
GISEMENTS D'OR GÉANTS DANS LES SHALES NOIRS PYRITEUX

PROJET 2012-07

Par : Stéphane Faure
2013



CONSOREM

Consortium de recherche
en exploration minérale

AVERTISSEMENT

Ce document présente certains résultats des travaux de recherche du CONSOREM (Consortium de Recherche en Exploration minérale) rendus publics pour le bénéfice de l'ensemble de la communauté géologique, ceci après la période de confidentialité prévue aux règlements généraux du CONSOREM.

Bien que ce document ait subi un processus d'évaluation interne, des erreurs ou omissions peuvent s'y retrouver et seul CONSOREM en assume la responsabilité.

Le contenu du document demeure la propriété de son auteur et du CONSOREM et peut être reproduit en totalité ou en partie à des fins non-commerciales en citant la référence suivante :

Faure, S., 2012. Gisements d'or géants dans les shales noirs pyriteux. Rapport du projet CONSOREM 2012-07, 72 p.

Toutefois, la reproduction multiple de ce document, en tout ou en partie, pour diffusion à des fins commerciales est interdite, sauf avec la permission écrite de CONSOREM.

CONSOREM

Université du Québec à Chicoutimi
555, boulevard de l'Université
Chicoutimi, QC, G7H 2B1

Tél. : (418) 545-5011 poste 5634

Courriel : consorem@uqac.ca

Site Web : www.consorem.ca

RÉSUMÉ

Le projet aborde la catégorie des gisements aurifères géants dans les shales noirs graphiteux et/ou pyriteux, en particuliers ceux d'Asie centrale, principalement Muruntau en Ouzbékistan (5 286 t Au), Sukhoi Log (1 953 t Au) et Olimpiada (700 t Au) en Russie, et Kumtor dans le Kirghizistan (500 t Au). Dans un premier temps, la revue de la littérature scientifique de ces grands gisements permet d'identifier plusieurs caractéristiques communes sur le plan de la géotectonique, des lithologies, du métamorphisme, du magmatisme, et de la structure. À partir de cette synthèse, des guides d'exploration régionaux et locaux sont proposés. L'application au Québec s'est faite sous la forme de cartes de prospectivité dans deux ceintures volcano-sédimentaires (sud des Appalaches et la Fosse du Labrador) ce qui a permis de générer plusieurs cibles d'exploration.

Les gisements géants d'Asie centrale sont situés dans d'épaisses séquences sédimentaires déposées dans des bassins de turbidites, en marge du craton protérozoïque sibérien ou à la périphérie de microcontinents protérozoïques dans la ceinture du Tien Shan. Les séquences sédimentaires sont chevauchées vers le continent formant des ceintures de plissement/chevauchement. Les zones internes de ces ceintures sont constituées d'ophiolites et d'arcs volcaniques. Les roches hôtes de la minéralisation sont des shales noirs graphiteux contenant de 1 à 5 % de carbone organique. Ils sont anomaux, comme les sols sus-jacents aux gisements, en V, As, Mo, Se, Ni, Ag, Zn. Cette suite d'éléments caractéristiques est nommée VAMSNAZ par Large et al. (2011). Le métamorphisme est au schiste vert, localement au schiste vert supérieur, mais jamais au grade des amphibolites. La minéralisation est dans certains cas synchrone du métamorphisme, comme à Sukhoi Log et à Olimpiada par exemples. Les minéralisations dans la ceinture du sud Tien Shan sont temporellement, mais non nécessairement spatialement, associées à des intrusions ou des batholithes tardi à post-métamorphiques, comme à Muruntau, Amantaytau, et Kumtor. Les intrusions peuvent être enfouies (Muruntau) ou situées à une dizaine de kilomètres des gisements. Les camps miniers sont localisés dans des anti- ou synclinoriums, près de failles majeures transcrustales, et plus localement dans des charnières de plis isoclinaux (Olimpiada, Sukhoi Log) ou dans des chevauchements (Muruntau et Kumtor). La structure des gisements est complexe et polyphasée. La combinaison plis, chevauchements et failles de décrochement tardifs semble un ingrédient favorable au piégeage de l'or.

Deux ceintures au Québec présentent plusieurs des caractéristiques favorables à la formation de ces dépôts géants : le Groupe de Magog dans le sud des Appalaches et la Fosse du Labrador. Une carte de prospectivité minière est construite pour chacune des ceintures en additionnant le poids de critères positifs provenant d'un ensemble de couches évidentielles jugées significatives tel qu'identifié dans la phase documentaire du projet et selon les données géologiques publiques disponibles. Le Groupe de Magog, situé dans la zone de Dunnage et le synclinorium de St-Victor, est connu pour ses minéralisations exhalatives de type SEDEX. Les lithologies sédimentaires favorables sont identifiées à partir d'une carte géologique récente. Il s'agit de la Formation de Beauceville et des dykes de gabbro ou de diorite et leurs enveloppes de 250 m d'épaisseur. Également considéré favorable, un épais horizon de shales graphiteux et/ou pyriteux dans la Formation de St-Victor identifié à l'aide des conducteurs électromagnétiques au cours de cette étude. Des horizons d'une dimension arbitraire de 0,5 x 3 km² et centrés sur des échantillons lithogéochimiques de shales anomaux en Au (≥ 15 ppb) et en As (≥ 30 ppm) par rapport aux moyennes établies par Godue (1988) sont tracés parallèlement à la séquence

stratigraphique. Les sédiments de ruisseaux permettent de calculer la somme des anomalies géochimiques (supérieures aux 95 et 99 centiles) dans l'environnement secondaire pour les éléments VAMSNAZ + Cu + Au. Finalement, les traces axiales des plis (± 250 m de largeur) sont également considérées comme un critère favorable. Au total, 65 zones avec au moins 4 critères positifs sont proposées comme cibles d'exploration.

Pour la Fosse du Labrador, les lithologies favorables sont classées en 4 catégories selon : 1) la carte géologique du Sigéom, 2) les formations connues comme étant anormales en métaux, et 3) selon une analyse statistique des éléments VAMSNAZ sur les échantillons de sédiments de lacs pour 18 sous-bassins sédimentaires. Cette approche novatrice permet d'identifier 4 sous-bassins métallifères qui sont représentés par les formations de Menihek, Denault et Thompson Lake. Le métamorphisme est considéré avec un poids plus important pour les grades du schiste vert et schiste vert supérieur (biotite-grenat). Les traces axiales de plis et les failles de chevauchement avec des enveloppes de 300 m font également partie des couches de la carte de prospectivité. Finalement, les anomalies géochimiques ponctuelles sont calculées par régression spatiale et cumulées pour les éléments VAMSNAZ. Il en résulte une carte avec 85 cibles de 1 à 300 km². Sept (7) secteurs en particulier sont considérés à haut potentiel avec la présence de 18 ou 19 critères positifs sur un maximum de 24.

TABLE DES MATIERES

Avertissement	i
Résumé	ii
Table des Matières	iv
Liste des Figures	v
Liste des Tableaux	viii
1 Introduction	1
Partie 1. Caractéristiques des gisements aurifères géants dans les shales noirs d'Asie centrale	3
2 Modèles	4
2.1 Modèle de Large et al.	4
2.2 Modèle intrusion-related	4
3 Contexte tectonique des gisements d'Asie centrale.....	5
4 Les gisements géants de la ceinture métallogénique de Tien Shan.....	7
4.1 District minier de Kyzyl Kum (Ouzbékistan)	8
4.1.1 Déformation et métamorphisme	9
4.2 Camp de Murantau (Ouzbékistan)	10
4.2.1 Stratigraphie	10
4.2.2 Minéralisation.....	12
4.2.3 Altérations.....	13
4.2.4 Âge de la minéralisation	14
4.3 Camp d'Amantaytau-Daughyzttau (Ouzbékistan).....	15
4.3.1 Daughyzttau.....	16
4.3.2 Amantaytau.....	17
4.4 Kumtor (Kirghizistan)	19
4.4.1 Contexte régional.....	19
4.4.2 Géologie locale	20
5 Les gisements géants de Russie.....	22
5.1 Sukhoi Log.....	23
5.1.1 Contexte régional.....	23
5.1.2 Géologie du gisement.....	25
5.2 Olympiada.....	28
5.2.1 Contexte	28
5.2.2 Géologie locale	28
Partie 2. Modèle d'exploration pour les shales noirs aurifères au Québec.....	32
6 Application au Québec	33
6.1 Résumé des caractéristiques des gisements d'Asie centrale et régions cibles au Québec	33

6.2	Éléments de méthodologie et couches importantes pour la construction des cartes de prospectivité	33
7	Potentiel dans le Groupe de Magog, sud des Appalaches	34
7.1	Descriptions et poids des couches du modèle de prospectivité pour le Groupe de Magog	37
7.2	Résultat de la carte de prospectivité pour le Groupe de Magog	43
8	Potentiel dans la Fosse du Labrador	46
8.1	Descriptions et poids des couches du modèle de prospectivité pour la Fosse du Labrador	48
8.1.1	Fertilité des sous-bassins sédimentaires	48
8.1.2	Métamorphisme	55
8.1.3	Failles et plis	56
8.1.4	Anomalies de sédiments de lacs par la méthode de régression spatiale	57
8.2	Résultat de la carte de prospectivité pour la Fosse du Labrador	59
9	Conclusions	63
	Remerciements	65
	Références	66

