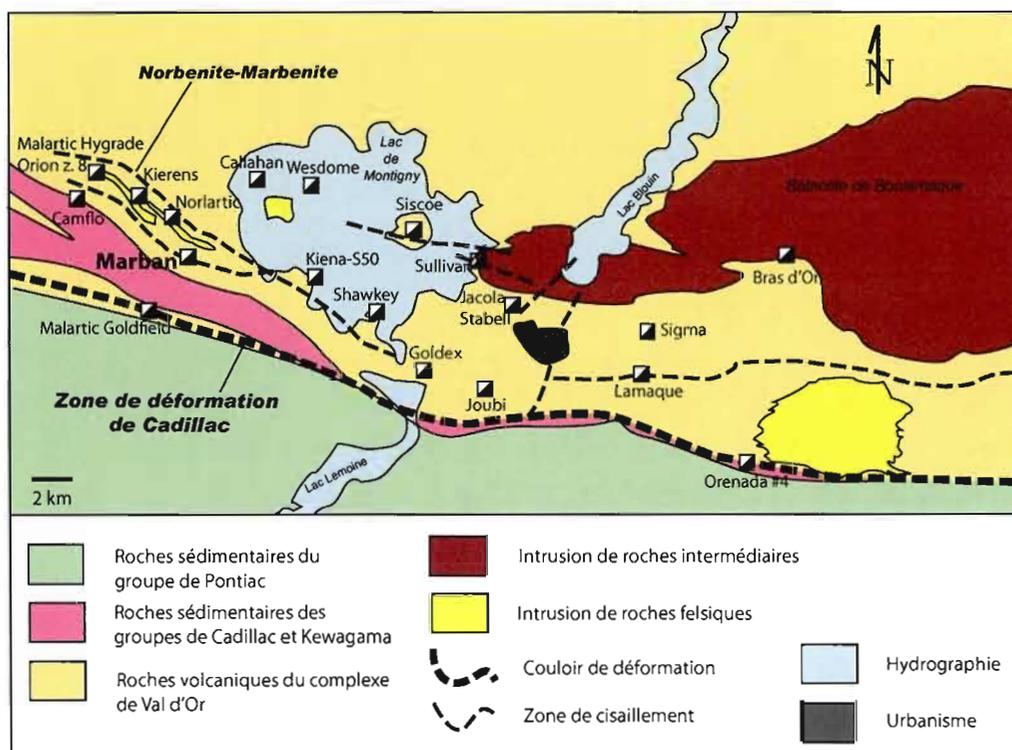


Figure 2.22 : Carte de la géologie simplifiée de la région de Val d'Or et localisation des principales mines, modifiée de Goutier et Mélançon, 2007, et de Doucet et al., 2007.

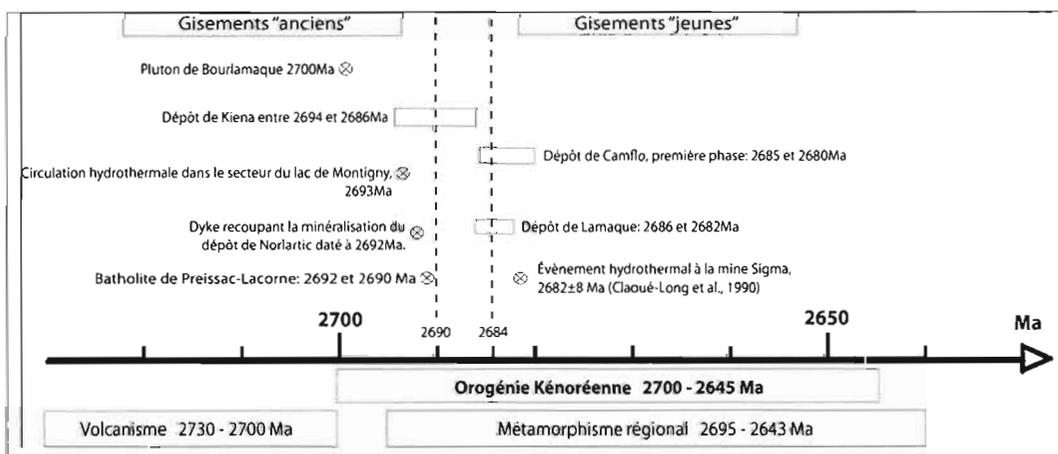


Figure 2.23: Compilation des événements géologiques de l'Abitibi ainsi que de la répartition en âge des principaux gisements aurifères de la région de Malartic-Val d'Or. Les gisements sont classés en gisements dits « anciens » ou en gisements dits « jeunes » d'après la classification de Couture et al., 1994.

Pour résumer, nous avons commencé par noter les similitudes entre les déformations observées dans les roches de Marban avec les déformations régionales. Même si nous ne pouvons pas les comparer par manque de données, nous pouvons tout de même utiliser l'historique des déformations observées dans les forages et les comparer à la minéralisation. Nous avons observé des grains d'or alignés dans ce qui semble être un couloir de cisaillement à l'échelle de la lame mince. De plus, nous avons remarqué que les lentilles elles-mêmes sont réparties majoritairement dans les zones cisillées de l'unité basaltique et qu'elles semblent être plissées de la même façon que les unités. Puis, nous avons observés les minéraux métalliques associés à l'or et nous avons remarqué qu'ils présentaient des formes xénomorphes et automorphes. Puisque certaines zones n'ont pas subi beaucoup de déformation, comme les zones à coussins dans le basalte, il n'est donc pas certain que les minéraux automorphes ou sub-automorphes soient absolument tardifs. Enfin, nous avons souligné le fait que Marban est spatialement associé à des gisements pré à syn-tectonique comme Norlartic et Kiena. En conclusion, beaucoup d'arguments sont en faveur d'une minéralisation pré à syn-tectonique à Marban, un dépôt dont l'origine est probablement due à une circulation hydrothermale couplée à des événements intrusifs. Des précisions sont nécessaires afin d'affiner cette hypothèse : l'étude d'intrusifs recoupant les unités minéralisées ou la recherche de minéraux pouvant être datés en radiochronologie comme la monazite.

2.3 ORIGINE DU GÎTE AURIFÈRE DE MARBAN

La minéralisation de Marban est confinée dans une unité basaltique, de préférence dans les zones déformées de l'unité. Nous avons observé que cette minéralisation qui semble pré- à syn-déformation / métamorphisme est associée à de la pyrite, de la pyrrhotite et de la magnétite. Le but de cette troisième partie est d'expliquer l'origine du gîte de Marban. Pour ce faire, il nous faut d'abord situer Marban dans les catégories des gisements aurifères, puis définir ses particularités ainsi que les caractéristiques ayant apporté l'or. Par la suite, nous tenterons de comprendre les moteurs ayant provoqué sa précipitation et amené la situation actuelle de la

minéralisation. Afin de définir si nos hypothèses sont plausibles, nous allons brièvement comparer Marban à deux autres gisements. L'un correspond aux caractéristiques lithologiques de Marban, le gisement Holloway, en Ontario. L'autre correspond en âge et est situé dans la même formation géologique et dans le même couloir de déformation que Marban, le gisement de Kiena.

Le gisement de Marban est situé directement dans la zone faillée Marbenite. Cette zone est une structure secondaire d'un accident plus majeur : la zone faillée de Cadillac. Ces failles ayant un pendage subvertical, légèrement vers le nord, se terminent loin en profondeur ; des levés géophysiques de sismique-réflexion ont confirmé qu'elles atteignent des profondeurs de l'ordre de 10 à 15 km où elles deviennent listriques (Jackson et al., 1995). Ce réseau de faille est associé aux processus de formation de l'orogénie Kénoréenne. Des intrusions sous forme de dyke et de plutons semblent avoir utilisé ces plans de faiblesse afin de remonter à la surface. Sur le secteur de Marban, ces roches plutoniques intrusives sont généralement dioritique à granitique. Elles recoupent les roches encaissantes. Le gisement de Marban ainsi que tous les gisements aux alentours regroupant ces mêmes caractéristiques sont des gisements de cisaillements aurifères, car les fluides aurifères ont probablement utilisé les zones de cisaillement pour accéder aux roches dans lesquelles ils ont déposé l'or. L'évolution de l'orogénie a donc provoqué tout un réseau de failles ainsi qu'une série de production de fluides pouvant y circuler. Ces fluides ont pu ainsi se disperser dans les unités encaissantes et perturber la chimie des roches.

Les roches du secteur de Marban sont des basaltes et des komatiites très altérés de la Formation de Jacola. Sur un diagramme isocone construit avec la méthode de Gresens (1967), nous avons représenté les données lithogéochimiques de quelques échantillons de basalte de Marban, comparés à des données issues de l'étude de Champagne (2004) ; étude portant sur des échantillons de basalte de la Formation de Jacola dans un secteur considéré comme étant moins altéré que le secteur de Marban. Le diagramme montre neuf éléments majeurs (Fig. 2.24). Il n'a pas été possible de faire figurer tous les points car on ne peut pas corréler chaque échantillon de Marban avec un échantillon précis peu altéré. Les données ci-dessous représentent donc le centre de gravité des nuages de points. Les tableaux des données utilisées sont présentés en annexes. L'interprétation a été établie d'après la méthode donnée par Grant (1986). L'isocone tracé relie

les éléments immobiles tels que Al_2O_3 ou TiO_2 . En ce qui concerne les éléments mobiles, le diagramme nous montre que les roches altérées ont subi un léger enrichissement de MgO et de CaO , un très léger appauvrissement de FeO et un appauvrissement considérable de K_2O par rapport à leurs équivalents peu altérés.

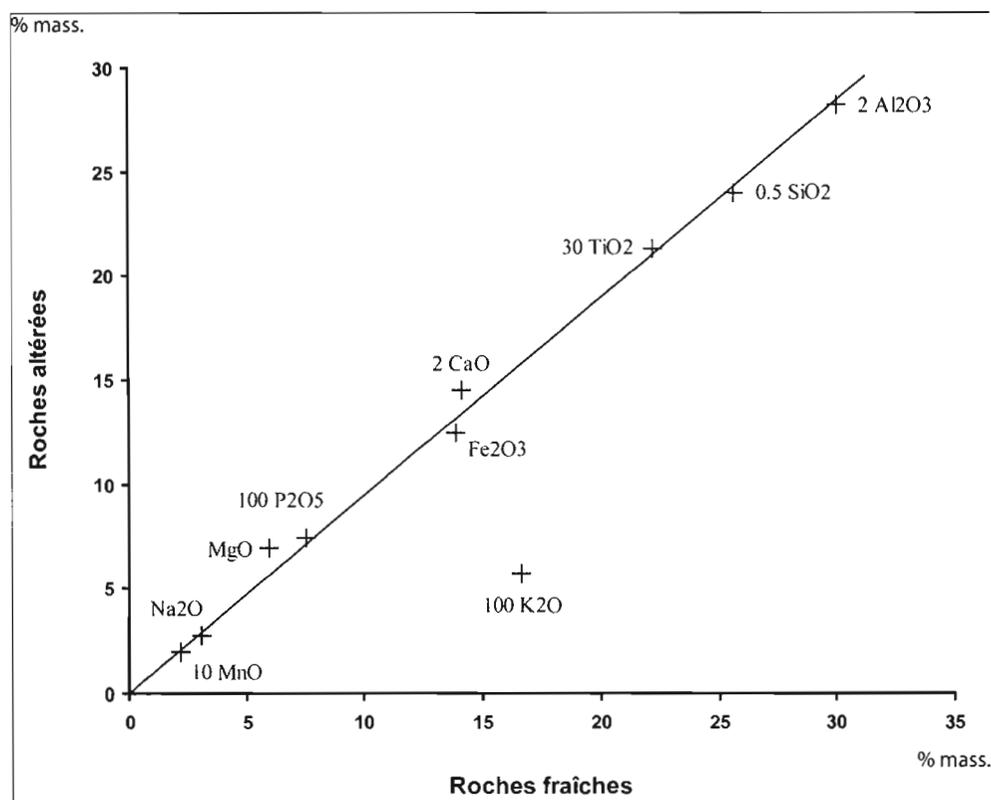


Fig. 2.24: Diagramme isocone de la méthode de Gresens (1967) représentant les données lithogéochimiques de roches considérées comme étant altérées : échantillon de Marban, en fonction des données lithogéochimiques de roches considérées comme étant moins altérées : échantillons de Champagne (2004). Voir le texte pour les explications.

Précédemment, nous avons noté que certains cristaux de magnétite étaient rongés par de la pyrite et par des carbonates (Fig. 2.20). Le remplacement de la magnétite par de la pyrite est un phénomène connu dans les formations de fer. Nous avons donc décidé d'étudier le comportement de la magnétite dans les unités de Marban. Une diagraphie des forages nous a

permis de mettre en évidence la variation de la teneur en magnétite des roches. Une sonde MPP, *Multi-Parameter Probe*, a été utilisée. Cette sonde mesure 3 paramètres : la susceptibilité magnétique mesurée en 10^{-3} SI révèle directement la quantité de magnétite dans l'échantillon, en présence ou non d'un conducteur ; la conductivité, mesurée en MHOS/M témoigne de la capacité conductrice des sulfures; enfin la réponse haute fréquence en Hertz (Hz) qui mesure la faculté des sulfures présent dans l'échantillon à conduire le courant. Les deux derniers paramètres de la sonde sont constamment nuls dans les roches de Marban, car il n'y a pas assez de matériel conducteur massif tel que la pyrite dans les roches. La susceptibilité magnétique est généralement faible dans les basaltes et élevée dans les komatiites. Il y a donc peu ou pas de magnétite dans les roches mafiques et il y en a beaucoup dans les roches ultramafiques. La figure 2.25 présente deux exemples de diagraphies : celle du forage MB-07-006 et celle d'une partie du forage MB-07-008. En annexe, on pourra voir toutes les diagraphies réalisées, couplées à la variation de la teneur en or dans les mêmes forages. On peut remarquer que la susceptibilité diminue généralement jusqu'à une valeur nulle dans les komatiites à l'approche des basaltes, cela signifie que la teneur en magnétite des roches ultramafiques disparaît avant d'atteindre les roches mafiques. On peut aussi y observer la présence plus importante de teneurs aurifères dans les basaltes que dans les roches ultramafiques. Il apparaît donc que l'unité basaltique semble être l'encaissant de la minéralisation. Notez enfin que les anomalies aurifères dans les basaltes sont parfois associées à des pics de susceptibilité magnétique. Il semble donc que la présence d'anomalie aurifère soit associée à une variation de la teneur en magnétite. De plus, nous avons déjà remarqué que des cristaux automorphes de magnétite rongé par de la pyrite et par des carbonates apparaissent dans les basaltes, à moins de 5 mètres du contact (Fig. 2.20). Il semble donc que la précipitation de l'or ait un lien avec la transformation de la magnétite en pyrite.

La présence d'intrusif tels que les granodiorites et les dykes dioritiques ont pu jouer un rôle dans l'apport des fluides. Les corps intrusifs n'ont pas été étudiés dans ce rapport. Il serait utile de le faire dans une recherche future concernant l'origine des fluides ayant transporté l'or. Leur rapport avec les lithologies encaissantes pourrait être de type skarn et ainsi avoir un rapport direct avec l'apport de fluides aurifères. Un skarn est un assemblage de minéraux calcosilicatés formé par métamorphisme soit régional soit local.