LISTE DES FIGURES

Figure 1.	Distribution des principaux gisements d'or encaissés dans des roches métasédimentaires et des shales noirs graphiteux (données de Gosselin et Dubé, 2007 et Large et al., 2011).	2
Figure 2.	Localisation des principaux gisements d'or dans les shales noirs graphiteux/pyriteux (étoiles en vert) discutés dans le rapport (Yakubchuk et al., 2005).	6
Figure 3.	Division lithotectonique de la ceinture de Tien Shan et localisation des principaux gisements d'or dans les roches sédimentaires (Porter, 2006).	8
Figure 4.	Géologie régionale de la région du gisement géant de Muruntau (Bierlein et Wilde, 2010).	9
Figure 5.	Contexte géologique du gisement géant de Muruntau (modifié de Bierlein et Wilde, 2010).	10
Figure 6.	Section au travers de la séquence stratigraphique de la Formation de Besapan hôte du gisement géant de Muruntau. Les triangles noirs à la surface indiquent la position de forages profonds (modifiée de Shayakubov et al., 1999).	11
Figure 7.	Section montrant la limite pyrite (Py) – pyrrhotine (Po) en tirets bleus juste en-dessous des zones minéralisées comme le prévoit le modèle de Large et al. (2011). La forte augmentation de la susceptibilité magnétique dans les forages sous cette limite correspond avec le domaine à pyrrhotine (modifiée de Shayakubov et al., 1999).	14
Figure 8.	Localisation des principaux gisements et gîtes dans le champ aurifère d'Amantaytau-Daughyzttau et les relations avec les failles régionales (modifiée du site WEB de Oxus Gold, 2013 http://www.oxusgold.co.uk).	17

Figure 9.	Section du gisement Amantaytau montrant les deux zones principales, les failles et les teneurs aurifères (modifiée d'une présentation sur le WEB de Oxus Gold - http://www.oxusgold.co.uk).....	18
Figure 10.	Zones minéralisées du gisement Kumtor logées dans la zone de chevauchements de Kumtor, montrée par la ligne en tirets et triangles bleus (modifiée de Bruce et al., 2008). La section NO-SE en tirets noirs correspond à celle de la Figure 11.....	20
Figure 11.	Section orthogonale au cœur du gisement de Kumtor (modifiée de Bruce et al., 2008). La section de gauche montre la géologie, et celle de droite la disposition du minerai avec les teneurs en or. La position de la section est indiquée sur la Figure 10.	21
Figure 12.	Localisation des gisements d'Olimpiada et Sukhoi Log en Russie et géologie autour du craton protérozoïque de Sibérie (modifiée de Yakubchuk et al., 2005).	23
Figure 13.	Géologie de la région du gisement de Sukhoi Log (modifiée d'après Rusinov et al., 2008) avec les isogrades métamorphiques de Yakubchuk et al., 2005. SV : schistes verts; SVS : schistes verts supérieur; Amp : amphibolites; Bo : biotite; Ep : épidote.	25
Figure 14.	Géologie de la région du gisement de Sukhoi Log avec la localisation des autres gîtes d'or (rond noir). L'encadré bleu correspond à la région couverte par l'image de droite (modifiée de Large et al., 2007).	25
Figure 15.	Charnière de pli isoclinal hôte du gisement Sukhoi Log en plan (à gauche) et en section (à droite) telles qu'indiquées par la ligne bleue et les lettres A et B (modifiée de Rusinov et al., 2008).	26
Figure 16.	Contexte géologique de la région de la mine Olimpiada, district central de Verkhne-Enashiminsky, Russie. M : anticlinal de Medvezhinsky (modifié de Yakubchuk et al., 2005).	30
Figure 17.	Géologie du gisement d'Olimpiada montrant la localisation des zones minéralisées dans la charnière d'un pli et sur son flanc ainsi que les autres gîtes d'or dans l'horizon graphiteux repère à la mine (modifiée de Newall et al., 2011).	30
Figure 18.	Modèle 3D de la minéralisation à Olimpiada. La flèche jaune indique que la zone minéralisée se poursuit en profondeur (modifié de Kirmasov et al., 2011).	31
Figure 19.	Localisation du Groupe de Magog (en hachuré noir) dans le sud des Appalaches du Québec (Géologie du Sigéom).	35
Figure 20.	Géologie et formations volcano-sédimentaires du Groupe de Magog (Géologie de Tremblay et al., 2012) avec la position des gîtes et indices métallifères (Sigéom 2012).	35
Figure 21.	Contexte géologique du Groupe de Magog (en bleu) avec l'âge des principaux éléments géotectoniques (Géologie d'après Tremblay et al., 2012).	37
Figure 22.	Poids donnés entre parenthèses aux différentes formations ou lithologies favorables (1) ou non favorables (0) pour les minéralisations aurifères dans le modèle de prospectivité. L'encadré représente la position de la Figure 23.	39
Figure 23.	Distribution des anomalies électromagnétiques dans la partie NE du Groupe de Magog montrant des portions des formations de Beauceville et de Saint-Victor contenant du graphite et/ou de la pyrite (données du Sigéom 2012).....	40
Figure 24.	Cartes montrant la distribution des échantillons lithogéochimiques de siltstones du Groupe de Magog (contour lignes en noir et blanc) et les valeurs d'or et d'arsenic d'après les résultats d'analyses de Godue (1988). Les traits en noir représentent des horizons d'une surface de 500 m de	

	largeur par 3 km de longueur suivant la séquence stratigraphique de part et d'autre d'un échantillon anomal en Au (≥ 15 ppb) et/ou en As (≥ 30 ppm).	41
Figure 25.	Traces axiales de plis dans et en périphérie du Groupe de Magog (cyan) avec les indices de pondération donnés aux synclinaux (1) et anticlinaux (2).	42
Figure 26.	Distribution des échantillons géochimiques des différents levés de sédiments de ruisseaux couvrant le Groupe de Magog.	42
Figure 27.	Résultat de la somme des indices de pondération générés pour chaque élément de la suite d'élément VAMSNZ + Cu + Au (sauf V et Se) analysés dans les sédiments de ruisseaux.	43
Figure 28.	Carte montrant le potentiel d'exploration pour les minéralisations aurifères dans les shales noirs du Groupe de Magog. La carte résulte de la somme des indices de pondération de couches évidentielles présentées au Tableau 3, pour un total possible de 14 (non atteint). Les encadrés correspondent aux régions présentées en détails aux Figures 29, 30, et 31.	44
Figure 29.	Carte de détails montrant le potentiel d'exploration pour les minéralisations aurifères dans les shales noirs du Groupe de Magog entre Sherbrooke et Asbestos. Localisation régionale et échelle de couleurs sur la Figure 28. Les flèches bleues indiquent les secteurs à haut potentiel.	45
Figure 30.	Carte de détails montrant le potentiel d'exploration pour les minéralisations aurifères dans les shales noirs du Groupe de Magog, région de la ville de Beauceville. Localisation régionale et échelle de couleurs sur la Figure 28. Les flèches bleues indiquent les secteurs à haut potentiel.	45
Figure 31.	Carte de détails montrant le potentiel d'exploration pour les minéralisations aurifères dans les shales noirs, à l'extrémité NE du Groupe de Magog. Localisation régionale et échelle de couleurs sur la Figure 28. Les flèches bleues indiquent les secteurs à haut potentiel.	46
Figure 32.	Géologie de l'Orogène du Nouveau-Québec d'après Clark et Wares (2004) et Sigéom (2012) avec la colonne stratigraphique de la Fosse du Labrador (avant-pays) d'après Clark (2012).	48
Figure 33.	Disposition des 18 sous-bassins sédimentaires identifiés dans l'Orogène du Nouveau-Québec avec leur poids dans le modèle de potentiel minéral (Géologie du Sigéom 2012). Les lignes barrées en noir sont les principaux chevauchements d'après Clark et Wares (2004).	50
Figure 34.	Distribution des échantillons de sédiments de lacs couvrant l'Orogène du Nouveau-Québec.	50
Figure 35.	Diagramme en boîtes à moustache indiquant la répartition des valeurs d'arsenic pour les échantillons de sédiments de lacs couvrant chacun des 18 sous-bassins sédimentaires de l'Orogène du Nouveau-Québec avec leur nom. Les boîtes représentent les valeurs entre les 25 et 75 centiles avec la médiane, les lignes rattachées sont les limites des 10 et 90 centiles, et les points ou les croix, les valeurs extrêmes. La ligne noire pointillée est la médiane approximative de tous les sous-bassins.	51
Figure 36.	Diagramme en boîtes à moustache indiquant la répartition des valeurs d'argent pour les échantillons de sédiments de lacs couvrant chacun des 18 sous-bassins sédimentaires de l'Orogène du Nouveau-Québec avec leur nom. La ligne noire pointillée est la médiane approximative de tous les sous-bassins.	51
Figure 37.	Associations métallifères dans les 18 sous-bassins sédimentaires de l'Orogène du Nouveau-Québec (Figure 33) déterminées à partir des échantillons géochimiques de sédiments de lacs pour les éléments VAMSNZ. Voir la correspondance avec le Tableau 5. Les ronds en jaune sont les gîtes d'or archéens dans la Sous-Province d'Ashuanipi.	54

Figure 38. Carte métamorphique de l'Orogène du Nouveau-Québec avec la position des minéralisations polymétalliques et or. Modifiée à partir des cartes métamorphiques de Dimroth et Dressler (1978), Perreault et Hynes (1990), Poirier et al. (1990).....	55
Figure 39. Cartes des traces axiales de plis (à gauche) et des chevauchements (à droite) de l'Orogène du Nouveau-Québec selon les données du Sigéom (2012) et Clark et Wares (2004).	57
Figure 40. Anomalies en arsenic (échelle log) dans les sédiments de de lacs calculées par la méthode de régression spatiale.....	59
Figure 41. Somme des anomalies de régressions spatiales dans les sédiments de de lacs pour la suite des éléments VAMSNZ avec les corridors d'anomalies discutés dans le texte.....	59
Figure 42. Carte montrant le potentiel d'exploration pour les minéralisations aurifères dans les bassins sédimentaires à grains fins de la Fosse du Labrador. La carte résulte de la somme des critères positifs provenant de 24 couches évidentielles présentées sur le Tableau 4. Les cibles jugées très significatives (réurrence de 18 ou 19 critères positifs /24) sont numérotées de 1 à 7. Les encadrés pointillés en jaune correspondent aux régions présentées en détails aux Figures 43, 44 et 45.....	61
Figure 43. Détails de la carte de prospectivité au nord de la Fosse du Labrador avec les gîtes d'or polymétalliques (localisation régionale sur la Figure 42). Les flèches en orange indiquent des cibles à haut potentiel le long de chevauchements ou dans des charnières de plis.....	62
Figure 44. Détails de la carte de prospectivité au sud de la Fosse du Labrador montrant un bassin sédimentaire anomalique selon plusieurs critères et qui est coincé entre deux chevauchements (localisation régionale sur la Figure 42).	62
Figure 45. Détails de la carte de prospectivité dans la région du Horst de Romanet, au centre-sud de la Fosse du Labrador, montrant la correspondance entre les anomalies de la carte de potentiel et les gîtes bordant les failles de la structure régionale (localisation régionale sur la Figure 42). Les flèches en orange indiquent des cibles à haut potentiel et la plus grosse flèche montre un corridor NNO-SSE dont le potentiel est similaire à celui reconnu le long des failles bordières.	63

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1. Principaux gisements d'or dans les shales noirs d'Asie centrale.	6
Tableau 2. Teneurs moyennes dans les roches sédimentaires fines du Groupe de Magog.	37
Tableau 3. Couches évidentielles avec les indices de pondération utilisés pour la carte de prospectivité des Appalaches du Sud.....	39
Tableau 4. Catégories de données considérées pour la carte de prospectivité et poids des couches évidentielles.....	53
Tableau 5. Associations métallifères dans les 18 sous-bassins sédimentaires de l'Orogène du Nouveau-Québec déterminées à partir des échantillons géochimiques de sédiments de lacs pour les éléments VAMSNZ.....	54

1 INTRODUCTION

Le projet porte sur les gisements aurifères géants dans les shales noirs graphiteux et/ou pyriteux d'Asie centrale, notamment Muruntau en Ouzbékistan (5 286 t Au), Sukhoi Log (1 953 t Au) et Olympiada (700 t Au) en Russie, et Kumtor dans le Kirghizistan (500 t Au; **Figure 1**).

Considérés comme des gisements d'or orogénique à tardi-orogénique à teneurs moyennes en or (2 à 9 g/t), ces gisements ont en commun qu'ils sont encaissés dans des roches métasédimentaires de granulométrie fine au sein de séquences turbiditiques, comme des shales noirs, des siltstones, des grès, et des calcaires fins impurs. Ils sont pour la majorité métamorphisés au faciès des schistes verts (Goldfarb et al., 2005). Les zones minéralisées sont associées aux roches sédimentaires graphiteuses. La couleur noir de ces roches témoigne du contenu en matière organique qui se transforme progressivement en graphite avec l'augmentation du métamorphisme. Le contenu total en carbone organique (TOC) varie entre 1 et 5 % poids en moyenne, alors qu'il est de l'ordre de 0,83 à 0,87 % par exemple pour la moyenne des shales précambriens dans le monde (Cameron et Garrels, 1980). Il peut exceptionnellement atteindre jusqu'à 25 % dans certaines zones de failles. Certains auteurs interprètent ces concentrations anormales de graphite comme de l'hydrothermalisme (Laznicka, 2010). L'or est associé à la pyrite (généralement arsenicale) ou l'arsénopyrite, et dans une moindre mesure à la pyrrhotine. Ce type de gisement se retrouve également ailleurs dans le monde (**Figure 1**), notamment au Canada (Terrain de Meguma, Nouvelle-Écosse), aux États-Unis (Groupe de Valdez, Gulf d'Alaska; Goldfarb et al., 1986), en Nouvelle-Zélande (Terrains de Buller et des schistes d'Otago; Large et al., 2012), et en Australie (Ballarat et Bendigo dans le Victorian Goldfields; Sandiford et Keays, 1986). Ces gisements ont certaines caractéristiques en commun avec le type Carlin (Large et al., 2011) et avec d'autres gisements stratiformes polymétalliques à W, Sb, Hg, Ni, Pt, U dans les roches sédimentaires, notamment dans les Alpes, en Russie et en Chine (Snoep, 1971; Schultz, 1991; Lingang et al., 2011).

Les minéralisations d'or dans les shales noirs graphiteux et pyriteux forment une catégorie de gisements distincts au même titre que les porphyres ou les épithermaux par exemples. C'est en Asie centrale qu'on retrouve les plus gros gisements de cette catégorie. Plusieurs questions sont posées concernant leur genèse. Quels sont les principales caractéristiques et les guides d'exploration des gisements d'or géants d'Asie centrale? Ont-ils des points en communs sur les plans géotectonique, structural, sédimentologique? Est-ce que les différentes conditions géologiques de ces minéralisations se retrouvent au Québec?

Le rapport est construit en deux parties. La première partie est documentaire et présente les modèles géologiques de ces gisements particuliers. Afin de répondre à certaines des questions mentionnées, les principales caractéristiques des gisements géants d'Asie centrale seront décrites en détails, notamment le contexte tectonique, la géologie, la stratigraphie et les structures à l'échelle régionale et locale, le métamorphisme régional (et de contact dans certains cas), le magmatisme distal et proximal, les minéralisations et les altérations hydrothermales. Le but de cette partie est de dégager les principaux facteurs géologiques qui conduisent à la formation de ces gisements, et de donner des guides de reconnaissances à différentes échelles pour le géologue d'exploration. La deuxième partie présente une stratégie pour l'exploration régionale de ces gisements au Québec en fonction des facteurs reconnus comme importants dans la première partie. Les deux

ceintures volcano-sédimentaires retenues au Québec pour cette phase d'application sont la Fosse du Labrador et le sud des Appalaches. Il en résulte deux cartes de prospectivité minérale et des cibles d'exploration à différentes échelles.

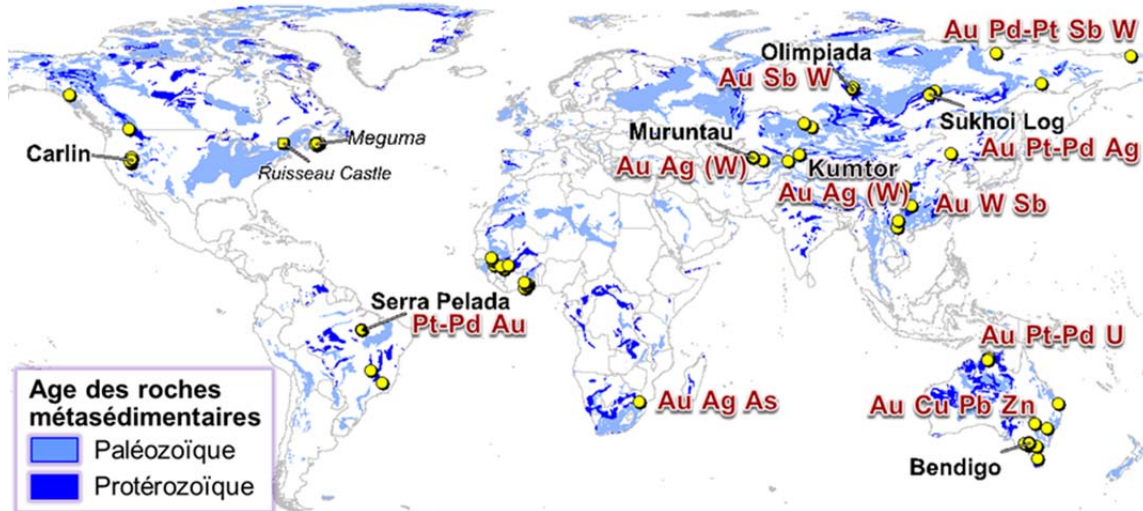


Figure 1. Distribution des principaux gisements d'or encaissés dans des roches métasédimentaires et des shales noirs graphiteux (données de Gosselin et Dubé, 2007 et Large et al., 2011).