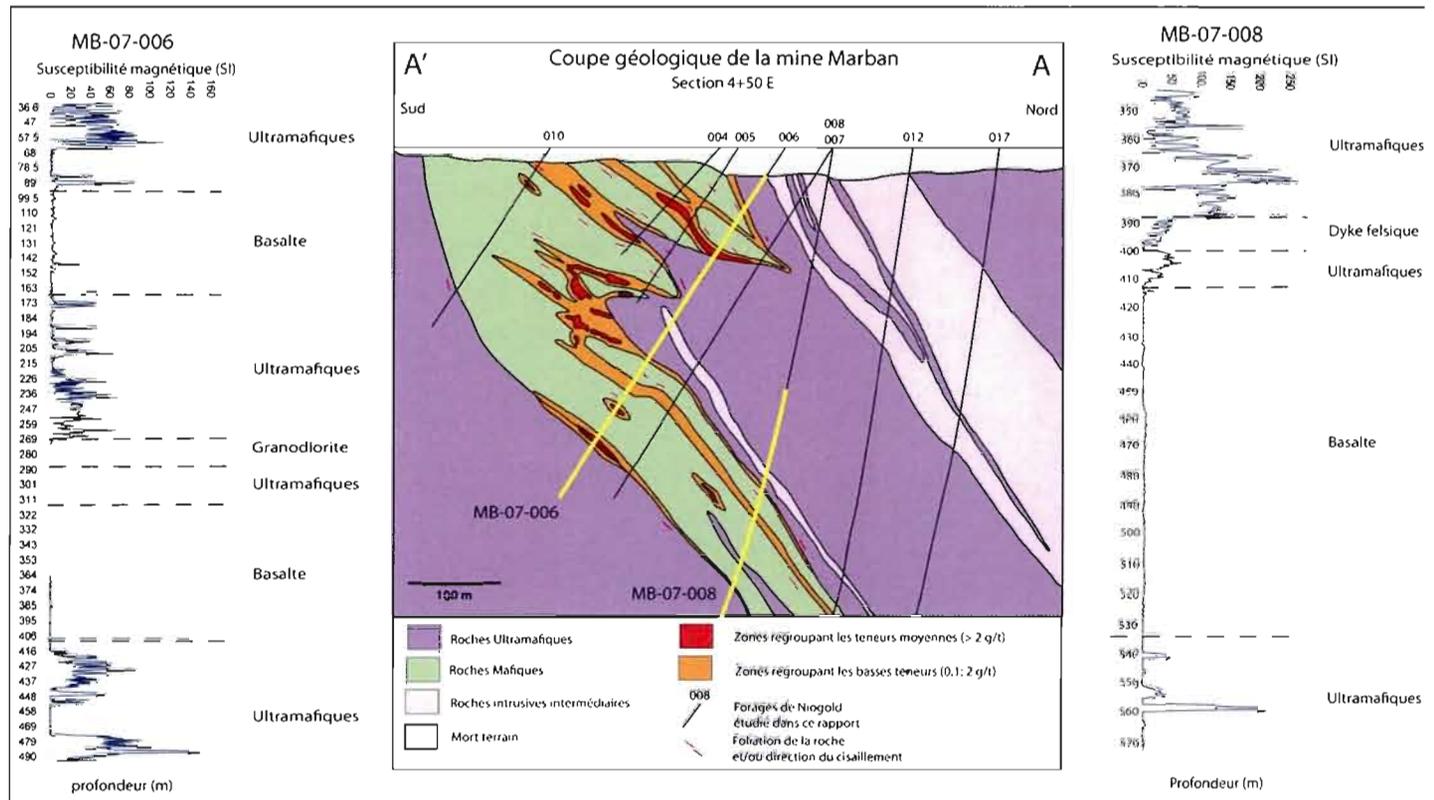


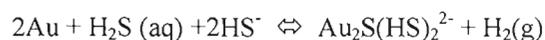
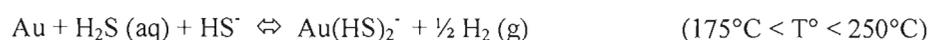
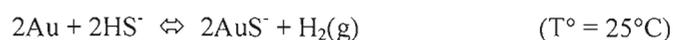
Figure 2.25 : Exemple de représentation de la variation de la susceptibilité magnétique en fonctions des unités lithologiques sur deux forages de la section de 450 Est/ 500 Est.

Les circulations hydrothermales des cisaillements aurifères sont réductrices et transportent l'or sous forme de complexes. Un complexe est une association entre un métal et un ligand, ce qui permet de former une solution capable de transporter le métal. Les complexes ioniques capables de transporter l'or sont nombreux ; on trouve des ligands tels que le fluor, l'hydroxide, le sulfate, le carbonate, les complexes organiques; cependant, leur importance est minimale par rapport aux complexes chlorés Cl^- et aux complexes sulfurés $\text{HS}/\text{H}_2\text{S}$. Les équations présentées ci-dessous sont présentées par Barnes (1979).

Les espèces métalliques vont se former dans des solutions riches en Cl dans des conditions favorables. Ces complexes chlorés sont capables de transporter les métaux en présence d'une faible concentration d'ions sulfurés. Le nombre d'atome métallique en solution doit excéder le nombre d'atome sulfuré réduits. Le complexe qui semble le plus couramment formé entre l'or et le chlore est:



Les complexes sulfurés semblent néanmoins produire le maximum de solubilité avec l'or à un taux fixe de ΣS et à un $\text{pH} = \text{pk}_{\text{H}_2\text{S}}$ (Barnes, 1979). Ce complexe est quantitativement dominant dans les solutions à pH autour du neutre, à basse température, c'est-à-dire $< 300^\circ\text{C}$, et en milieu réduct. Cependant, la concentration en atomes sulfurés réduits en solution doit excéder de beaucoup celle des atomes métalliques pour former un complexe ; le ratio métal/sulfure est une restriction importante. Les complexes entre l'or et les ligands sulfurés sont:



$\text{Au}(\text{HS})_2^-$ et $\text{Au}_2\text{S}(\text{HS})_2^{2-}$ sont appelés des thiocomplexes. C'est sous cette forme que l'or est le plus souvent transporté en solution.

Le dépôt de l'ion métallique à partir de ces complexes est de manière générale:
(Me=ion métallique)



Cette réaction utilise H_2S et non HS^- ou S^{2-} , car c'est l'espèce sulfurée prédominante à pH environ neutre et à faible température.



Les causes de précipitation des ions métalliques sont : la température, la pression, un changement chimique ou un apport chimique.

Dans notre étude, nous avons remarqué que l'or est spatialement associé aux minéraux de pyrite et de magnétite. Dans une solution riche en soufre, la magnétite (Fe_3O_4) s'enrichit en soufre et se transforme en pyrite (FeS_2). Cette réaction est très répandue dans les formations de fer :



Cette réaction consomme une grande quantité de soufre. Les thiocomplexes $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ deviennent donc en déséquilibre et la réaction de précipitation a lieu. Cette transformation laisse l'or (Au) libre, ce qui provoque sa précipitation (Fig 2.26).

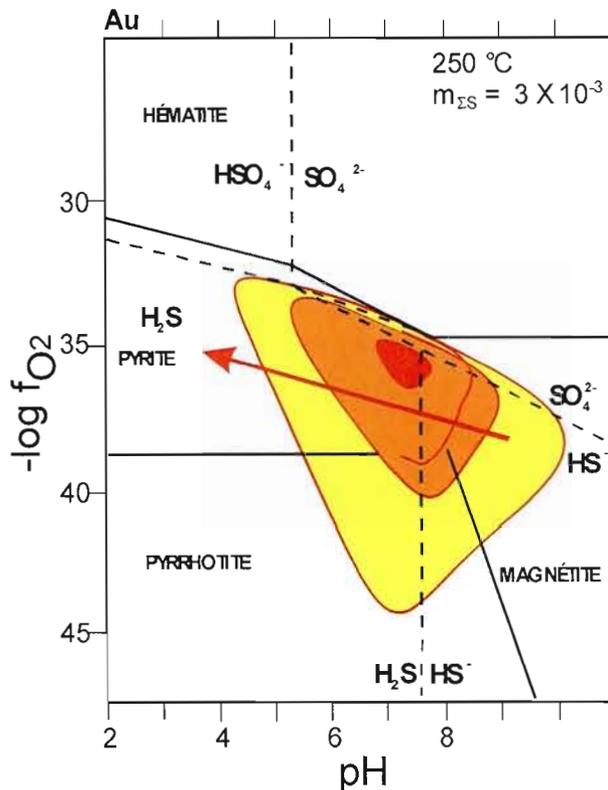


Figure 2.26: Diagramme de la fugacité de l'oxygène en fonction du pH montrant les champs de stabilité des principaux sulfures en noir et les contours de solubilité d'or ($\text{Au}(\text{HS})^2$) en mg/Kg en jaune et rouge. Si un fluide riche en $\text{Au}(\text{HS})^2$ passe du domaine de la magnétite au domaine de la pyrite (flèche rouge) alors l'or passe par un état de précipitation. Ceci s'explique par le fait que la magnétite s'enrichit en Soufre pour se transformer en pyrite. Cette transformation provoque la précipitation de l'or. D'après Cooke et Simmons, 2000.

Dans le cas de deux lithologies de composition contrastée, une altération hydrothermale provoque une réaction métasomatique. Des fluides riches en CO_2 , en sulfures et en or viennent altérer les deux lithologies, forçant ainsi des échanges entre eux. Sous l'effet des fluides riches en CO_2 , l'altération des roches ultramafiques comme la péridotite, en roches à talc-carbonate est concomitante à la transformation de la magnétite en pyrite, et nous savons que cette transformation entraîne la précipitation de l'or. Cette réaction provoque une altération zonée dont la principale caractéristique est l'apparition de minéraux sombres tels que la chlorite ou la biotite. Une zone noire apparaît donc au contact entre les deux lithologies et est appelée « Black wall » (Eilu, 1999) (Fig. 2.27). À Marban, les zones de contact entre les basaltes et les komatiites semblent regrouper certaines de ces caractéristiques. En effet, la minéralisation est associée

spatialement à la transformation de la magnétite en pyrite. De plus, les carbonates riches en fer tels que l'ankérite sont présents, témoins de la proximité d'une minéralisation (Eilu, 1999). Enfin, la quantité de chlorite est très grande. Cependant, à Marban, le contraste entre les deux lithologies n'est pas si fort que dans le cas théorique. La différence de composition entre des basaltes et des komatiites étant moins grande, nous allons donc étudier en détail la composition des éléments qui semblent influencer le plus cette réaction : le fer et le magnésium.

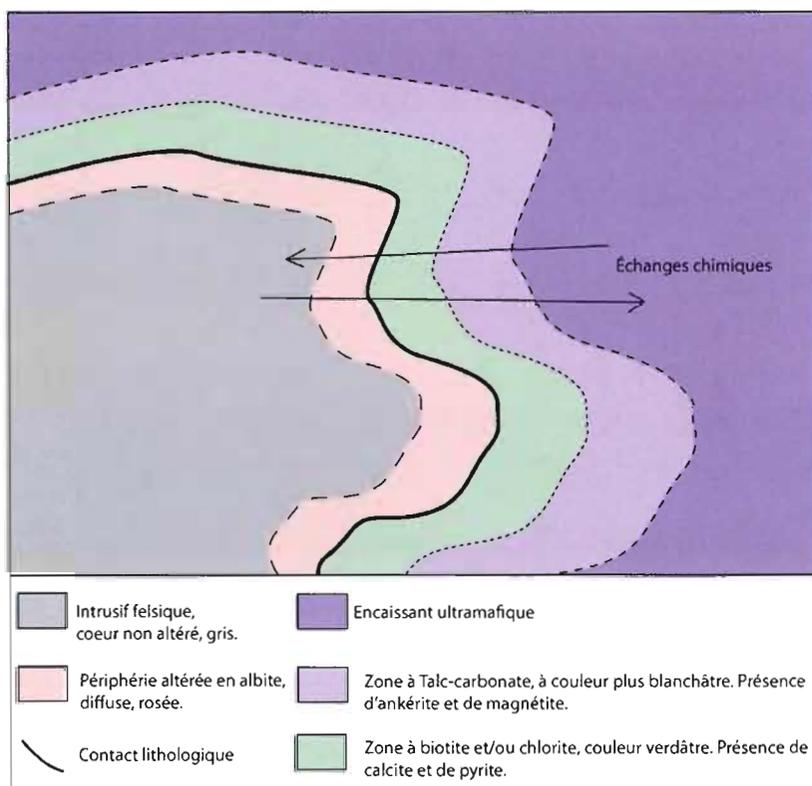


Figure 2.27 : Schéma type de la zonalité d'une réaction métasomatique de type « Black Wall » à la suite d'un intrusif de composition contrasté par rapport à l'encaissant, modifié de Eilu, 1999.

Des roches tholéïtiques ayant un taux en fer important peuvent provoquer la précipitation de l'or contenu dans des fluides riches en CO₂ et en soufre. Si un tel fluide arrive en contact avec deux roches dont le ratio fer/magnésium est différent, alors une réaction métasomatique aura lieu. Dans les roches de Marban, nous savons que les komatiites sont riches en magnétite. Cependant, la minéralisation aurifère est confinée aux basaltes. Afin d'étudier la teneur en fer et en magnésium des roches, nous avons effectué des analyses par microsonde sur 9 des lames minces polies. Elles ont été sélectionnées de façon à ce que les échantillons soient répartis de part et d'autre du contact entre les basaltes et les komatiites. Nous avons utilisé les minéraux de chlorite principalement car ce sont les plus abondants.

La chlorite est l'un des minéraux les plus répandus dans les roches métamorphiques, excepté aux faciès amphibolitique supérieur et granulites. La variation de composition dans la majorité des chlorites métamorphiques concerne MgO, FeO, Al₂O₃ et SiO₂ (Lee et al, 2007). Laird (1998) a montré que la variation de composition des chlorites issue de divers domaines géologiques est restrictive à ces éléments. La composition des chlorites est contrôlée par la lithogéochimie de la roche encaissante et par les conditions de pression-température subies par la roche.

De manière générale, les chlorites des roches mafiques métamorphisées sont plus riches en Mg par rapport aux roches felsiques ou aux roches sédimentaires métamorphiques (Zane et al., 1998). L'héritage issu de la roche hôte est un élément dominant dans la composition des chlorites (Zane et al., 1998). Dans les roches de Marban, les analyses montrent que le ratio FeO/MgO des chlorites est de 0.6% environ dans les roches ultramafiques et de 1.8% environ dans les roches mafiques (Fig 2.28). L'enrichissement en fer des chlorites est en moyenne de 1.2% quand on passe des roches ultramafiques aux basaltes.

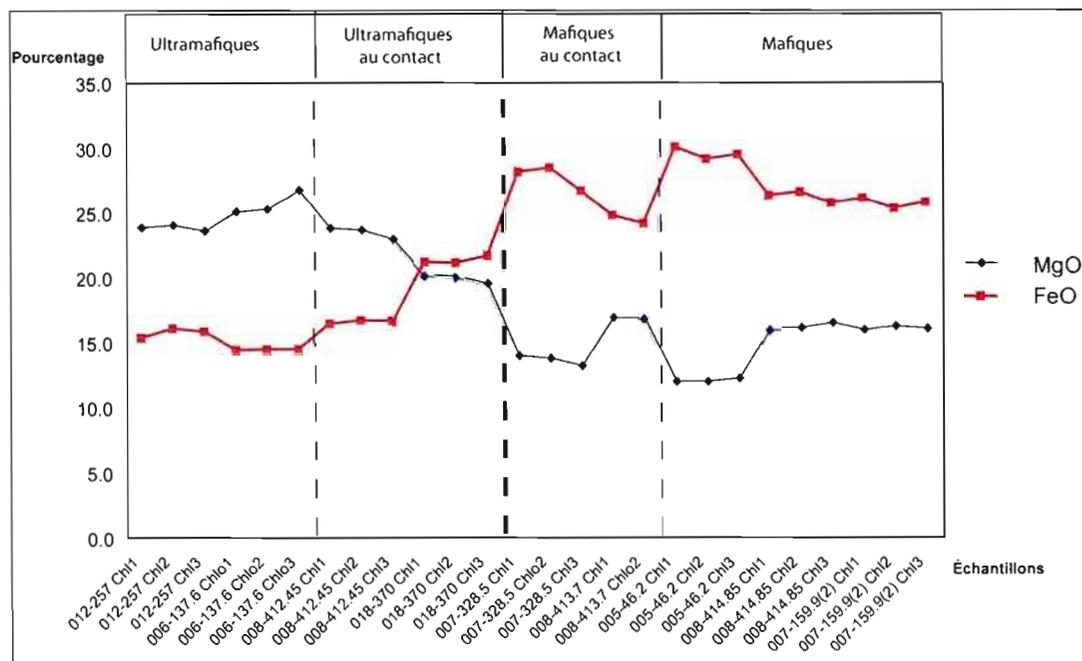


Figure 2.28 : Pourcentage en Fer (FeO) et en Magnésium (MgO) des chlorites des échantillons de Marban répartis de part et d'autre du contact roches maïfiques/roches ultramaïfiques. Analyse en microsonde. Le tableau de valeur est disponible en annexe.