PARTIE 1

CARACTERISTIQUES DES GISEMENTS AURIFERES GEANTS DANS LES SHALES NOIRS D'ASIE CENTRALE

2 MODELES

Deux modèles génétiques sont proposés pour l'origine de l'or dans les shales noirs graphiteux. Le modèle sédimentaire de Large et al. (2011) et le modèle russe impliquant les intrusions (invasion-related). Ces deux modèles ne sont pas forcément contradictoires et pourraient être considérés complémentaires.

2.1 Modèle de Large et al.

Les travaux récents de Large et al. (2007, 2011) résument la genèse de la majorité des gisements encaissés dans les shales noirs. Ce modèle intégrateur repose sur les modèles de Buryak (1964), Boyle (1979, 1986), Vilor (1983), Kribek (1991) et sur les travaux russes qui sont devenus accessibles suite à l'effondrement du régime soviétique (Garkovets, 1973). Large et al. (2011) démontrent que l'or provient localement ou régionalement des sédiments, et qu'il a été piégé dans la structure de la pyrite arsenicale diagénétique des faciès carbonés réduits de bassins sédimentaires de marges continentales. Dans ce modèle, le bagage aurifère et en autres métaux est déjà contenu lors de la sédimentation et la diagenèse dans les sédiments riches en matière organique. Une suite d'éléments lithogéochimiques, nommée VAMSNZ, pour V, As, Mo, Se, Ni, Ag, Zn, est caractéristique de cet enrichissement en métaux, auxquels on peut ajouter le Pb, Cu, U, ±Pt-Pd, et Te (Schultz, 1991; Large et al., 2011; Lehmann et al., 2012). L'enrichissement métallique se produit lors de la formation du bassin et résulte de l'érosion de provinces métallifères anciennes, comme des cratons. L'or réduit est transporté depuis sa source sous forme de complexes chimiques. Alternativement, Meffre et al. (2008) proposent que l'apport de métaux dans le bassin est in situ, sous la forme d'exhalaisons qui ont lieu à la surface du planché océanique depuis des failles synsédimentaires. Il pourrait ainsi y avoir un lien avec des minéralisations sulfurées du type SEDEX. La transformation de la pyrite diagénétique en pyrrhotine lors du métamorphisme au faciès des schistes verts constitue le processus clé de libération et de concentration de l'or et de l'arsenic dans le fluide métamorphique, avec ultimement un dépôt dans des pièges structuraux comme des charnières de plis, des failles, des veines, ou des stockwerks. L'or est donc expulsé et remobilisé progressivement au cours de la diagenèse et du métamorphisme des sulfures pré-enrichis en métaux.

Une variante de ce modèle est celui de l'or orogénique, d'origine mésothermale ou métamorphique (Kempe et al., 2001; Yakubchuk et al., 2002; Goldfarb et al., 2005). Dans ce modèle, par exemple, l'or dans le gisement géant de Muruntau serait le produit du lessivage des roches sédimentaires encaissantes (pas nécessairement graphiteuses), ou du socle sous-jacent, par des solutions métamorphiques et de la précipitation sous l'effet redox dans les sédiments riches en matières organiques.

2.2 Modèle intrusion-related

Les premiers défenseurs de ce modèle sont principalement les russes (Kotov et Poritskaya, 1992; Kryazhev, 2002). Plus récemment, certains auteurs proposent que les systèmes minéralisés des gisements de Muruntau en Ouzbékistan, de Kumtor au Kirghizistan et de Tellfer en Australie sont génétiquement liés à des intrusions et les

classent sous la rubrique « pluton-related gold » ou « Thermal Aureole Gold - TAG » (Rowins et al., 1997; Rowins, 2000; Yakubchuk et al., 2002; Mao et al., 2004; Wall et al., 2004, 2012; Robert et al., 2007). Le gisement de Muruntau est en effet situé au toit du batholithe granitique de Murunski et dans son auréole thermique. Le métamorphisme thermique au faciès schiste vert supérieur-amphibolite inférieur aurait produit une vaste zone à hornfels. Cette coupole indurée et relativement imperméable aurait favorisé la fracturation sous de faibles contraintes tectoniques (Wall et al., 2012). Les fluides de températures moyennes proviendraient principalement du pluton en profondeur et seraient enrichis en S, As, et W et expliqueraient les phases précoces de minéralisations dans certains gisements (Shayakubov et al., 1999). Un partitionnement de la déformation entre les roches sédimentaires graphiteuses et les interlits de psammites plus cassants aurait favorisé le piégeage de la minéralisation dans des fractures et des failles (Wall et al., 2012). Le graphite dans les sédiments aurait agit comme agent réducteur favorisant la précipitation de l'or.

3 CONTEXTE TECTONIQUE DES GISEMENTS D'ASIE CENTRALE

Le contexte tectonique d'Asie centrale est résumé dans plusieurs synthèses tectoniques métallogéniques récentes, notamment de Yakubchuk (2004), Yakubchuk et al. (2005), Dobretsov et Buslov (2007), Parfenov et al. (2010), Burtman (2010), Bierlein et Wilde (2010), Biske et Seltsmann (2010), Nokleberg (2010), Seltsmann et al. (2011), et de Boorder (2012). Les gisements d'or dans les shales noirs graphiteux sont localisés dans un supercollage de quatre ceintures volcano-sédimentaires (Timanides, Baikalides, Altaïds, et Mongolides) d'âges variant entre le Néoprotérozoïque et la fin du Paléozoïque. Ces chaînes orogéniques de type alpines sont coincées entre le supercontinent de Laurasia au nord (Baltica et Siberia) et de Gondwana au sud (**Figure 2**). Elles résultent d'une série d'ouverture et de fermeture de bassins et de trois générations de collages complexes d'arcs magmatiques, de microcontinents formés de roches métamorphiques du Protérozoïque (supérieur à 1000 Ma) et de fragments de croûte océanique (ophiolites) qui se sont échelonnées entre le Néoprotérozoïque et le début du Mésozoïque. Plus spécifiquement, les gisements de classe mondiale d'Olympiada, dans la Province aurifère du Yeniseï, et de Sukhoï Log, dans la Province de Lena, sont situés en bordure du craton sibérien (**Figure 2**). Les gisements géants de Muruntau et de Kumtor sont localisés dans la Province métallifère de Tien Shan, en périphérie des cratons de Karakum - Alai-Tarim (Gondwana). Les roches sédimentaires hôtes de ces gisements se sont déposées dans des bassins en marge de plate-formes continentales passives. Elles représentent des séquences de flyschs et de turbidites. L'épisode minéralisateur des gisements de l'Ouzbékistan (Muruntau, Myutenbai, Kokpatas, Daughyztou et Amantaytau), du Kirghizistan (Kumtor) et du Kazakhstan (Bakyrchik) coïncide avec un épisode de déformation qui a eu lieu entre la fin du Paléozoïque et le Triasique inférieur, en particulier au cours d'une phase de décrochement majeur à la fin de la collision trans-urasienne (**Tableau 1**). Cette déformation panasiatique résulte de la rotation du craton de Sibérie relativement à l'Europe de l'est (Yakubchuk et al., 2005).

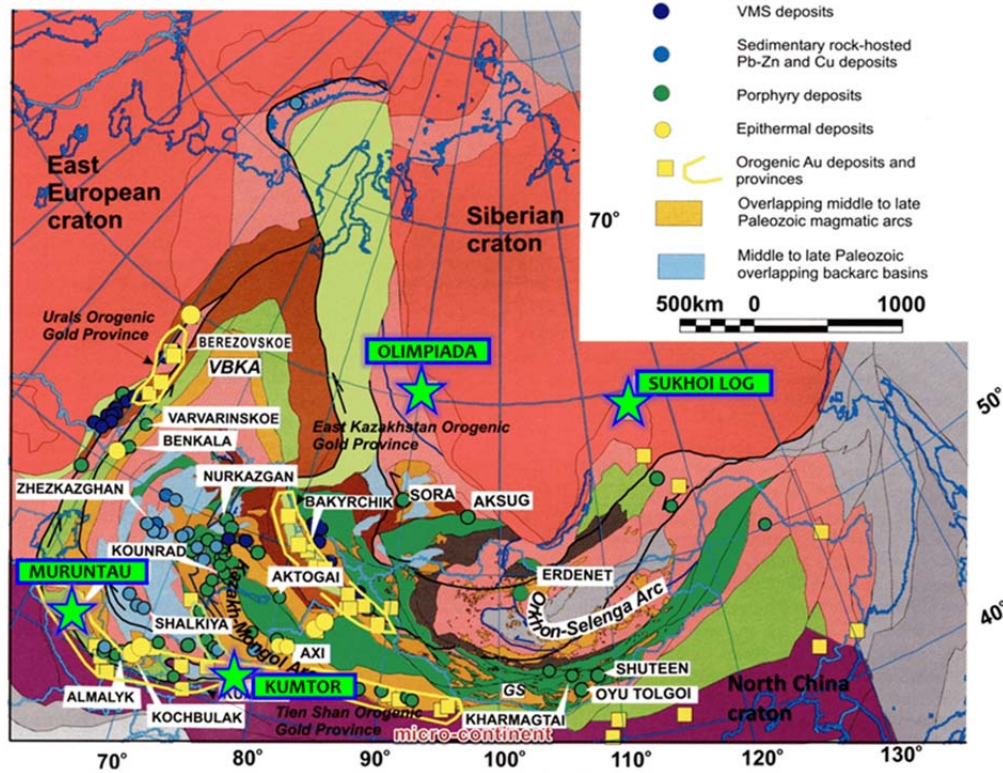


Figure 2. Localisation des principaux gisements d'or dans les shales noirs graphiteux/pyriteux (étoiles en vert) discutés dans le rapport (Yakubchuk et al., 2005).

Tableau 1. Principaux gisements d'or dans les shales noirs d'Asie centrale.

Gisement	Tonnage (Mt)	Teneurs (g/t)	Au (t)*	Âges (Ma)			
				Déposition des sédiments	Métamorphisme	Minéralisation	Intrusion
Muruntau Ouzbékistan	?	2,5-4,0	5286	460-430	400-380 SVS	290-260	285 pluton enfoui à 4 km
Sukhoi Log Russie	549	2,5	1953	800-610	516 SVM	500 ou 350?	350-300 Stock à 10km
Olympiada Russie	287	3,5	700	1600-1000	890-850 SVS	850-810	850 Pluton à 5km
Myutenbai Ouzbékistan	325	1,9	620	460-430	400-380 SVS	250-300	
Kumtor Kirghizistan	31,6	4,3	500	800	460 SV	250-300	320-280 Pluton à 10km
Bakyrchik Kazakhstan	38,6	8,7 -6,8	304	360-300	320? SV?	300	300 Stock à 10km, dykes à proximité

Kokpatas Ouzbékistan	175	3,5-4,0	260	330	? SV	250-300	? Dykes
Daughyztai Ouzbékistan	135	4,0	186	460-430	400-380 SVM	250-300	? Pluton enfoui?
Amantaytau Ouzbékistan	22,1	9,0-7,1	183	460-430	400-380 SVM	250-300	? Pluton enfoui?

*Comprend dans certains cas la production, les réserves et les ressources.

Références pour le tableau : Wilde et al., 2001; Ivanov et Ansdell, 2002; Mao et al., 2004; Yakubchuk et al., 2005 Appendice; Morelli et al., 2007; Bruce et al., 2008; Levitan, 2008; Laznicka, 2010; Bierlein et Wilde, 2010; Tomilenko et al., 2010; Large et al., 2011; Chen et al., 2012; Smith, 2012. Métamorphisme; SV : schiste vert; SVM; schiste vert moyen; SVS : schiste vert supérieur.

4 LES GISEMENTS GEANTS DE LA CEINTURE METALLOGENIQUE DE TIEN SHAN

Les gisements de Muruntau et Kumtor sont situés dans la ceinture orogénique de Tien Shan qui s'étend sur plus de 1 500 km depuis le désert de Gobi en Mongolie à l'est jusqu'en Ouzbékistan à l'ouest en passant par le Kirghizistan et la Tadjikistan (**Figure 3**; Seltmann et al., 2011). Cette ceinture complexe de plis et de chevauchements est divisée en trois domaines lithotectoniques (Sud, Centre et Nord Tien Shan) correspondant respectivement à des séquences de turbidites de marges continentales, des arcs volcano-plutoniques, et un socle protérozoïque. La ceinture délimite les roches de la marge passive des microcontinents d'Alai-Tadjik et Karaku-Tarim au sud (fragments de Gondwana) et la marge active du microcontinent Kazakhstan du Nord - Kirgiz Baikalien au nord. Il s'agit d'une chaîne qui a subi plusieurs orogénies successives au cours du Phanérozoïque. La collision dans le sud Tien Shan s'est produite au Carbonifère lors de l'orogénie hercynienne et a engendré le développement de nappes de charriage, de plis régionaux, et des répétitions stratigraphiques par chevauchement (Drew et al., 1996; Wilde et Gilbert, 2000). Une déformation permo (300-250 Ma) - triasique (250-200 Ma) a favorisé une tectonique tangentielle qui se manifeste par de grands décrochements et des déplacements latéraux qui s'élèvent jusqu'à 150 km comme c'est le cas par exemple le long de la faille senestre de Talas Ferghana orientée NNO (**Figure 3** : Drew et al., 1996; Shayakubov et al., 1999; Yakubchuk, 2004). Le principal épisode de minéralisation aurifère à Muruntau et Kumtor s'est formé au cours de cette phase de déformation, vers 285 Ma lors de la période particulièrement faste pour les minéralisations d'Asie centrale nommée « Jack Pot » et qui inclut d'importants gisements porphyriques à Cu-Au notamment (Yakubchuk et al., 2005; Nokleberg, 2010; Wall et al., 2012; Smith, 2012).

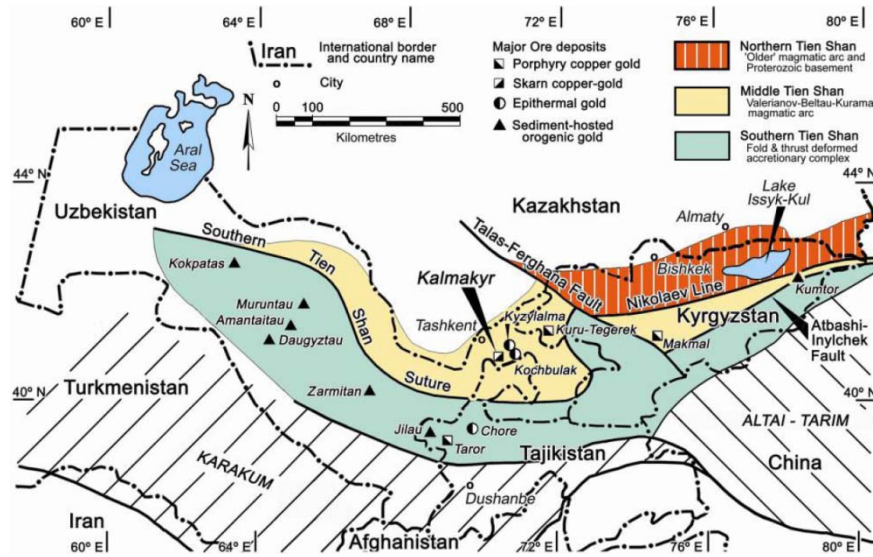


Figure 3. Division lithotectonique de la ceinture de Tien Shan et localisation des principaux gisements d'or dans les roches sédimentaires (Porter, 2006).

4.1 District minier de Kyzyl Kum (Ouzbékistan)

Les mines d'or dans les shales noirs d'Ouzbékistan sont situées au centre du pays, dans le district minier et le désert de Kyzyl Kum. Le district comprend les camps miniers de Muruntau et d'Amantaytau-Daughyztau. Le supergisement de Muruntau est le principal gisement du district avec une ressource totale estimée à plus de 5 246 t Au et 1 000 t Ag à une teneur moyenne entre 2 et 3 g Au/t (Shayakubov et al., 1999; Yakubchuk et al., 2005 appendice). Il est actuellement de loin le plus important gisement aurifère dans les shales noirs graphiteux sur la planète et est comparable au contenu aurifère de grands gisements du Witwatersrand.

La région est située dans le sud-ouest de la ceinture de sud Tien Shan, dans la zone métallogénique de Zarafshan-Turkestan, ou Zerafshon-Turkestan (**Figure 4**; Yakubchuk, 2004; Seltsmann et al., 2011). Tous les gisements sont encaissés dans des roches sédimentaires graphiteuses d'âge ordovicien moyen – silurien inférieur de la Formation de Besapan, une séquence monotone de flyschs qui atteint plus de 5 000 m d'épaisseur (Marakushev et Khokhlov, 1992). La Formation de Besapan et le socle protérozoïque sont exposés dans des fenêtres au travers de la couverture sédimentaire du Crétacé supérieur et du Paléogène qui fait plus de 3 000 m d'épaisseur et qui contient des niveaux d'évaporites. Seuls les niveaux II et III de la Formation de Besapan (qui contient 4 niveaux) contiennent des minéralisations économiques. Le gisement de Muruntau se situe plus bas dans la stratigraphie (niveau II) alors que les gisements d'Amantaytau et de Daughyzttau sont à un niveau supérieur (niveau III). Cette séquence repose sur un socle méso-néoprotérozoïque (suite de Tazkazgan ou *Taskazgan*) métamorphisé à des faciès intermédiaires et contenant des roches sédimentaires siliceuses, localement des schistes graphiteux, des volcanites mafiques et des dolomies avec des indices d'U et de V. Le camp de Muruntau est situé à moins de 50 km à l'ouest d'une zone de suture d'ophiolites (Turkestan Suture) et d'un arc volcanique de la Province centrale de Tien Shan (**Figures 3 et 4**; Drew et al., 1996; Bierlein et Wilde, 2010).