Cependant, la substitution Fe-Mg est indicatrice du grade métamorphique ; les chlorites semblent subir un enrichissement en Mg et en Si et un appauvrissement en Fe total quand elles passent du faciès des schistes verts au faciès des amphibolites (Zane et al., 1998). Zhong et al. (1985) ont utilisés le rapport entre $Fe/(Fe+Mg)$ et $Al/(Al+Si)$ des chlorites dans deux groupes de roches ultramaïfiques des Appalaches pour montrer qu'ils étaient issus du même protolithe. Le premier groupe de chlorite est issu de l'unité d'Edmonds, considéré comme l'unité fraîche. Le deuxième groupe de chlorite est issu de l'unité de Todd, considérée comme l'unité altérée de façon métasomatique. La figure 2.29 montre les résultats de ces deux types de chlorite ainsi que les résultats des chlorites de Marban. On voit clairement que le groupe des chlorites de Marban est similaires au groupe de type Todd. En nous basant sur le modèle de Zhong et al. (1985), ils semblent donc que les chlorites de Marban ont subit une altération hydrothermale métasomatique.

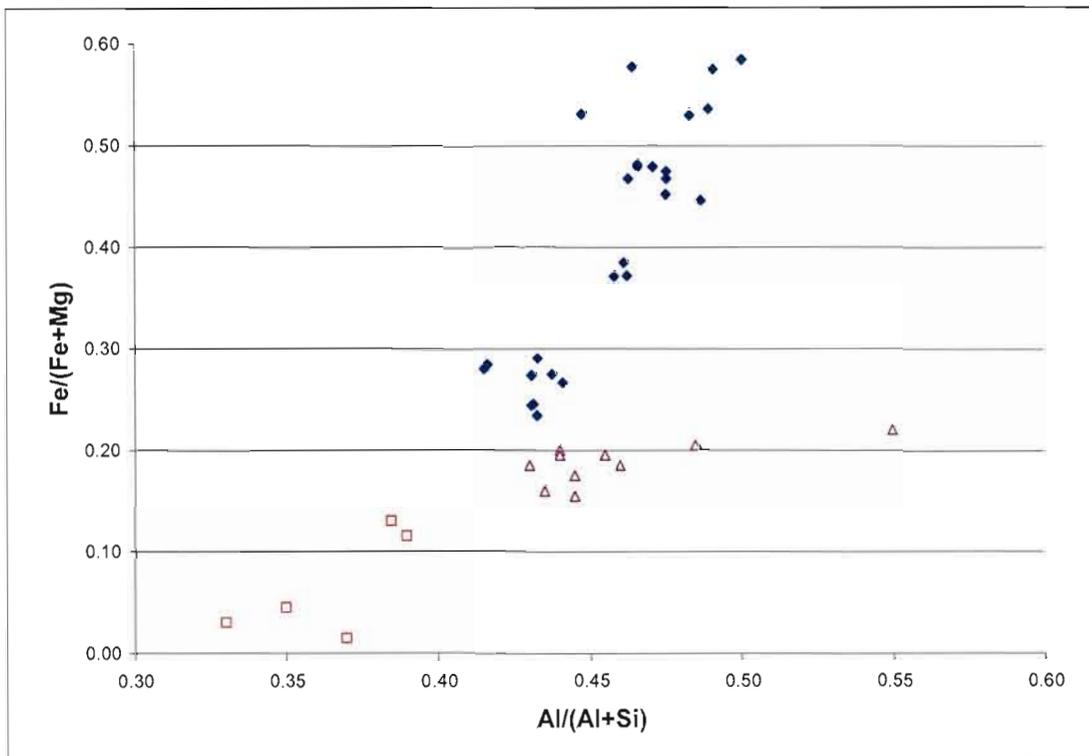


Fig. 2.29: Diagramme comparatif de la teneur de chlorite en $Fe/(Fe+Mg)$ par rapport à la teneur en $Al/(Al+Si)$. Les Chlorite issues de Marban sont comparées avec des chlorites Appalachiennes issues de la littérature. Les chlorites Appalachiennes proviennent du même protholite cependant, le premier groupe (Edmonds-type) n'a pas été altéré et le deuxième groupe (Todd-type) a subi une altération métasomatique. Carrés vides : Edmonds-type, considéré comme étant très peu altéré, triangles vides : Todd-type, considéré comme étant altérés (Zhong et al., 1985), losanges plein : Marban.

Nos analyses montrent que les chlorites des roches ultramafiques possèdent un pourcentage plus élevé de MgO que de FeO alors que les chlorites des basaltes possèdent un pourcentage plus élevé de FeO que de MgO . Le ratio FeO/MgO varie donc en fonction de l'unité que les fluides ont traversée. La zone proximale située dans les basaltes est donc définie par un ratio FeO/MgO plus élevé et par une disparition de la magnétite couplée à l'apparition de pyrite. Généralement, dans le faciès des schistes verts, la zone proximale est marquée par la disparition de calcite dans les roches ultramafiques, apparition de l'abondance de pyrite dans les formations

de fer et l'apparition de carbonate de fer dans les autres roches (Eilu, 1999). Même si nous n'avons pas réussi à délimiter une zonalité dans les carbonates, nous avons vu avec le test de carbonate que l'ankérite ou que la dolomite riche en fer est un carbonate abondant dans les roches de Marban (Fig. 2.5). Nous pouvons donc émettre l'hypothèse que la teneur en fer des basaltes soit responsable de la précipitation de l'or contenu dans les fluides ayant traversé les basaltes. Les basaltes de Marban semblent avoir agi comme une formation de fer. L'abondance de chlorite et de carbonate de fer, la variation de magnétite couplée à celle de la pyrite et la teneur en fer et magnésium des roches rappellent les caractéristiques du « Black Wall ». Cependant, le faible contraste entre les roches de Marban fait que cette réaction métasomatique comprend aussi ses propres caractéristiques, comme l'absence de conductivité. Afin de prendre un peu de recul, il est intéressant de comparer Marban à d'autres gisements de l'Abitibi. Notre choix s'est arrêté sur deux gisements : la mine Holloway en Ontario et la mine Kiena au Québec car ils correspondent aux caractéristiques de Marban.

2.3.1 Comparaison entre le gisement de Marban et des gisements similaires.

2.3.1.1 Mine Holloway, Ontario

La mine Holloway en Ontario est similaire à la géologie de Marban. Elle est contenue dans la partie Ontarienne de la ceinture de roches vertes. De ce côté, les mines sont réparties le long de la zone faillée de Destor-Porcupine. La mine Holloway est encaissée dans les assemblages du Kidd Munroe. Le terrain est composé de roches volcaniques métamorphiques tholéitiques et komatiitiques, recoupées par des intrusifs alcalins. La déformation de ce secteur, causée par la zone de cisaillement Destor-Porcupine est semblable à la déformation causée par la zone de Cadillac-Larder Lake sur laquelle la mine Marban est située. La zone minéralisée la plus importante de la mine Holloway est la « Lightning zone ». Elle est contenue dans des roches métavolcaniques tholéitiques, variolitiques et bréchifiées, et riche en fer (fig. 3.30). La lentille est encaissée par cette unité mafique, juste en dessous du contact avec les roches ultramafiques. Des analyses de microsonde ont été effectuées pour connaître les teneurs en MgO et FeO sur les minéraux de chlorite et de carbonates. Il en résulte que la zone minéralisée montre un

enrichissement en fer autour de 20 à 30 % (Ropchan et al., 2002). Les géologues de la mine Holloway présumant qu'à cause de leur ratio en FeO/MgO élevé, les roches mafiques auraient réagi avec les solutions hydrothermales porteuses d'or, supposé sous forme de thio complexes, pour former de la pyrite, ce qui aurait provoqué la précipitation de l'or. La déformation des roches de Holloway se présente sous forme de fissures, ce qui aurait permis une perméabilité suffisante pour que les solutions hydrothermales puissent circuler dans les roches et réagir avec les minéraux pour former la pyrite contenant l'or, (Ropchan et al., 2002). De plus, il semble que le caractère variolitique du basalte soit favorable à la minéralisation.

À la mine Holloway, le gisement aurifère est donc associé à la teneur en fer des basaltes et à leur caractère variolitique, cependant on ne mentionne pas de variation de teneur en magnétite dans ces roches.

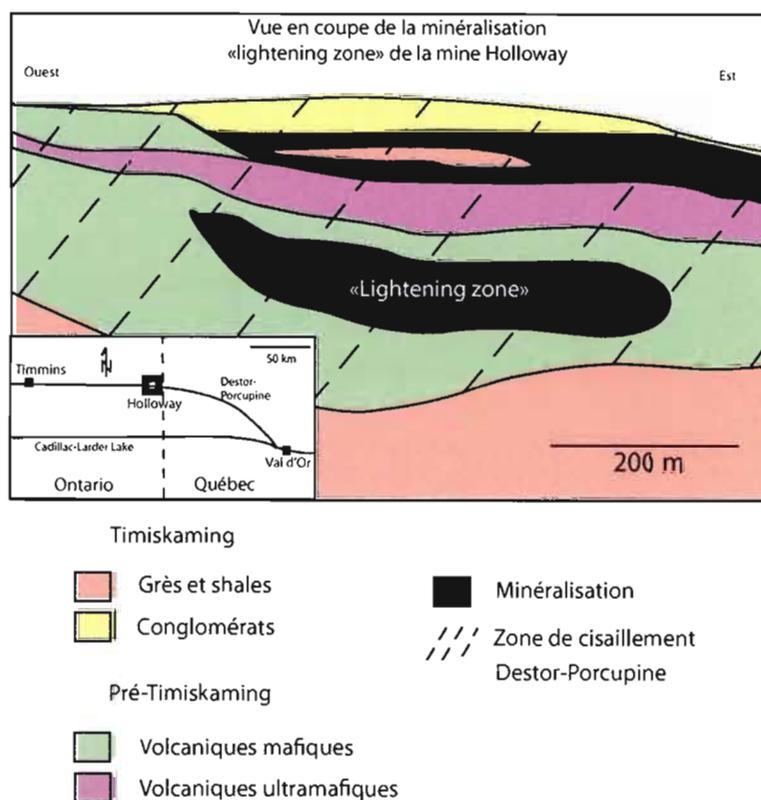


Figure 2.30 : Coupe de la minéralisation principale de la mine Holloway, Ontario. Modifiée de Ropchan et al. 2002.

2.3.1.2 Mine Kiena, Québec

La mine Kiena en Abitibi, est située à 4 km de la mine Marban. La minéralisation aurifère de Kiena est encaissée elle aussi dans les roches mafiques et ultramafiques de la formation de Jacola. Plus particulièrement, la zone S50 est localisée au contact supérieur des roches mafiques avec les roches ultramafiques. La minéralisation est plissée avec le contact (Fig. 3.31). La minéralisation de Kiena est encaissée dans les basaltes et est généralement associée à des carbonates, du quartz, de la pyrite, de la magnétite et en moins grande quantité de la pyrrhotite et de la chalcopyrite (Morasse, 1998). L'or apparaît sous forme de veines et veinules carbonatées, stockwerks, brèche de remplissage. Il est aussi disséminé dans les dykes de diorite albitisés et de carbonates ainsi que dans les roches métavolcaniques mafiques. La magnétite est utilisée comme indicateur de minéralisation par les géologues de la mine, elle est donc fortement associée à l'évènement minéralisateur. Les basaltes de Kiena sont particulièrement riche en fer. L'étude des analyses géochimiques des basaltes permet de les classer dans la catégorie des basaltes tholéitiques riche en fer du diagramme cationique de Jensen, 1976 (Morasse, 1998). À la différence de Marban, la minéralisation aurifère de la zone S50 est cependant associée aux basaltes non cisailés. Malgré cela, les similitudes entre Marban et Kiena sont importantes. Dans les deux cas, il semble que l'or se soit précipité dans des basaltes riches en fer, et que la proximité du contact avec les roches ultramafiques ait été un facteur favorable pour concentrer la minéralisation.

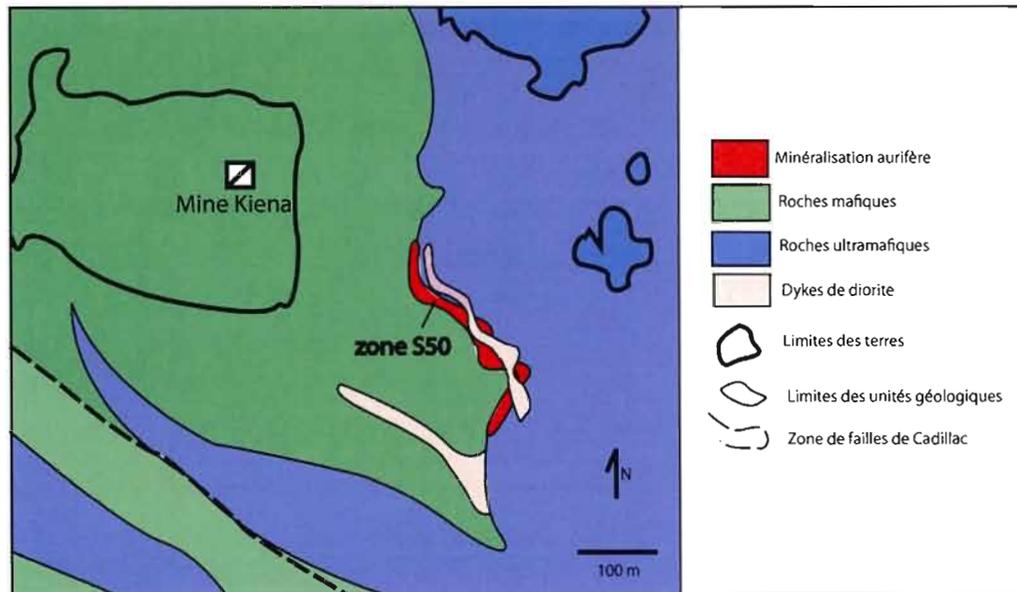


Figure 2.31: Carte de la zone S50 de la mine Kiena et de la géologie encaissante, modifiée de Morasse, 1998.

Comme nous l'avons vu pour Marban, mais aussi pour Holloway et Kiena, la minéralisation aurifère est confinée à des basaltes. Les études de microsonde et de diagraphie révèlent que l'or est associé à une unité mafique riche en fer et à une diminution de la teneur en magnétite des unités ultramafiques adjacentes. À Holloway comme à Marban, il semble de plus que le caractère structural ait favorisé la précipitation de l'or : basaltes variolitiques à Holloway et basaltes cisailés à Marban. Les zones de déformations de Cadillac-Larder Lake et de Destor-Porcupine sont donc des milieux propices pour les gisements reliés à des cisaillements aurifères. De plus, ces zones ont créé beaucoup de failles secondaires telles que Marbenite et Norbenite. Toutes ces ruptures ont permis aux fluides de circuler partout dans les roches de la ceinture de l'Abitibi. Ces fluides probablement riches en thiocomplexes ont traversé des roches riches en fer et en magnésium. Suite à l'absorption du soufre par les minéraux riche en fer, l'or a précipité. Les indices de cette réaction métasomatique les plus apparents sont les cristaux de magnétite rongés par de la pyrite.

CONCLUSION

Le gisement de la mine Marban est un gisement associé à un cisaillement aurifère d'échelle kilométrique. L'Abitibi est connu depuis longtemps pour la profusion des mines qui longent les zones faillées de Cadillac-Larder Lake et Destor-Porcupine. Cependant, tous les gisements ne sont pas de la même origine. À Marban, la minéralisation reste contenue dans une unité basaltique cisailée et nous avons remarqué que la minéralisation en or est associée à une minéralisation en pyrite-magnétite, parfois pyrrotite. L'état d'altération intense montre que les roches ont été traversées par des fluides riches en CO₂ et en soufre réduit. Les minéraux de chlorite et de talc ainsi que les espèces de carbonates présents sont une caractéristique d'une altération hydrothermale métasomatique, c'est-à-dire que les fluides ont créé des échanges chimiques entre les roches. Les analyses par microsonde ainsi que les diagraphies effectuées ont révélé des variations de la quantité de fer à travers les unités. Ces caractéristiques chimiques ainsi que la minéralogiques sont similaires à celles d'un gisement dans les formations de fer. Cependant, à Marban, la formation de fer, c'est l'unité mafique tholéitiques qui est très riche en fer. De plus cette unité est encaissée par des roches de composition légèrement différentes : des ultramafiques. Le résultat des échanges chimique se traduit donc par une précipitation de l'or dans l'unité mafique, par une transformation de la magnétite en pyrite et par une présence abondante de chlorite donnant un aspect sombre à la roche, équivalent du « black Wall » qu'on retrouve dans la zonation des altérations autour des intrusions. Le caractère cisailée des basaltes encaissant la minéralisation a probablement lui aussi joué un rôle dans la précipitation de l'or. Les fluides ont vraisemblablement emprunté ces corridors de déformations et réagit avec les minéraux qui y étaient présents.

Il est certain que la minéralisation est encaissée par les unités mafiques cisailées. Il faut donc orienter les recherches dans ce type de lithologie. De plus, il semble évident maintenant que la minéralisation est associée à une teneur en fer élevée de la roche. Lors de la réalisation des diagraphies, tous les résultats des teneurs en or n'étaient pas disponibles. Il y a donc des lacunes dans les données de susceptibilité magnétique. Afin de pousser la recherche concernant

le lien entre la minéralisation et les teneurs en fer de la roche, il pourrait être utile de passer la sonde spécifiquement aux endroits minéralisés. En effet, une étude systématique du couplage des données aurifère et ferrifère pourrait définitivement conclure sur le lien entre les deux. La campagne de forage qui a été poursuivie jusqu'en 2009 a ouvert d'autres horizons sur le côté Ouest du gisement. De ce côté, l'unité basaltique forme un coude et le couloir de déformation Marbenite-Norbenite s'oriente plus Nord-Sud. Il serait donc intéressant d'observer si la minéralisation suit cette nouvelle direction et si les variations de la teneur en magnétite restent les mêmes dans les unités. Le couloir de déformation de Marbenite-Norbenite va rejoindre les gisements de Norlartic et de Kierens. Si le fluide ayant apporté le gisement de Marban est passé par cette zone de failles, il est possible que certaines caractéristiques de Marban se retrouvent à Norlartic et Kierens. Il serait donc intéressant d'étudier le rapport entre la minéralisation et les teneurs en fer et en magnésium de ces deux gisements.

RÉFÉRENCES

- Ayer, J., Amelin, Y., Corfu, F., Kamo, S., Ketchum, J., Kwok, K., Trowell, N., 2002, Evolution of the southern Abitibi greenstone belt based on U–Pb geochronology: autochthonous volcanic construction followed by plutonism, regional deformation and sedimentation. *Precambrian Research*, vol. 115, pages 63-95.
- Babineau, J., 1985, Géologie de la région de La Motte, Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources, ET 84-03.
- Barnes, H.L., 1979, *Geochemistry of hydrothermal ore deposit*. Deuxième édition, édité par Hubert Lloyd Barnes, 798 pages incluant des références bibliographique et un index.
- Boily, M., William-Jones, A. E., Muija, T., et Pilote, P., 1990, Rare element granitic pegmatites in the Abitibi greenstone belt: a case study of the Preissac-Lacorne batholith. Dans: Rive, M., Verpaelst, P., Gagnon, Y., Lulin, J.-M., Riverin, G., and Simard, A., 1990, *The Northwestern Quebec Polymetallic Belt: A summary of 60 years of mining exploration*. Rouyn-Noranda, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, vol. spécial 43, pages 299-311.
- Bourget, A. and Bugnon, M.F., 1986, Synthèse géologique et structurale propriété Marban, cantons de Fournière et de Dubuisson, province de Québec, 33 pages.
- Burkin, A.R., 2001, *Chemical Hydrometallurgy – Theory and principles*. Imperial College Press, London. 401 pages.
- Campiglio, C., et Darling, R., 1976, The geochemistry of the Archean Bourlamaque batholith, Abitibi, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 13, pages 972-986.
- Card, K.D., 1990, A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. *Precambrian Research*, vol. 48, pages 99-156.
- Carrier, A., 2006, Technical report on the Marban, 43-101 rapport technique préparé pour NioGold Mining Corporation, 99 pages.
- Champagne, C., 2004, *Volcanologie physique et géochimie des komatiites de Spinifex Ridge, Formation de La Motte-Vassan, Abitibi*. Mémoire de maîtrise de l'Université du Québec à Chicoutimi. 178 pages.
- Claoué-Long, J.C., King, R.W., et Kerrich, R., 1990, Archean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone belt: constraints on the timing of gold mineralization. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 98, pages 109-128.
- Cooke, D.R., et Simmons, S.E., 2000, Characteristics and genesis of epithermal gold deposits. Dans Hagemann, S.G., et Brown, P.E., *Gold in 2000. Reviews in Economic Geology*, vol. 13, pages 221-244.
- Cooke, C.M., 1995, Summary report, 1994 diamond drilling program, Marban property, Project 501, Rapport Interne pour Aur Resources Inc., 15 pages plus appendices et plans.
- Cook R. B., Valliant W. W., et Pearson J. L., 2006, Technical report on Holloway-Holt mining project, northeastern, Ontario, Canada. St Andrew Goldfields Ltd, NI 43 101.
- Corfu, F., 1993, The evolution of the southern Abitibi greenstone belt in light of precise U-Pb Geochronology. *Economic Geology*, vol. 88, pages 1323-1340.
- Corfu, F., Krogh, T. E., Kwok, Y. Y., et Jensen, L. S., 1989, U-Pb zircon geochronology in the southernwestern Abitibi greenstone belt, Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 26, pages 1747-1763.

- Couture J.F., Pilote P., Machado N., et Desrochers J.P., 1994; Timing of gold mineralization in the Val-d'Or District, southern Abitibi Belt; evidence for two distinct mineralizing events. *Economic Geology*, vol. 89, pages 1542-1551.
- Daigneault, R., Mueller, W.U., et Chown, E.H., 2002, Oblique Archean subduction: accretion and exhumation of an oceanic arc during dextral transpression, Southern Volcanic Zone, Abitibi Subprovince Canada. *Precambrian Research*, vol. 115, pages 261-290.
- Daigneault, R., et Labbé, J.Y., 1992, Problematique des zones de déformation de la Sous-Province de l'Abitibi. Direction générale de l'Exploration Géologique et Minérale, Ministère des Ressources, rapport 92-03, pages 45-49.
- Davis, D. W., 1991, Age constraints on deposition and provenance of Archean sediments in the southern Abitibi and Pontiac Subprovinces from U-Pb analyses of detrital zircons. *Geological Association of Canada Program with Abstracts*, vol. 16, page A29.
- Davis, D.W., 1992. Ages constraints on deposition and provenance of Archean sediments in the Southern Abitibi and Pontiac Subprovinces from U-Pb analysis of detrital zircons. *Lithoprobe Rep 25*, UBC, Vancouver, Canada, pages 147-150.
- Davis, D. W., 2002, U-Pb geochronology of Archean metasedimentary rocks in the Pontiac and Abitibi subprovinces, Quebec, constraints on timing, provenance and regional tectonics. *Precambrian Research*, vol 115, pages 97-117.
- David, J., Dion, C., Goutier, J., Roy, P., Bandyayera, D., Legault, M., Rhéaume, P., 2006, Datations U-Pb effectuées dans la Sous-province de l'Abitibi à la suite des travaux de 2004-2005, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec, RP 2006-04, 22 pages.
- Desbiens, H., 1992, Drill proposals 1992-1993 program, Marban project, (QMRB) Dubuisson, Fournière townships, Abitibi, Quebec, 17 pages.
- Desrocher, J.P., 2006, Structural Report on the Camflo West Project, Val d'Or, Quebec. Numéro de référence du projet 3CN008.00.
- Desrochers, J.P. et Hubert, C., 1996, Structural evolution and early accretion of the Archean Malartic Composite Block, southern Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Science*, vol. 33, pages 1556-1569.
- Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M., et Goulet, N., 1982, Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part I: stratigraphy and paleogeographic model. *Canadian Journal of Earth Science*, vol. 19, pages 1729-1758.
- Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M., et Goulet, N., 1983a, Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part II: tectonic evolution and geomechanical model. *Canadian Journal of Earth Science*, vol. 20, pages 1355-1373.
- Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M., et Goulet, N., 1983b, Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part III: plutonic and metamorphic evolution and geotectonic model. *Canadian Journal of Earth Science*, vol. 20, pages 1374-1388.
- Doucet P., Goutier J., Melançon M. et Ste-Croix L., 2007, L'Abitibi : un centenaire d'exploration et de succès miniers, carte au 1 : 500 000 localisant les mines de métaux précieux et usuels ainsi que des carrières qui furent exploitées au cours du XXI^{ème} siècle dans les provinces de l'Abitibi et du Pontiac. Ministère des Ressources Naturelles du Québec.
- Eilu, P., Mathison, C.I, Groves, D.I, et Allardyce, W.J., 1999. Atlas of alteration assemblages, styles and zoning in orogenic lode-gold deposits in a variety of host rock and metamorphic settings. Centre for Global Metallogeny of the University of Western Australia, Publication No. 30.
- Feng, R. et Kerrich R., 1991. Granitoids as indicators for the tectonic evolution of the Abitibi Southern Volcanic Zone and the Pontiac Subprovince. *GAC-MAC Abstracts*, 16, 36.
- Feng, R. et Kerrich R., 1991b, similar to 2645 Ma S-type collisional granites: their influence on gold mineralization in the Abitibi southern volcanic zone. *GAC-MAC Abstracts*, 16, 36.
- Feng, R. et Kerrich R., 1991b. A high grade tectonic window in the Abitibi Southern Volcanic Zone: an Archean subduction complex. *GAC-MAC Abstracts*, 16, 36.

- Gunning, H.C., et Ambrose, J.W., 1939, The Timiskaming-Keewatin problem in the Rouyn-Harricana region, north-western Québec. *Proc. Trans. R. Soc. Can.*, vol. 33, pages 19-47 IV.
- Gustin M., 2007, Updated technical report, Marban block project, Québec, Niogold Corp.
- Goldie, R., 1978, Metamorphism of the Flavrian and Powell plutons, Noranda area, Quebec. *Journal of Petrology*, vol. 20, pages 227-238.
- Goldie, R., 1979, Consanguineous Archean intrusive and extrusive rocks. Noranda area, Quebec. *Precambrian Research*, vol. 9, pages 275-287.
- Goutier, J. et Melançon, M., 2007, Compilation géologique de la Sous-province de l'Abitibi (version préliminaire). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; échelle 1/500 000.
- Grant, J., 1986, The Isocon Diagram – A simple solution to Gresens' Equation for metasomatic alteration. *Economic Geology*, vol. 81, pages 1976-1982.
- Gresens, R.L., 1967, Composition-volume relationships of metasomatism. *Chem. Geology*, vol. 2, pages 47-55.
- Hanes, J., Archibald, D.A., Hodgson, C.J., et Robert, F., 1992, Dating of archean auriferous quartz-vein deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada : $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for a 70-100Ma time gap between plutonism/metamorphism and mineralization. *Economic Geology*, vol. 87, pages 1849-1861.
- Hubert, C., 1990, Geological framework, evolution and structural setting of gold and base metal deposits of the Abitibi greenstone belt, Canada. Dans: Ho, S.E., et al
- Imreh, L., 1984. Sillon de Lamothe-Vassan et son avant-pays méridional: synthèse volcanologique, Litho-stratigraphique et gîtologique. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MM 82-04, 72 pages.
- Jackson S.L., Cruden A.R., White D., et Milkereit B., 1995, A seismic-reflection-based regional cross section of the southern Abitibi greenstone belt. *Canadian Journal of Earth Science*, vol. 32, pages 135-148.
- Jackson, S. L., et Fyon, J. A., 1991, The western Abitibi Subprovince in Ontario. Dans: Thurston, P.C., William, H, R., Sutcliffe, R. H., and Stott, G. M., 1991, *Geology of Ontario*. Ontario Geological Survey, vol. spécial 4, pages 405-485.
- Jemielita, R. A., Davis, D. W., et Krogh, T. E., 1990, U-Pb evidence for Abitibi gold mineralization postdating greenstone magmatism and metamorphism. *Nature*, vol. 346, pages 831-834.
- Jensen, L.S., 1976, A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Division des Mines d'Ontario, Misc. paper 66.
- Jolly, W.T., 1978. Metamorphic history of the Archean Abitibi belt, metamorphism in the Canadian Shield. *Geological Survey of Canada*, pages 63-78.
- Kerrick, R., et Kyser, T.K., 1994, 100Ma timing paradox of archean gold, Abitibi greenstone belt, Canada; a new evidence for U-Pb and Pb-Pb evaporation ages of hydrothermal zircons. *Geological Society of America*, vol. 22, pages 1131-1134.
- Lacroix, S., et Sawyer, E.W., 1995, An archean fold-thrust belt in the north-western Abitibi Greenstone belt; structural and seismic evidence. *Canadian Journal of earth Science*, vol. 32, pages 97-112.
- Laird, J., 1988, Chlorites: metamorphic petrology. Dans Bailey, S.W., 1988, *Hydrous phyllosilicates, reviews in Mineralogy*. Mineral Society of America, vol. 19, page 405.
- Lajoie, J., et Ludden, J., 1984, Petrology of the Archean Pontiac and Kewagama sediments and implications for the stratigraphy of the southern Abitibi belt. *Canadian Journal of Earth Science*, vol. 21, pages 1305-1314.