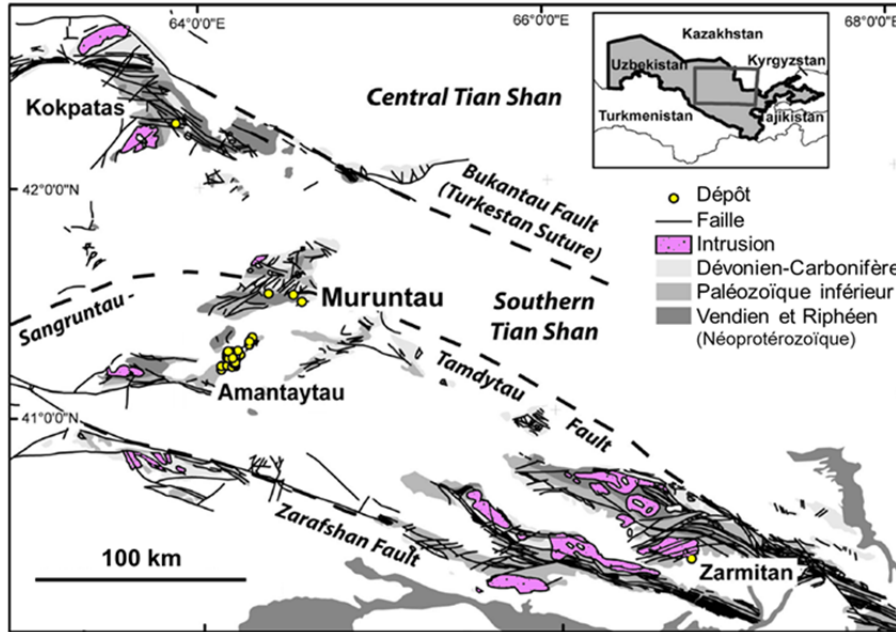


Figure 4. Géologie régionale de la région du gisement géant de Muruntau (Bierlein et Wilde, 2010).

4.1.1 Déformation et métamorphisme

Au moins trois phases de déformation ont été documentées dans la région d'Amantaytau et Muruntau (Wilde et Gilbert, 2000). La phase de déformation majeure correspond au plissement et au métamorphisme régional qui a eu lieu lors de l'orogénie calédonienne (Dévonien), équivalent à l'orogénie acadienne dans les Appalaches. Cette déformation a engendré la formation de plis (parfois isoclinaux) déversés vers le nord et d'une schistosité pénétrante de plan axial et orientée E-O. Les roches sédimentaires ont été métamorphosées au faciès schiste vert entre 410-440 Ma ou vers $401^{±11}$ Ma (Shayakubov et al., 1999; Kostitsyn, 1996). La collision lors de l'orogénie hercynienne a engendré des failles de chevauchements, dont la faille de Sangruntau-Tamdytau à Muruntau, et des plis ouverts P2 (**Figures 4 et 5**; Drew et al., 1996; Wilde et Gilbert, 2000). Les intrusions granitiques se seraient mises en place lors de cet épisode en réponse à l'épaississement de la croûte. Au Permien et au Triasique, la fin de la collision a donné lieu à une période de transpression régionale (Berger et al., 1994; Drew et al., 1996; Yakubchuk, 2004). Ceci a produit des mouvements décrochants senestres sur la zone de failles ONO de Sangruntau-Tamdytau (au nord du gisement de Muruntau) et le long du corridor de déformation NE-SO de Daugyztai-Amantaytau-Muruntau. Tous les gisements sont alignés dans ce corridor métallogénique de 60 km de longueur qui contient plus de 5 785 t Au et 1 990 t Ag (**Figure 4**; Bierlein et Wilde, 2010). Toutes les minéralisations dans le district sont contrôlées par ce linéament repérable par imagerie satellitaire et sur les cartes magnétiques, gravimétriques et électromagnétiques (Zverev et al., 1999).

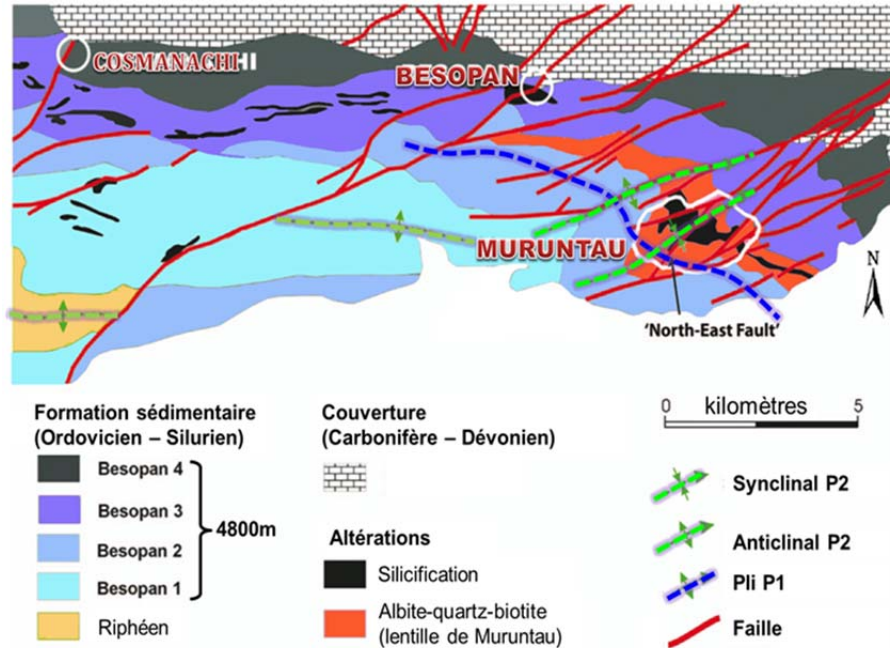


Figure 5. Contexte géologique du gisement géant de Muruntau (modifié de Bierlein et Wilde, 2010).

4.2 Camp de Muruntau (Ouzbékistan)

Le camp de Muruntau comprend plusieurs gisements : le supergisement de Muruntau, ainsi que d'autres gisements comme Kosmanachi, Myutenbai, Basapantau, Triada et Boilik notamment (**Tableau 1**; Drew et al., 1996; Kremensky et Seltmann, 1999; Yakubchuk et al., 2005 appendice). Le gisement de Muruntau a été découvert en 1958 au cours d'un programme de prospection pour l'uranium (Shayakubov et al., 1999). Il est en production pour l'or depuis 1967. Le résumé des caractéristiques présenté dans cette section provient principalement de Shyaakubov et al., (1999) et Porter (site WEB en 2012). Les gisements satellites de Myutenbai (325 Mt @ 1,9 g/t Au pour 620 t Au) et de Triada (ressources inconnues) sont dans la continuité du gisement de Muruntau vers le SE et présentent sensiblement les mêmes caractéristiques.

4.2.1 Stratigraphie

Le gisement de Muruntau est encaissé dans les roches sédimentaires de la Formation de Besapan. Le socle protérozoïque affleure à 4 km à l'ouest et est intercepté en forage à partir de 2 km sous le gisement (**Figure 6**). Les roches de couverture du Mésozoïque-Cénozoïque affleurent en discordance angulaire ou en contact tectonique à moins de 2 km au sud du gisement (Marakushev et Khokhlov, 1992).

À Muruntau, la Formation de Besapan, est divisée en trois membres informels (Marakushev et Khokhlov, 1992) : 1) le Besapan gris est une unité de phyllades graphiteuses à chlorite, muscovite, biotite, albite et quartz déposées à l'Ordovicien et se divise en une partie inférieure et supérieure caractérisées respectivement par une séquence de 1 000 m de siltstones gris (Bs1) et une alternance de 800 m de grès et de siltstones noirs (Bs2); 2) le Besapan bariolé (Bs3) de l'Ordovicien supérieur – Silurien

inférieur est l'hôte de la minéralisation à Muruntau et consiste en une séquence de 2 000 m d'épaisseur, généralement homogène, et composée de siltstones avec quelques niveaux plus gréseux, de chert à radiolaires et apparemment de tufs intermédiaires et felsiques mentionnés dans la littérature que par Marakushev et Khokhlov (1992), et 3) le Besapan vert (ou Bs4), occupe le sommet de la séquence avec 1 000 m d'intercalations monotones de grès et siltstones gris du Silurien qui sont moins métamorphisés (**Figure 6**). Sa couleur est causée par l'assemblage de chlorite et de séricite. Le gisement est encaissé dans le Bs3, plus spécifiquement dans le membre moyen où l'altération a donné lieu à l'aspect bariolé des sédiments fins et des grès. Tout le Bs3 est enrichi en sulfures (pyrite, pyrrhotine, arsénopyrite) et en matière organique dont les proportions varient de 1 à 5 %. Le Bs3 et le Bs4 ont été métamorphisés aux sous-faciès chlorite-séricite et chlorite-muscovite des schistes verts, alors que le Bs1 et le Bs2 sont au sous-faciès chlorite-muscovite-biotite (Shayakubov et al., 1999).