- Lee, S.S., Guggenheim, S., Dyar, M.D., Guidotti, C.V., 2007, Chemical composition, statistical analysis of the unit cell, and electrostatic modeling of the structure of Al-saturated chlorite from metamorphosed rocks. *American Mineralogist*, vol. 92, pages 954-965.
- Legault, M. et Rabeau, O., 2006, Étude métallogénique et modélisation 3D de la Faille de Cadillac dans le secteur de Rouyn-Noranda. *Ressources naturelles et faune Québec*, RP 2006-03, 8 pages.
- Ludden, J. et Hubert, C., 1986, Geologic evolution of the Late Archean Abitibi greenstone belt of Canada. *Geology*, vol. 14, pages 707-711.
- Ludden J, Hubert C., et Gariépy C., 1986, The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada. *Geological Magazine*, vol. 123, pages 153-166.
- Mason, R., 1995, The Kenorean orogeny and the first supercontinent: Precambrian'95, an International Conference on Tectonics and Metallogeny of Early/Mid-Precambrian Orogenic Belts, Program with Abstracts, Université du Québec à Montréal, Aug. 28 to Sept. 1, page 37.
- Méthot, Y. et Trudel, P., 1987, Géologie de la mine Marban, Région de Malartic. Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune du Québec, MB 87-53, 71 pages.
- Morasse, S., Wasteneys, H. A., Cormier, M., Helmstaedt, H., et Mason, R., 1993, La mine d'or Kiena: minéralisation magmatique hydrothermale kénoréenne précoce dans la ceinture minérale de Val d'Or, sud-est de l'Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV 93-03, pages 67-71.
- Morasse, S., Wasteneys, H.A., Cormier, M., Helmstaedt, H., et Mason, R., 1995b, A pre-2686 Ma intrusion-related gold deposit at the Kiena mine, Val D'Or, Quebec, southern Abitibi subprovince. *Economic Geology*, vol. 90, pages 1310-1321.
- Morasse, S., 1998. *Geology, Structure and Timing of gold mineralization at the Kiena Deposit, Val d'Or, Québec*. Ph.D. Thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, 362 pages plus cartes.
- Mortensen, J.K., et Card, K.D., 1993, U–Pb age constraint for the magmatic and tectonic evolution of the Pontiac Subprovince, Quebec. *Canadian Journal of Earth Science*, vol. 30, pages 1970-1980.
- Mortensen, J.K., 1993a. U–Pb geochronology of the eastern Abitibi subprovince. Part 2. Noranda-Kirkland lake area. *Canadian Journal Earth Science*, vol. 30, pages 29-41.
- Mueller, W., et Donaldson, J.A., 1992, Development of sedimentary basins in the Archean Abitibi belt, Canada: an overview. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 29, pages.2249-2265.
- Norman, G. W. H., 1942, La partie est du canton de Dubuisson, comte d'Abitibi, Québec - Carte à l'échelle 1 : 6 000. Commission Géologique du Canada, brochure 42-9.
- Pearson, V., et Daigneault, R., 2009, An Archean megacaldera complex: The Blake River Group, Abitibi greenstone belt. *Precambrian Research*, vol. 168, pages 66–82.
- Perreault, G., 1985, Cartographie géologique et structurale d'un secteur de la propriété Marban, internal Niogold Mining Corporation report., 2 p.
- Pilote, P., Couture, J-F., Desrochers, J-P., Machado, N. and Pelz, P., 1993, Minéralisations aurifères Multiphasées dans la région de Val d'Or : l'exemple de la mine Norlartic, Ministère des Ressources, Québec, DV 93-03, p. 61-66.
- Pilote, P., Moorhead, J., Mueller, W., 1998. Développement d'un arc volcanique, la région de Val d'Or, ceinture de l'Abitibi- Volcanologie physique et évolution métallogénique. Association géologique du Canada – Association minéralogique du Canada, Réunion annuelle, Québec 1998, livret - guide d'excursion A2, 85p.
- Powell, W. G., Carmichael D. M., et Hodgson, C. J., 1993, Conditions and relative timing of metamorphism during the evolution of the southern Abitibi greenstone belt: Geological Association of Canada Program with Abstracts, v. 19, p. A90.
- Powell, W. G., Carmicheal, D. M., et Hodgson, C. J., 1995a, Conditions and timing of rnetarnorphism in The southern Abitibi greenstone belt, Quebec: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 32, p. 787-805.

- Powell, W. G., Hodgson, C. J., Hanes, J. A., Carmichael, D. M., McBride, S., et Farrar, E., 1995b, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological evidence for multiple postmetamorphic hydrothermal events focused along faults in the southern Abitibi greenstone belt: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 32, p. 768-786.
- Renou, A.S., 2007, Étude pétrographique, association minéralogique de l'or et altérations sur le projet Marban, rapport spécial pour Niogold Corp. par Modélaur, 35 pages.
- Rive, M., Pintson, H., and Ludden. J., 1990, Characteristics of late Archean plutonic rocks from the Abitibi and Pontiac Subprovinces, Superior Province, Canada, in Rive, M., Verpaelst, P., Gagnon, Y., Lulin, J.-M., Riverin, G., and Sirnard, A., eds.. *The Northwestern Quebec Polymetallic Belt: A summary of 60 years of mining exploration*: Rouyn-Noranda, Quebec, Canadian Institute of Mining and Metallurgy Special Volume 43, p. 65-76.
- Robert, F., 1989, Internal structure of the Cadillac tectonic zone southeast of Val d'Or, Abitibi Belt, Québec, *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 26, pages. 2661-2690.
- Ropchan J. R., Luinstra , Fowler A. D., Benn K., Ayer J., Berger B., Dahn R., Labine R., Amelin Y., 2002, Host-Rock and Structural Controls on the Nature and Timing of Gold Mineralization at the Holloway Mine, Abitibi Subprovince, Ontario. *Economic Geology*, Vol. 97, pp. 291-309.
- Sansfaçon, R., et Hubert, C., 1990, The Malartic Gold district, Abitibi greenstone belt, Québec: geological setting, structure and timing of gold emplacement at Malartic Gold fields, Barnat, East-Malartic, Canadian Malartic and Sladen Mines, dans *The Northwestern Quebec Polymetallic Belt: A summary of 60 years of mining exploration*, The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 43, p. 221-235.
- Sauvé, P., Imreh, L., Trudel, P., 1993. Description des gîtes d'or de la région de Val d'Or, Ministère de l'Énergie et des Ressources, MM 91-03, 178p.
- Seward, T.M. 1973, Thio complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions. *Geochimica and Cosmochimica*, vol. 37, pages 379- 399.
- Stockwell, C. H., 1982, Proposals for time classification and correlation of Precambrian rocks and events in Canada and adjacent areas of the Canadian Shield, Part 1: A time classification of precambrian rocks and events, Geological Survey of Canada, Paper 80-19, 135 p.
- Sutcliffe, R. H., Barrie, C. T., Burrows, D. R. et Beakhouse, G. P., 1993, Plutonism in the southern Abitibi Subprovince: a tectonic and petrogenetic framework: *Economic Geology*, v. 88, p. 1359-1375.
- Tourigny, G., 1984, Géologie structurale et métamorphisme des roches précambriennes du Groupe de Kewagama dans la région de Cadillac-Malartic, Abitibi, Québec. Ministère des Ressources Naturelles, Faunes et Parcs, TH 1169, 85 pages plus 3 cartes.
- Thurston, P.C., 1990, The Superior Province ; Emphasizing greenstone belts. Publication of Western Australia, Geology Department, pages 1-52.
- Thurston, P.C., et Chivers, K.M., 1990, Secular variation in greenstone sequence development emphasizing Superior Province of Canada. *Precambrian Research*, vol. 46, pages 21-58.
- Tremblay, A., 2001, Postmineralization Faults in the Beaufor Gold Deposit, Abitibi Greenstone Belt, Canada: Geometry, Origin, and Tectonic Implications for the Val-d'Or Mining District. *Economic Geology*, vol. 96, pages. 509-524
- Trudel, P. et Sauvé, P., 1992, Synthèse des caractéristiques géologiques des gisements d'or du district de Malartic, Ministère de l'Énergie et des Ressources, MM 89-04, 113 p.
- Verpaelst, P., Péloquin, A. S., Adam, E., Barnes, A. E., Ludden, J. N., Dion. D.-J., Hubert, C., Milkereit, B., et Labrie, M., 1995, Seismic reflection profiles across the "Mines Series" in the Noranda camp of the Abitibi belt, eastern Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 32, pages 167-176.
- Wong, L., Davis, D.W., Krogh, T.E. et Robert, F., 1991, U-Pb zircon and rutile chronology of archaic greenstone formation and gold mineralization in the Val d'Or region, Québec. *Earth Planetary Science Letters*, vol. 104, pages 325-336.

- Zane, A., Sassi, R., et Guidotti, C.V., 1998, New data on metamorphic chlorite as a petrogenetic indicator mineral, with special regard to greenschist-facies rocks. *The Canadian Mineralogist*, vol. 36, pages 713-726.
- Zhong, W.J.S, Hughes, J.M. et Scotford, D.M., 1985, The response of chlorite to metasomatic alteration in Appalachian ultramafic rocks. *The Canadian Mineralogist*, vol. 23, pages 443-446.
- Zweng, P. L., 1991, Gold formation in the late Archean of the southern Superior Province; evidence from thermochronology of the Camflo Deposit, Malartic, Quebec. *Geological Association of Canada Program with Abstracts*, vol. 16, page A138.
- Zweng, P. L., 1993, Formation of gold-quartz veins at Camflo, Malartic Quebec, in light of the tectonic and thermal evolution of the southern Abitibi Subprovince. Unpub. Ph.D. thesis, Palo Alto, California, Stanford University, 224 pages.
- Zweng, P.L., Mortensen, J.K., et Dalrymple, G.B., 1993, Thermochronology of the Camflo gold deposit, Malartic, Québec; Implications for magmatic underplating and the formation of gold-bearing quartz-veins. *Economic Geology*, vol. 88, pages 1700-1721.

ANNEXES

Annexe 1: Récapitulatif des lames minces effectuées pendant l'été 2007, le forage, la profondeur d'échantillonnage, la nature et le but de la lame mince.

Forage	m	Description – But de la lame mince
MB-07-005	46,2	<i>(Séquence de 4 lames couvrant le contact à 120m):</i> Basalte à sulfures
	86,4	Basalte massif
	119,5	Unité de transition entre le basalte et les komatiites, cristaux de chlorite.
	137,5	Roches ultramafiques à talc-carbonates
MB-07-006	141,3	Séquence de 3 lames dans les roches ultramafiques.
	149	Ultramafiques à sulfures et avec de l'or visible.
	157,7	Ultramafiques à talc-carbonates.
MB-07-008	412,4 5	<i>(Séquence de 4 lames couvrant le contact à 413m):</i> Ultramafiques à talc-carbonates, fortement cisillées, 10% de veinules de quartz-carbonates, 2% coarse medium Py
	413,7	Basalte coussiné, présence de vacuoles, 5% de veinules de quartz-carbonate, 3% de Magnétite, traces de Pyrite, Teneur en or de 3,56 g/t de 413,65m @ 414,6 m.
	414,8 5	Basalte coussiné, présence de vacuoles, 5% de veinules de quartz-carbonate, 7% de Pyrite. Teneur en or de 5,48 g/t de 414,6m @ 415,6 m.
	415,8	Basalte coussiné, présence de vacuoles, 5% de veinules de quartz-carbonate, pas de sulfures. Teneur en or de 2,63 g/t de 415,6m @ 416,1m.
MB-07-013	308	<i>(Séquence de 5 lames dans le basalte) :</i> Magnétite sub-automorphe entourée de Pyrite et de carbonate dans le basalte.
	309,7	Magnétite sub-automorphe entourée de Pyrite et de carbonate dans le basalte.
	312,8	Magnétite sub-automorphe entourée de Pyrite et de carbonate dans le basalte.
	316,5	Zone à sulfure (pyrite) dans le basalte.
	317,2	Zone à sulfure (pyrite) dans le basalte.
MB-06-001	117,7	<i>(Séquence de 3 lames sur l'évolution de la Pyrite dans le basalte):</i>

		Pyrite cisailée.
	119,1	Pyrite cubique.
	121,9	Pyrite cubique mais de taille beaucoup plus petite.
MB-07-012	257	Or visible dans les roches ultramafiques cisailées.
	258,5	5 g/t Au dans une veine de Quartz et pyrite dans les roches ultramafiques.
MB-07-018		<i>(Séquence de 3 lames montrant la Pyrite dans le basalte cisailé (unité de la mine).</i>
	136,6	Pyrite cisailée.
	142,5	Pyrite cubique.
	144,4	Pyrite cubique.
		(Même type de séquence de 3 lames montrant la pyrite dans le basalte cisailé de l'unité contenant la mine).
	264	Pyrite grossière.
	264,9	Pyrite plus fine.
	269,6	Pyrite cisailée.
	370	Pyrite cubique dans une zone à sulfures au contact Basalte/roches Ultramafiques à 368,5m
MB-07-004	145	6,35 g/t Au mais pas de VG => où est l'or ?? , V3 shr +Py,Po
MB-07-007		<i>(Séquence de 3 lames dans le basalte) :</i>
	159,7	V3 à Mt proche du contact UM/B à 143,15m
	159,9 (1)	Basalt à Py cub (1,11 g/t Au)
	159,9 (2)	Basalt à Py fine (idem valeur)
	328,5	Front Magnétite/Pyrite. NB : contact Roches ultramafiques/basalte à 324,6m

Annexe 2: Analyses de microsonde sur les minéraux de Chlorite. Composition en nombre d'ions.

	Si	Ti	Al	Cr	Mg	Ca	Mn	Fe	Ni	Zn	Na	K
007-159.9(2) Chl1	5.482	0.011	4.880	0.009	5.007	0.007	0.026	4.617	0.005	0.017	0.003	0.001
007-159.9(2) Chl2	5.550	0.011	4.781	0.010	5.135	0.010	0.024	4.512	0.006	0.000	0.004	0.004
007-159.9(2) Chl3	5.450	0.004	4.939	0.000	5.039	0.029	0.027	4.560	0.005	0.000	0.041	0.007
012-257 Chl1	5.621	0.012	4.435	0.232	7.104	0.014	0.007	2.577	0.031	0.000	0.004	0.000
012-257 Chl2	5.637	0.011	4.264	0.247	7.173	0.007	0.015	2.701	0.036	0.004	0.000	0.000
012-257 Chl3	5.630	0.012	4.378	0.226	7.090	0.008	0.005	2.681	0.025	0.000	0.005	0.001
018-370 Chl1	5.518	0.013	4.661	0.017	6.219	0.002	0.015	3.675	0.000	0.008	0.003	0.005
018-370 Chl2	5.507	0.012	4.734	0.010	6.161	0.001	0.016	3.650	0.004	0.000	0.027	0.000
018-370 Chl3	5.502	0.024	4.709	0.017	6.043	0.005	0.015	3.777	0.000	0.015	0.004	0.002
008-412.45 Chl1	5.785	0.008	4.106	0.172	7.152	0.008	0.007	2.779	0.043	0.001	0.009	0.004
008-412.45 Chl2	5.738	0.004	4.091	0.271	7.104	0.008	0.000	2.821	0.036	0.000	0.007	0.002
008-412.45 Chl3	5.667	0.015	4.322	0.242	6.901	0.014	0.009	2.822	0.038	0.004	0.000	0.003
006-137.6 Chlo1	5.767	0.008	4.374	0.069	7.335	0.015	0.027	2.381	0.013	0.008	0.009	0.008
006-137.6 Chlo2	5.746	0.007	4.346	0.073	7.402	0.010	0.027	2.387	0.013	0.020	0.011	0.004
006-137.6 Chlo3	5.635	0.010	4.294	0.082	7.717	0.014	0.023	2.357	0.007	0.024	0.007	0.005
005-46.2 Chl1	5.272	0.005	5.271	0.015	3.882	0.010	0.094	5.488	0.010	0.029	0.008	0.000
005-46.2 Chl2	5.658	0.009	4.897	0.008	3.845	0.092	0.088	5.270	0.004	0.005	0.007	0.004
005-46.2 Chl3	5.399	0.016	5.198	0.005	3.900	0.023	0.089	5.300	0.002	0.016	0.069	0.000
008-414.85 Chl1	5.509	0.008	4.807	0.006	5.052	0.002	0.011	4.652	0.009	0.020	0.003	0.000
008-414.85 Chl2	5.500	0.008	4.798	0.009	5.046	0.001	0.010	4.690	0.007	0.017	0.000	0.002
008-414.85 Chl3	5.439	0.015	4.929	0.001	5.142	0.006	0.010	4.520	0.003	0.009	0.010	0.004
007-328.5 Chl1	5.433	0.008	5.072	0.011	4.400	0.007	0.024	4.993	0.008	0.031	0.063	0.003
007-328.5 Chlo2	5.372	0.009	5.140	0.001	4.386	0.000	0.030	5.106	0.003	0.000	0.000	0.000
007-328.5 Chl3	5.940	0.015	4.808	0.022	4.066	0.002	0.028	4.629	0.000	0.000	0.239	0.001
008-413.7 Chl1	5.451	0.001	4.936	0.009	5.280	0.001	0.022	4.364	0.004	0.000	0.010	0.004
008-413.7 Chlo2	5.368	0.013	5.090	0.001	5.286	0.022	0.022	4.265	0.005	0.000	0.000	0.000
008-413.7 Chl3	8.442	0.004	3.973	0.005	2.121	0.009	0.005	1.890	0.004	0.000	2.220	0.003

Annexe 3: Analyses de microsonde sur les minéraux de chlorite et leur composition en %.

	%	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	FeO	NiO	ZnO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ Ocalc	Total
007-159.9(2) Ch11	26.063	0.067	19.687	0.056	15.968	0.031	0.144	26.245	0.030	0.113	0.007	0.004	11.404	99.819	
007-159.9(2) Ch12	26.186	0.070	19.143	0.061	16.253	0.045	0.135	25.456	0.036	0.000	0.010	0.015	11.318	98.728	
007-159.9(2) Ch13	25.922	0.024	19.932	0.000	16.077	0.129	0.149	25.937	0.029	0.000	0.101	0.027	11.409	99.736	
012-257 Ch11	28.149	0.078	18.848	1.468	23.864	0.065	0.044	15.431	0.194	0.000	0.010	0.001	12.013	100.165	
012-257 Ch13	27.936	0.079	18.432	1.416	23.600	0.035	0.027	15.909	0.153	0.000	0.013	0.003	11.903	99.506	
012-257 Ch12	28.172	0.073	18.082	1.562	24.047	0.032	0.088	16.142	0.226	0.026	0.000	0.000	11.988	100.438	
018-370 Ch11	26.746	0.086	19.169	0.102	20.223	0.009	0.083	21.301	0.000	0.052	0.006	0.018	11.628	99.423	
018-370 Ch12	26.809	0.078	19.553	0.062	20.119	0.004	0.095	21.249	0.026	0.000	0.068	0.001	11.677	99.741	
018-370 Ch13	26.536	0.155	19.273	0.106	19.552	0.024	0.083	21.785	0.002	0.096	0.011	0.007	11.570	99.200	
008-412.45 Ch11	28.702	0.052	17.283	1.078	23.801	0.037	0.040	16.487	0.268	0.009	0.023	0.015	11.900	99.695	
008-412.45 Ch12	28.505	0.027	17.244	1.705	23.675	0.039	0.000	16.756	0.223	0.000	0.018	0.007	11.917	100.116	
008-412.45 Ch13	28.100	0.100	18.181	1.516	22.954	0.065	0.053	16.731	0.234	0.026	0.000	0.012	11.893	99.865	
006-137.6 Ch1o1	29.394	0.053	18.915	0.447	25.079	0.070	0.163	14.509	0.081	0.053	0.023	0.033	12.226	101.046	
006-137.6 Ch1o2	29.251	0.044	18.772	0.470	25.279	0.048	0.161	14.533	0.081	0.141	0.029	0.016	12.212	101.037	

	%	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	FeO	NiO	ZnO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ Ocalc	Total
006-137.6 Chlo3	29.109	0.067	18.820	0.537	26.741	0.067	0.141	14.559	0.042	0.167	0.018	0.020	12.391	102.679	
005-46.2 Ch11	24.267	0.030	20.587	0.089	11.987	0.043	0.512	30.208	0.059	0.181	0.018	0.000	11.042	99.023	
005-46.2 Ch12	26.280	0.053	19.298	0.047	11.981	0.398	0.481	29.272	0.024	0.034	0.018	0.014	11.142	99.042	
005-46.2 Ch13	25.237	0.097	20.617	0.030	12.228	0.102	0.491	29.621	0.014	0.103	0.166	0.000	11.212	99.918	
008-414.85 Ch11	26.200	0.048	19.397	0.035	16.118	0.009	0.062	26.452	0.051	0.130	0.008	0.002	11.408	99.920	
008-414.85 Ch12	26.203	0.051	19.396	0.056	16.127	0.004	0.058	26.718	0.044	0.112	0.000	0.009	11.428	100.206	
008-414.85 Ch13	26.029	0.094	20.017	0.004	16.508	0.028	0.057	25.868	0.017	0.061	0.025	0.013	11.480	100.201	
007-328.5 Ch11	25.717	0.050	20.371	0.064	13.972	0.031	0.136	28.260	0.048	0.198	0.155	0.010	11.355	100.367	
007-328.5 Ch1o2	25.141	0.057	20.409	0.009	13.770	0.000	0.168	28.577	0.019	0.000	0.001	0.000	11.226	99.377	
007-328.5 Ch13	28.756	0.094	19.751	0.134	13.203	0.011	0.163	26.798	0.000	0.000	0.596	0.006	11.613	101.125	
008-413.7 Ch11	26.034	0.008	20.003	0.057	16.917	0.005	0.122	24.922	0.024	0.000	0.025	0.015	11.457	99.589	
008-413.7 Ch1o2	25.569	0.085	20.570	0.004	16.888	0.099	0.121	24.291	0.031	0.000	0.000	0.000	11.425	99.083	
008-413.7 Ch13	48.607	0.029	19.410	0.036	8.192	0.046	0.033	13.010	0.032	0.000	6.594	0.012	13.810	109.811	

Annexe 4 : Analyses lithogéochimiques de Marban représentant les échantillons altérés dans le diagramme Isocone de la méthode de Gresens (1967) représenté en page 49.

sondage	MB-07-005	MB-07-005	MB-07-006	MB-06-001	MB-07-018	MB-07-018	MB-07-018	MB-07-017	MB-07-017	MB-07-017
profondeur de l'échantillon	47.03	172.15	378.15	85	273.45	316.75	333.3	673	692	707.15
0.5 SiO ₂	26.035	24.15	23.645	23.02	25.36	24.255	24.785	23.42	23.245	21.78
2 Al ₂ O ₃	27.7	26.76	28.44	31.02	29.48	29.56	29.34	27.16	26.46	26.52
Fe ₂ O ₃	13.63	13.22	10.68	13.7	14.15	10.99	10.91	14.04	13.3	9.81
2 CaO	14.68	13.1	12.58	6.7	12.74	20.06	17.74	13.18	14.86	19.74
MgO	4.96	5.14	9.01	8.05	5.94	8.46	9.09	5.42	5.6	7.9
Na ₂ O	3.17	3.82	2.49	3.51	2.54	1.3	2.4	3.22	2.71	2.62
100 K ₂ O	0.5	0.5	3	2	14	2	7	0.5	5	23
30 TiO ₂	26.52	25.56	13.92	28.8	26.37	14.13	14.1	26.64	24.48	12.51
10 MnO	2.2	2	1.7	1.6	2	1.8	1.9	2.4	2.1	1.8
100 P ₂ O ₅	10	9	5	8	9	4	5	11	9	4

Annexe 5 : Analyses lithogéochimiques de l'étude de Champagne (2004) représentant les échantillons non altérés dans le diagramme Isocone de la méthode de Gresens (1967) représenté en page 49.

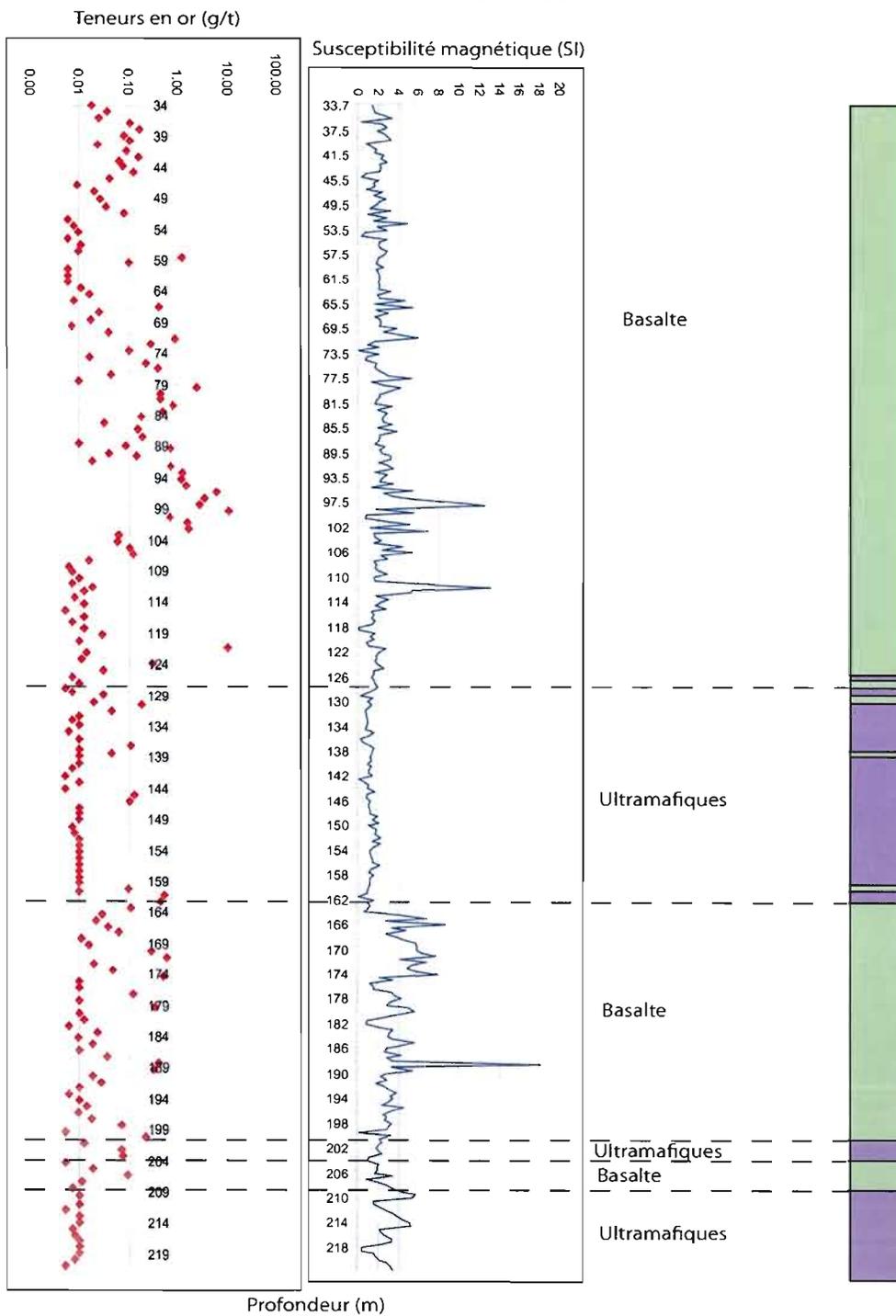
échantillon	CC-98-334	CC-98-338A3	CC-98-343B	CC-98-301	CC-98-348A	CC-98-348B	CC-98-353	CC-98-357A	CC-98-364	CC-98-364
0.5 SiO ₂	26.1	25.3	25.5	26.35	26.75	27.45	23.7	23.55	25.95	25.95
2 Al ₂ O ₃	27.2	28	37.2	30.2	30	27	27.2	36.6	28.4	28.4
Fe ₂ O ₃	15.3	15.5	10.5	11.6	13.2	13.4	18.7	9.71	15.4	15.4
2 CaO	11.7	15.46	10.1	15.86	8.42	11.64	17.68	18.64	15.68	15.68
MgO	5.71	5.76	5.7	7.06	4.68	5.64	6.75	9.27	4.55	4.55
Na ₂ O	3.69	2.64	4.6	1.83	5.23	3.03	1.69	2.05	2.91	2.91
100 K ₂ O	10	9	12	10	46	9	15	29	13	13
30 TiO ₂	24.3	21.9	25.8	15	22.5	23.4	22.2	14.1	26.4	26.4
10 MnO	2.4	2.6	1.5	1.8	2.3	2	3.3	1.5	2.3	2.3
100 P ₂ O ₅	9	7	10	5	8	7	8	3	9	9

Annexe 8 à 18 :

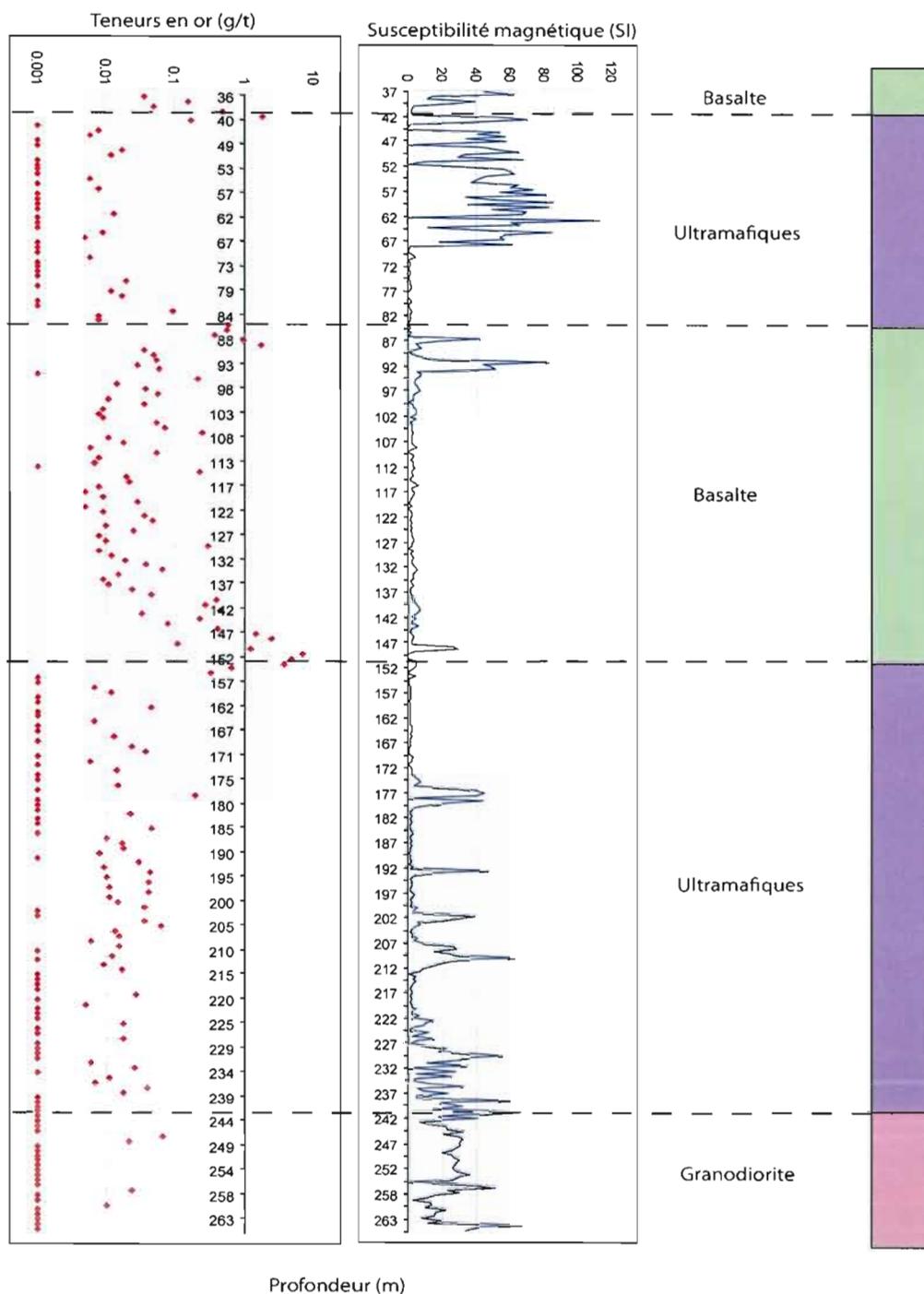
Schémas des diagraphies de forage représentant la susceptibilité magnétique des roches de Marban en unité SI (en bleu) en fonction de la profondeur du forage en mètre. Chaque diagraphie est couplée au schéma semi-logarithmique de la teneur en or en g/t (en rouge) en fonction de la profondeur du forage en mètre. La lithologie est représentée dans la colonne de droite.