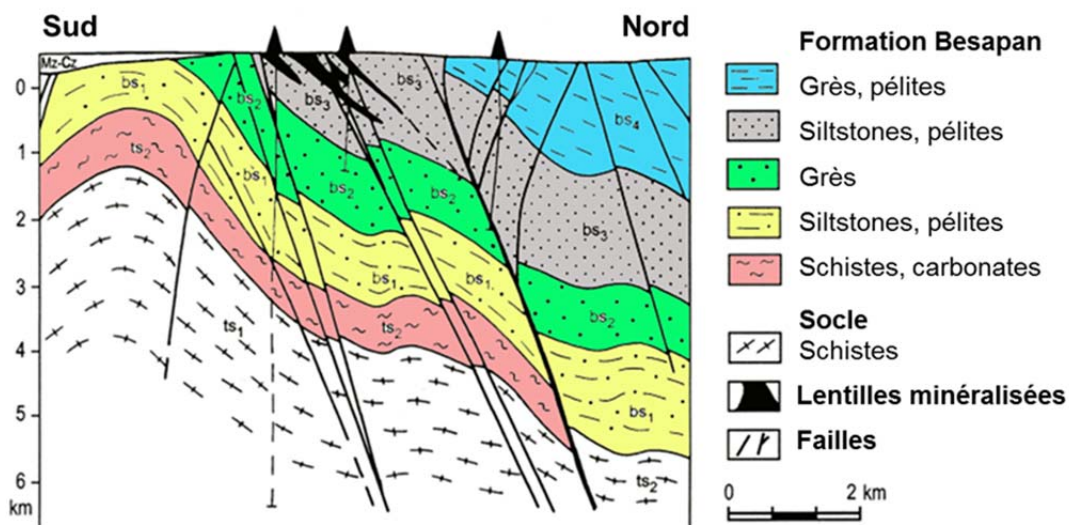


Figure 6. Section au travers de la séquence stratigraphique de la Formation de Besapan hôte du gisement géant de Muruntau. Les triangles noirs à la surface indiquent la position de forages profonds (modifiée de Shayakubov et al., 1999).

Plusieurs intrusions granitoïdes post-collision sont connues régionalement. L'intrusion significative la plus proche affleure à 7 km au SE de Muruntau. Il s'agit du pluton de Sandara (Sandarinski), une petite intrusion de granodiorite porphyrique faisant probablement partie d'un pluton parent enfoui sous la couverture sédimentaire carbonifère et dont le centre a été délimité par gravimétrie à 15 km au SE de Muruntau (Hall et Wall, 2007). Le pluton de Sandara a été daté par la méthode Rb-Sr à $286,2 \pm 1,8$ Ma (Kostitsyn, 1996). L'alaskite de Murunski interceptée par un forage profond à 4 km de profondeur à quelques kilomètres au nord de Muruntau, a été datée par la même méthode à $287,1 \pm 4,6$ Ma (Kostitsyn, 1996). À 31 km au NO de Muruntau, le pluton de Tamdynski a été daté par la méthode U-Pb à $287,5 \pm 1,4$ Ma (Kempe et al., 2004). Ces intrusions feraient partie intégrante d'un batholite, ou d'une série d'intrusions enfouies entre 6 et 10 km de profondeur et au-dessus desquelles sont situés tous les gisements aurifères du district. Un métamorphisme de contact associé à cette phase intrusive a été daté autour de 275 Ma (Kempe et al., 2001). Il a produit des hornfels et un isograde proximal à cordiérite, andalousite, sillimanite (intercepté dans les forages profonds) et un distal à biotite-chlorite tachetée dans lequel baigne le gisement Muruntau (Hall et Wall, 2007). Ces assemblages

métamorphiques recourent la foliation et le métamorphisme régional au faciès des schistes verts. Plusieurs familles de dykes de granites porphyriques, de diorites quartzifères, et de leucogranites et des dykes alcalins (lamprophyres et syénites), non-déformés et orientés E-O ou parallèles au corridor de failles de Daugyztau–Amantaytau–Muruntau sont également présents dans la région. Le magmatisme alcalin est daté par la méthode Rb-Sr à $286\pm 1,6$ Ma et $273\pm 1,6$ Ma (Kostitsyn, 1996; Kotov et Poritskaya, 1992; Kempe et al., 2001). Il y a également plusieurs dykes de granite porphyrique albitisés dans le gisement de Muruntau.

4.2.2 Minéralisation

L'environnement structural de Muruntau est complexe et consiste en une série de plis et de chevauchements imbriqués parallèles au litage en bordure de la zone de failles de Sangruntau-Tamdytau (**Figures 4 et 5**). La minéralisation est située sur le flanc nord d'un anticlinal de première phase P1 et au cœur d'un synclinal de deuxième phase P2 orienté NE-SO (**Figures 5 et 6**; Bierlein et Wilde, 2010). Le gisement est à pendage modéré vers le nord et est allongé parallèlement à S0 et S1. Cette attitude générale est contrôlée par une série de chevauchements totalisant 300 à 800 m d'épaisseur qui semble reprise par P2. Le corridor de failles de Daugyztau–Amantaytau–Muruntau orienté NE-SO et la famille de failles orientée ENE-OSO sont des structures verticales décrochantes bien présentes à Muruntau et celles-ci ont contrôlé l'altération et la minéralisation en or. La minéralisation a un lien spatial et génétique en particulier avec la faille centrale (North-East Fault), puisque la puissance et les teneurs des zones minéralisées diminuent globalement dans toutes les directions à partir de cette structure (Bierlein et Wilde, 2010). Le gisement comporte au moins 4 zones minéralisées contigües sur un territoire de $3,5 \times 2,7$ km². Ces zones orientées NE-SO sont délimitées par des failles NE-SO et N-S. Elles varient entre 800 à 1 350 m de longueur, ont jusqu'à 750 m de largeur, et atteignent une profondeur de plus de 1 500 m (Shayakubov et al., 1999).

La minéralisation aurifère est contenue dans un stockwerk géant de veines et veinules de quartz (Smirnoff, 1977). Il existe trois générations de veines à Muruntau (Drew et al., 1996; Wilde et al., 2001). Les veines subhorizontales (Q1) sont à faible teneur en or (1,5 à 2,5 g/t Au). Elles ont des épaisseurs centimétriques et sont cisailées, plissées isoclinalement, et boudinées parallèlement au litage, la schistosité, et aux chevauchements. (Drew et al., 1996; Wilde et al., 2001). Elles sont synmétamorphiques (déformation calédonienne) et contrôlées par la zone de failles de Sangruntau-Tamdytau. Les températures enregistrées dans ces veines sont estimées entre 410-500 °C (Shayakubov et al., 1999). Les valeurs aurifères dans les shales noirs graphiteux encaissants sont de l'ordre de 0,03 à 0,3 g/t Au. De la scheelite est présente dans les veines associées à ces zones tabulaires subéconomiques en or ainsi que dans de petites intrusions au SE du gisement (Uspenskiy et Aleshin, 1993). Le contenu en W est variable, entre 0,0003 et 0,6 % poids (Shayakubov et al., 1999). Une zone d'oxydation d'une épaisseur moyenne de 70 m recouvre le gisement. Cette oxydation est très intense les premiers 30 – 40 m. Des zones oxydées atteignent jusqu'à 200 m de profondeur le long de certaines failles. Les valeurs en or dans les zones oxydées n'ont pu être documentées.

Les veines dans les stockwerks (Q2) représentent le plus gros volume du minerai à Muruntau. La distribution de l'or est hétérogène avec des teneurs moyennes entre 3,5 et 5 g Au/t. Ces veines ont des épaisseurs microscopiques à millimétriques. Les zones de

strockwerks sont à faible pendage et sont conformes au litage et à la foliation (Berger et al., 1994). Elles montrent des évidences de déformation ductile et cassante polyphasée.

Les veines subverticales (Q3) sont la principale source de l'or exploité à Muruntau. Elles sont intimement associées aux veines Q2, mais recoupent clairement les veines Q1 et Q2 et la foliation. Elles ont des teneurs en or qui varient entre 3,5 et 11 g/t, avec des valeurs localement de l'ordre de 20 et 30 g/t Au (Marakushev et Khokhlov, 1992; Drew et al., 1996). Elles sont composées de quartz, feldspath K, carbonate de fer, muscovite et de sulfures (pyrite et arsénopyrite). Les veines sont lenticulaires et ont des épaisseurs entre 15 et 20 mètres et des longueurs jusqu'à 160 m (Graupner et al., 2005). Elles sont coplanaires entre elles et orientées NE-SO et E-O parallèlement aux failles de décrochement. Collectivement, elles forment des zones dites « veines centrales ». Les zones de veines centrales atteignent des largeurs de quelques centaines de mètres, se suivent sur 800 à 1 350 m et ont des extensions verticales entre 700 et 1 000 m (Drew et al., 1996; Shayakubov et al., 1999). Elles sont peu déformées et communément bréchifiées. Les analyses faites sur les inclusions fluides indiquent des températures d'homogénéisation entre 150 et 350°C (Wilde et al., 2001). Des dykes siliceux seraient contemporains des veines centrales (Drew et al., 1996).