Le but est de mettre en évidence la variation de la susceptibilité magnétique dans les roches. La susceptibilité magnétique est directement liée à la teneur en magnétite de la roche. Notez la diminution significative de la susceptibilité dans les ultramafiques à l'approche des basaltes. Cela signifie que la magnétite disparaît avant d'atteindre le contact lithologique. Notez aussi la présence de teneurs aurifères dans les basaltes par rapport aux ultramafiques. Il apparaît clairement que l'unité basaltique est l'encaissant de la minéralisation. Notez enfin que les anomalies aurifères dans les basaltes sont souvent associées à des pics de susceptibilité magnétique. Il semble donc que la présence d'anomalie aurifère soit associée à une minéralisation en magnétite localisée.

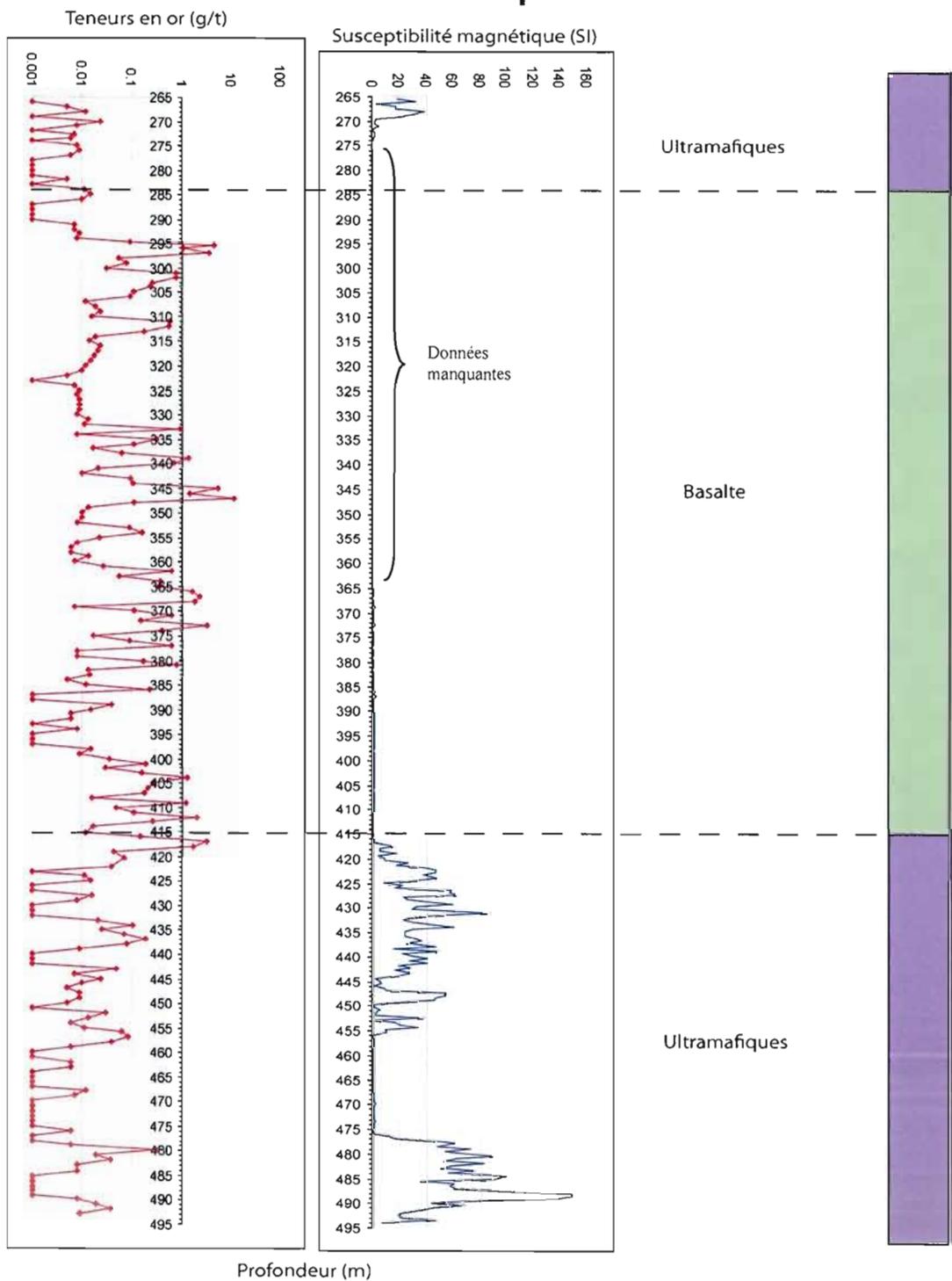
MB-07-005



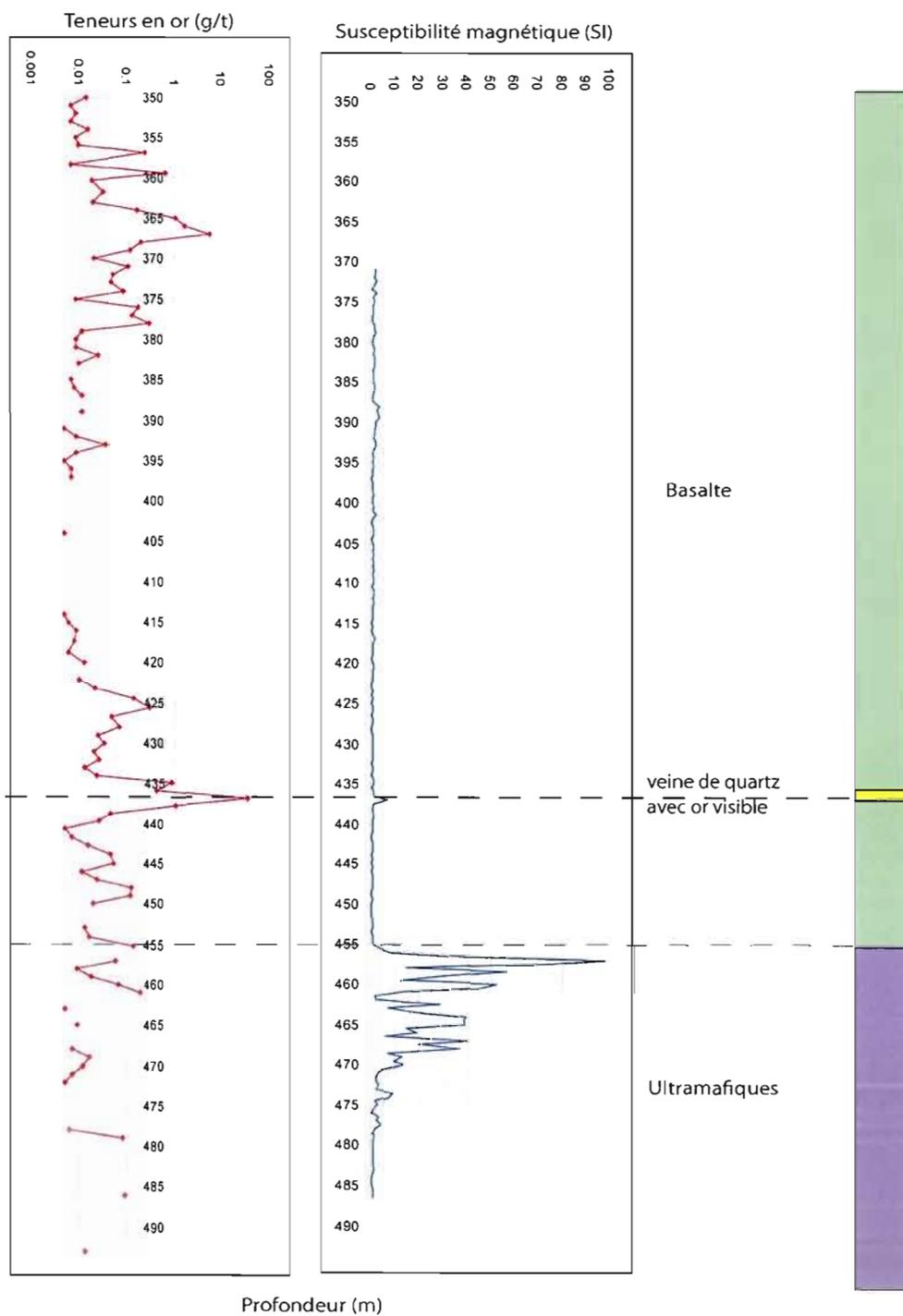
MB-07-006 partie 1

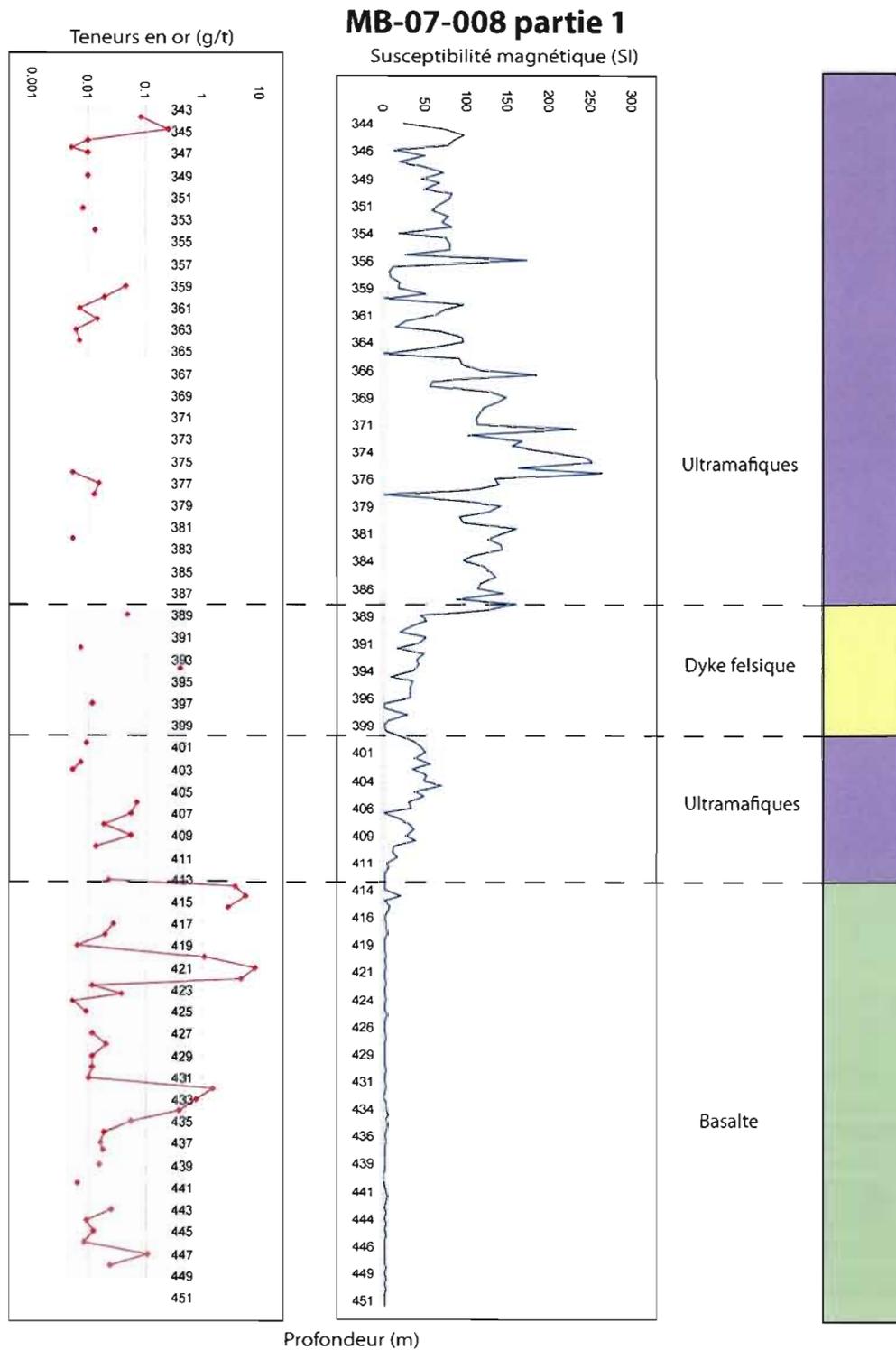


MB-07-006 partie 2

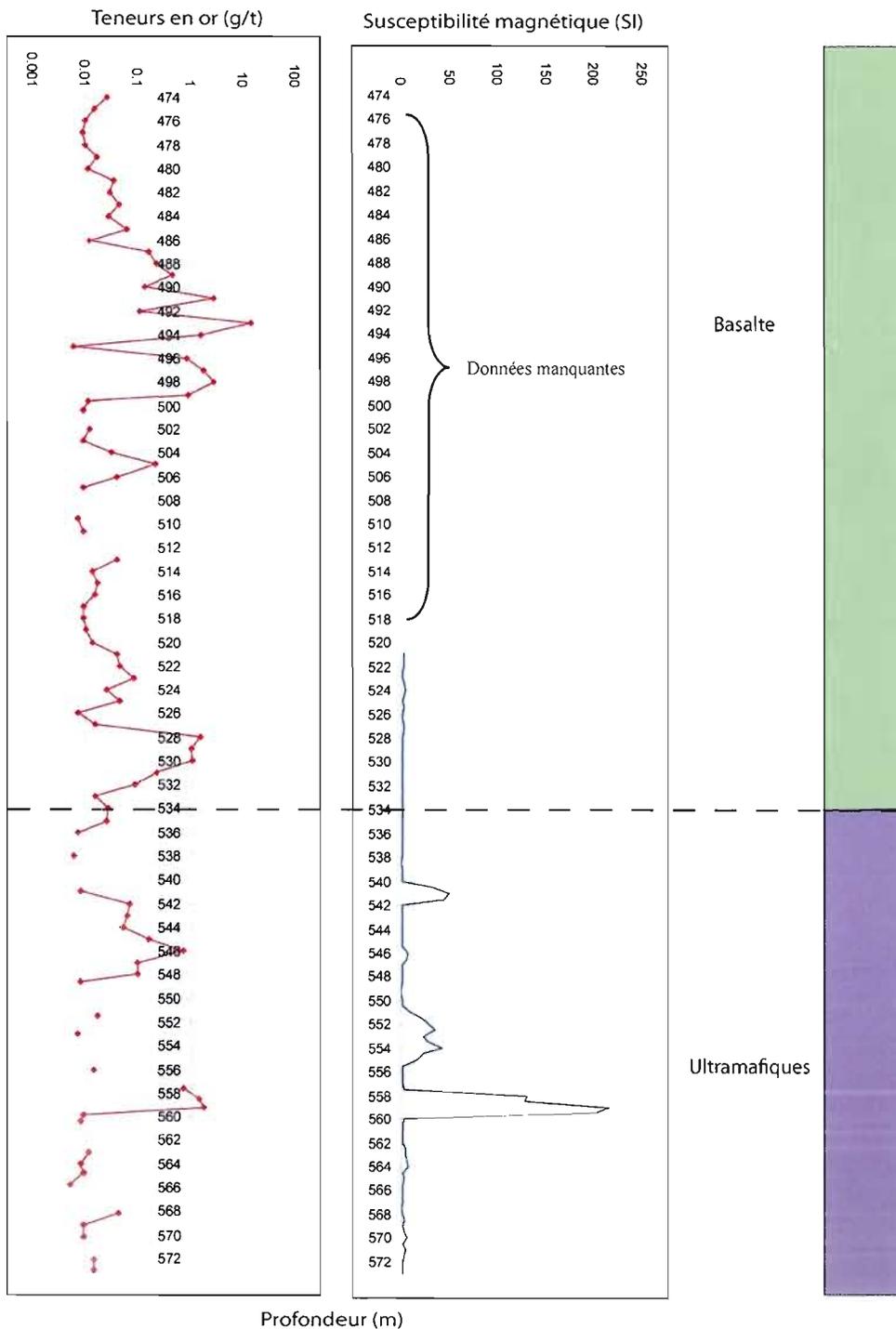


MB-07-007

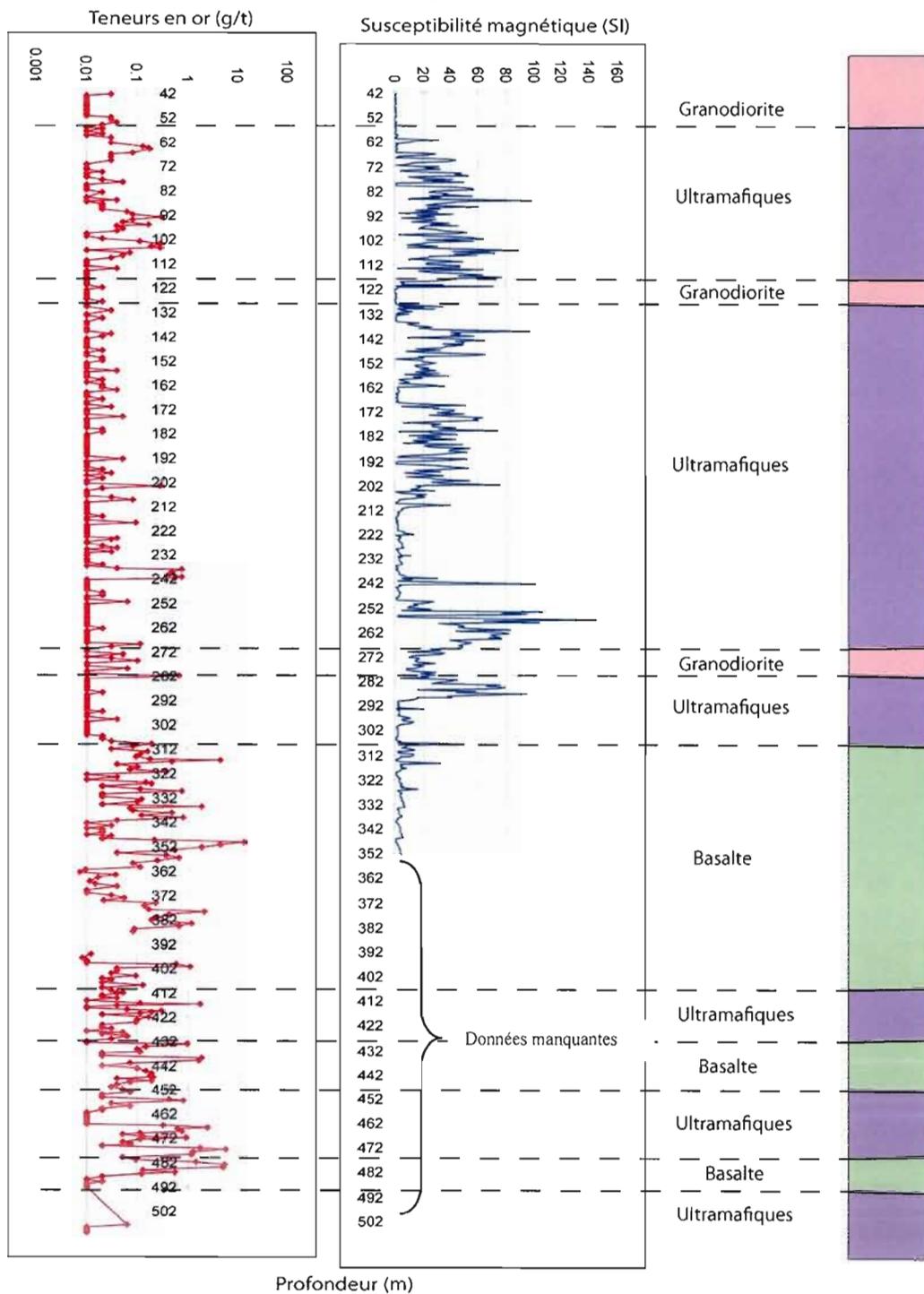




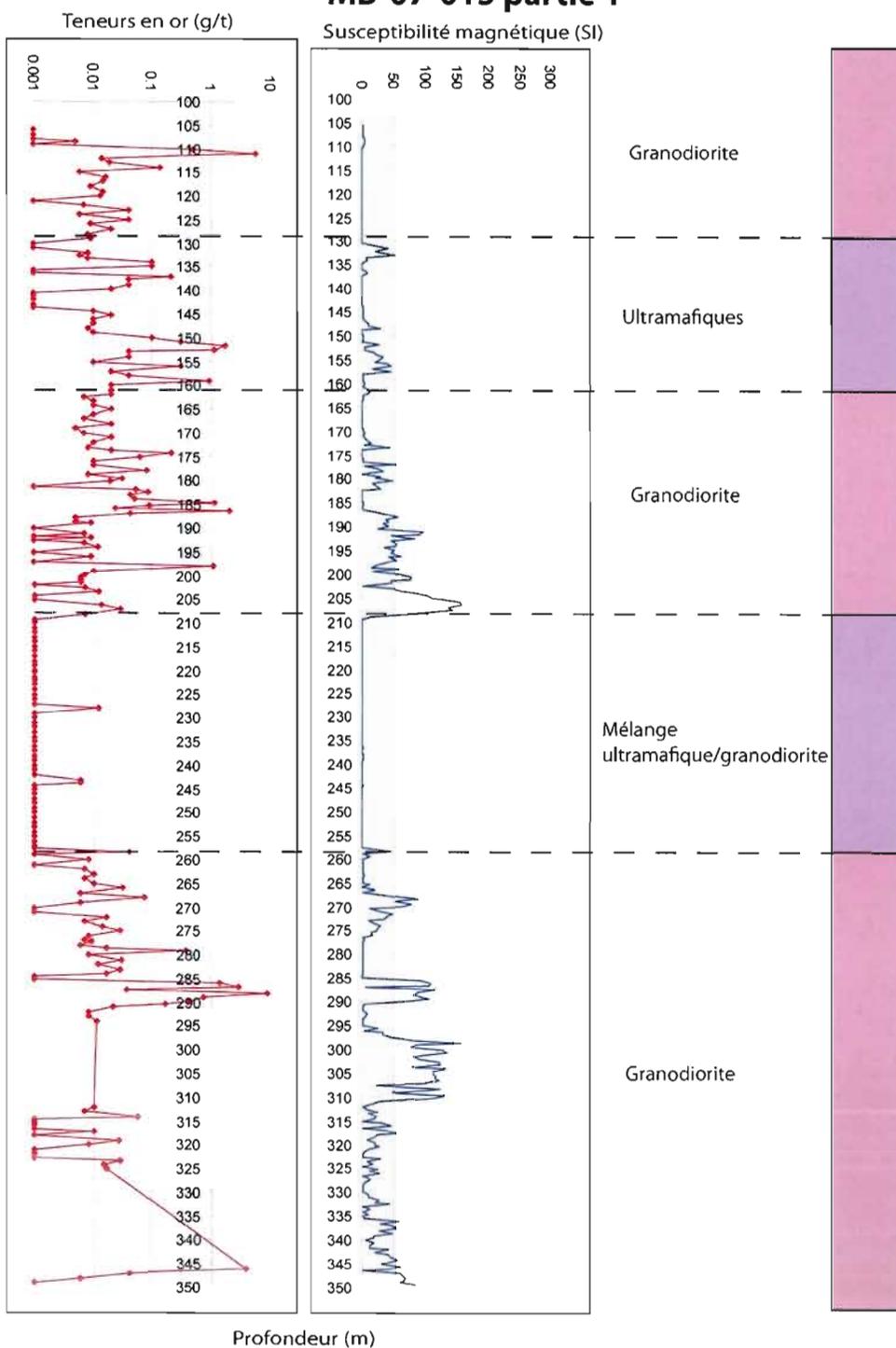
MB-07-008 partie 2



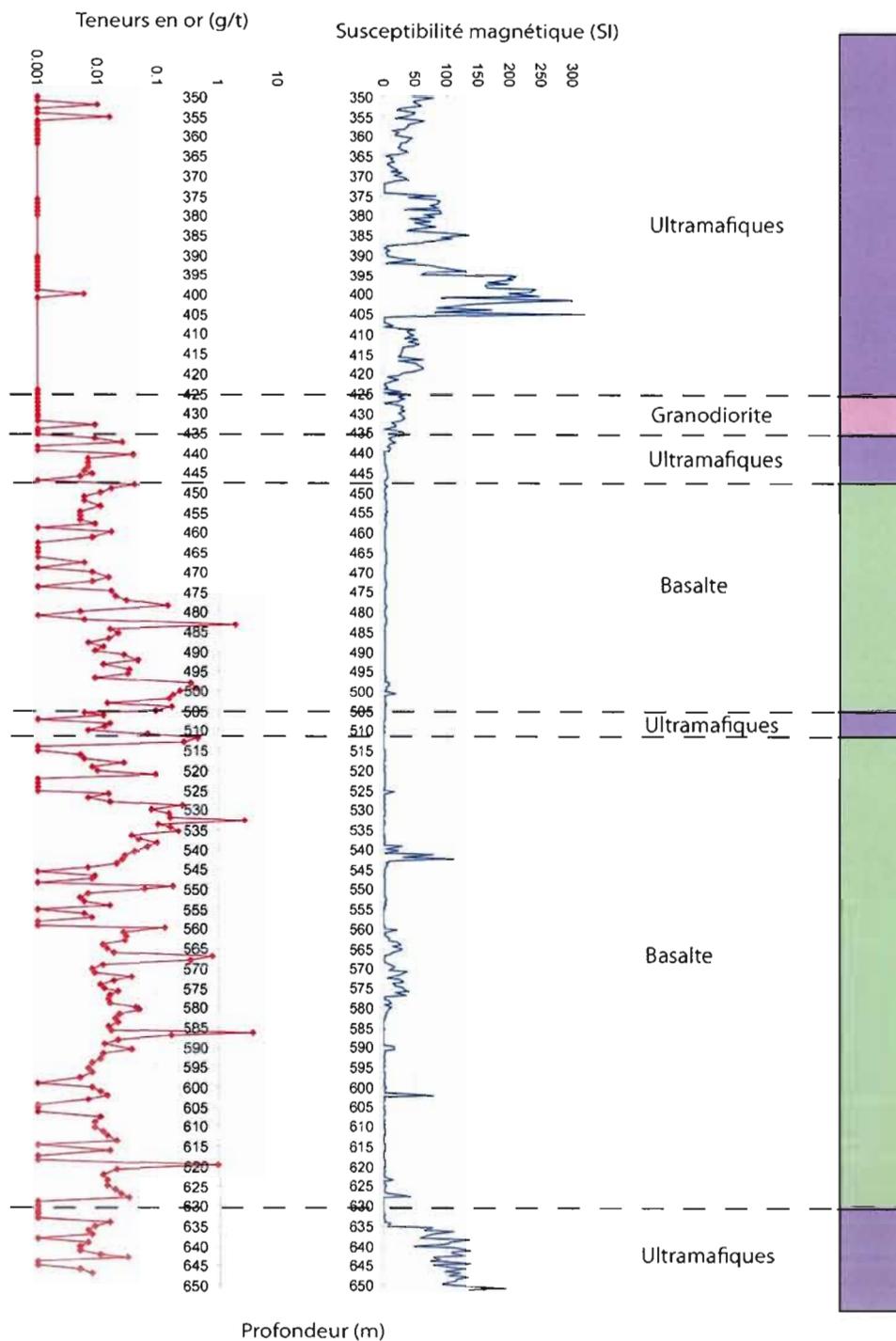
MB-07-013



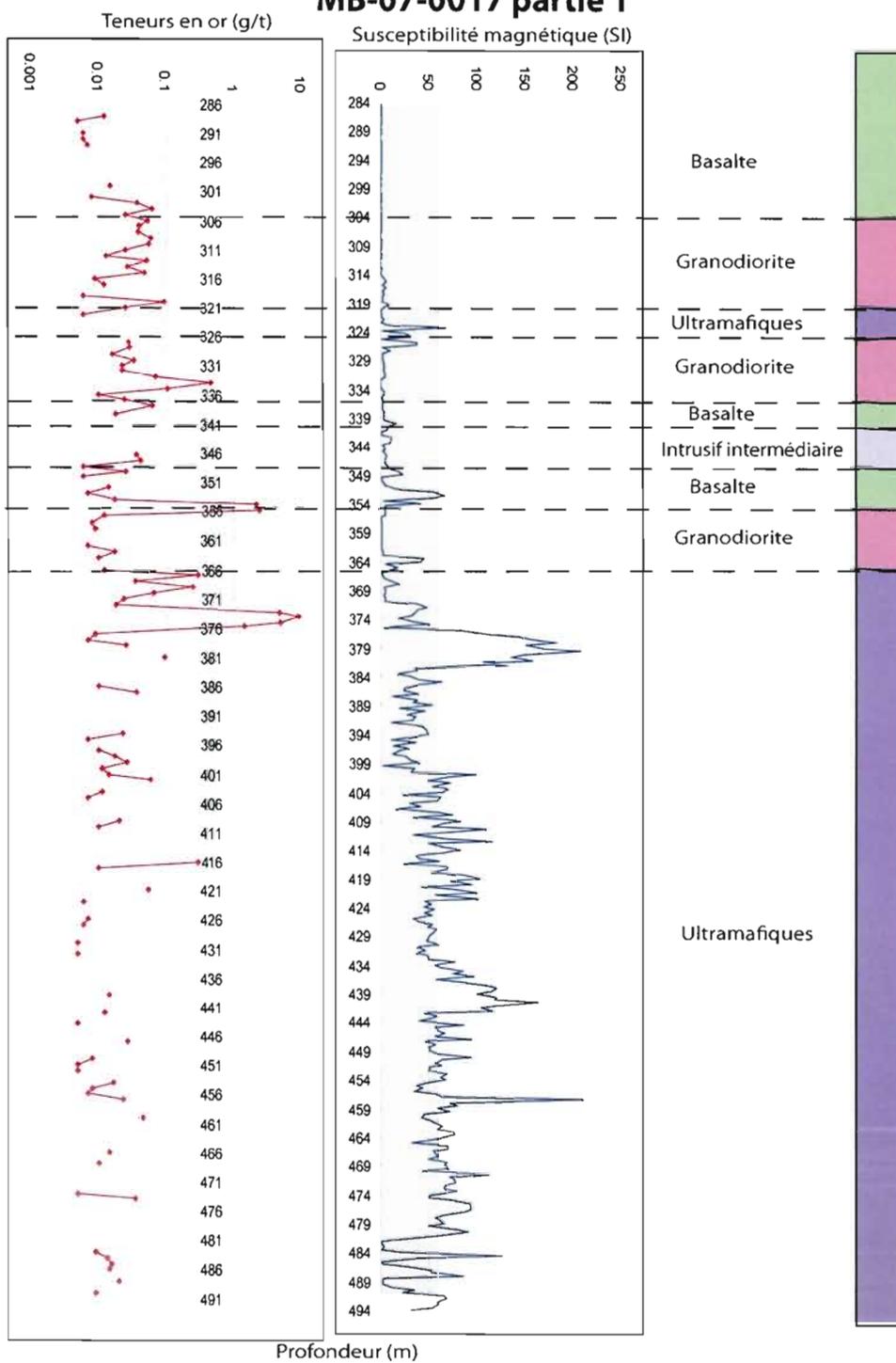
MB-07-015 partie 1



MB-07-015 partie 2



MB-07-0017 partie 1



MB-07-017 partie 2