Les veines tardives (Q4) à sulfures, tourmaline, quartz, feldspath, et carbonates ont une importance mineure. Elles ont des teneurs faibles en or mais des valeurs élevées en argent et en plomb. Elles ont des pendages entre 60 et 70 degrés et sont orientées E-O.

4.2.3 Altérations

À Muruntau, l'altération précoce est caractérisée par des imprégnations fines, des veines et des veinules de quartz (25-40 %), orthose (25-50 %), biotite (20-40 %), plagioclase (15-25 %), chlorite, phlogopite, carbonates et des quantités mineures de pyrite, pyrrhotine et veinules de quartz (Wilde et Gilbert, 2000). Cette phase de remplacement suivant le litage enveloppe le gisement (« Muruntau lens ») et est observée sur une superficie de 2 x 8 km² suivant la zone de failles de Sangruntau-Tamdytau (**Figure 5**; Drew et al., 1996; Wilde et al., 2001; Bierlein et Wilde, 2010). Les minéraux d'altération recoupent et remplacent ceux du métamorphisme régional et de contact (Drew et al., 1996). Une forte altération en feldspath K accompagne la minéralisation précoce en scheelite (Wilde et Gilbert, 2000). La principale phase de minéralisation en or est associée à l'altération à séricite, chlorite magnésienne, et à de faibles quantités de feldspath potassique et de carbonates (Kotov et Poritskaya, 1992; Drew et al., 1996). Les zones de failles sont très altérées en séricite et quartz, mais elles contiennent des teneurs en or inférieures à celles qui sont exploitées (Bierlein et Wilde, 2010).

Le principal sulfure est la pyrite, avec des quantités significatives d'arsénopyrite et un peu de marcasite et de pyrrhotine. Le contenu en pyrite et arsénopyrite dans les veines est inférieur à 2 %. De la pyrite diagénétique est observée dans le sous-faciès métamorphique à chlorite alors que de la pyrite et de la pyrrhotine synmétamorphiques ont été observées plus en profondeur dans le sous-faciès à biotite (schiste vert supérieur). La pyrrhotine est observée localement et apparaît précoce dans la paragenèse étant remplacée par la pyrite (Wilde et Gilbert, 2000). Globalement, la minéralisation à Muruntau est localisée juste au-dessus de la limite pyrite-pyrrhotine (**Figure 7**) tel que le montre le modèle de Large et al. (2011). Les autres minéraux métalliques sont la scheelite, des tellures d'or et de bismuth, galène, sphalérite, chalcopyrite, molybdénite, wolframite, antimonite, tétraédrite, magnétite

et ilménite. Les sulfures sont associés au quartz et à l'ankérite, phlogopite, feldspath K, et la muscovite (Berger et al., 1994; Bierlein et Wilde, 2010). L'or est principalement associé à 1-5 % de pyrite généralement arsenicale, dans les fractures et aux bordures de grains, en particulier à la frontière entre les grains d'arsénopyrite et de pyrite. De l'or visible est rarement observé. L'arsénopyrite est surtout logée dans les veines. L'or est aussi marginalement associé à la scheelite dans des zones tabulaires subéconomiques (centaines de ppb Au) avec les veines Q1. L'argent est associé à l'adulaire de la dernière phase hydrothermale. Les teneurs en or et argent varient de 1 à 29 g/t et de 0,8 à 7,2 g/t respectivement, pour une teneur moyenne d'exploitation de 3,4 g Au/t. Le ratio Au/Ag est de 4 : 1. La signature métallique du gisement est surtout caractérisée par les éléments suivants; Au, W, Bi, et As, et dans une moindre mesure, par l'Ag et le Sb (Shayakubov et al., 1999). Par contre, le halo géochimique autour du gisement est marqué par des anomalies en W, Co, Mo, Bi, As, Au, Cu, Zn, Pb, Ag, Sb et Ni.

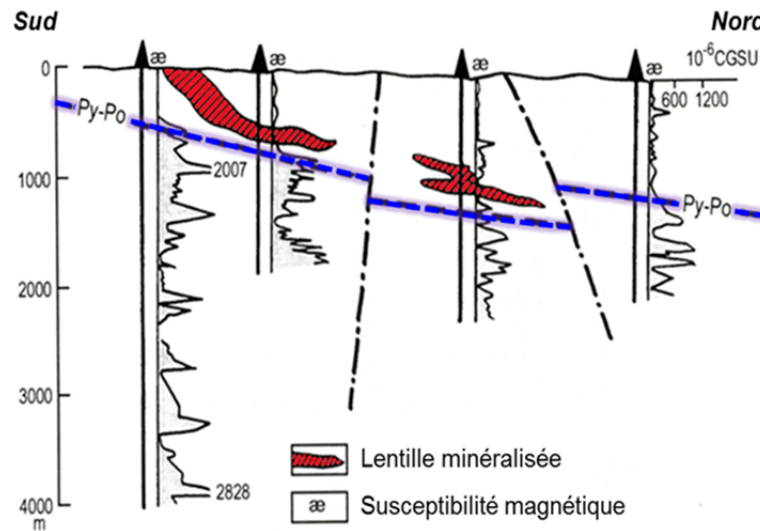


Figure 7. Section montrant la limite pyrite (Py) – pyrrhotine (Po) en tirets bleus juste en-dessous des zones minéralisées comme le prévoit le modèle de Large et al. (2011). La forte augmentation de la susceptibilité magnétique dans les forages sous cette limite correspond avec le domaine à pyrrhotine (modifiée de Shayakubov et al., 1999).

4.2.4 Âge de la minéralisation

L'origine et l'âge de la minéralisation à Muruntau ont fait l'objet de nombreux débats et demeurent controversés comme la majorité des gisements géants (Drew et al., 1996; Graupner et al., 2005; Hall et Wall, 2007; Kempe et al., 2001; Bierlein et Wilde, 2010). Il y a consensus à Muruntau pour dire que la principale phase de minéralisation a eu lieu entre 290 et 280 Ma (Yakubchuk et al., 2002). Mais dans le détail, il y a plusieurs phases de minéralisation. Deux épisodes à scheelite ont été datés par Kempe et al. (2001) par la méthode Sm-Nd. Une scheelite de génération 1 dans une veine précoce Q1 a révélé un âge de 351 ± 22 Ma et une scheelite de génération 2 dans une veine verticale Q3 a été datée à 279 ± 18 Ma. Une datation par la méthode Re-Os sur une arsénopyrite aurifère a donné un âge de $287,5 \pm 1,7$ Ma, soit la période correspondant à l'activité magmatique principale (Morelli et al., 2007). L'altération en séricite aux épontes de veines de quartz

dans un stockwerk aurifère est datée entre 260 et 240 Ma par la méthode Ar-Ar (Wilde et al., 2001). Des veines de quartz ont été datées par la méthode Rb-Sr à 257 ± 13 , $230 \pm 3,5$ et $219 \pm 4,2$ Ma par Kostitsyn (1996). Enfin, les veines tardives à adulaire et quartz ont été datées par différentes méthodes entre 247 ± 5 et $221,8 \pm 0,9$ Ma (Kempe et al., 2001; Wilde et al., 2001). Muruntau résulterait donc de différents pulses de fluides hydrothermaux aux compositions différentes, à CH_4 , CO_2 , H_2S et N_2 , et de précipitation/remobilisation qui se sont échelonnées sur près de 70 Ma, après le pic métamorphique et jusqu'à 30 Ma après le refroidissement des intrusions granitiques sous la température de fermeture du Rb-Sr (Kostitsyn, 1996). Les intrusions et l'auréole de métamorphisme de contact auraient jouées un rôle rhéologique plutôt cassant où la fracturation aurait créé la perméabilité nécessaire à la circulation de fluides (Wilde et Gilbert, 2000; Wall et al., 2004). Ces conditions combinées à une tectonique tangentielle, des pièges structuraux à différentes échelles, et des lithologies réactives ou imperméables expliqueraient la taille unique et la complexité du gisement (Drew et al., 1996; Goldfarb et al., 2001; Yakubchuk et al., 2005; Bierlein et Wilde, 2010).

4.3 Camp d'Amantaytau-Daughyztou (Ouzbékistan)

Le champ aurifère d'Amantaytau-Daughyztou comprend six gisements, dont Daughyztou, Amantaytau et Vysokovoltnoe (Vysokolt'noye) notamment, et une vingtaine de gîtes et d'indices qui font partie d'un même système (**Figure 8**; Kremenetsky et Seltmann, 1999; Zverev et al., 1999). La ressource totale est de 500 t Au et plus de 5 000 t Ag. Les gisements les plus importants, Daughyztou (135 Mt @ 4 g/t Au) et d'Amantaytau (60 Mt @ 3 g/t Au), appartenant actuellement à Oxus Gold, sont dans le corridor de failles de Daugyztou–Amantaytau–Muruntau, à 60 km au SO du gisement de Muruntau. La minéralisation est localisée à l'intersection de failles NNE et NNO. Il n'y a pas d'indication d'activité magmatique dans ce secteur près de la surface, à part des dykes de lamprophyres. Par contre, des évidences géophysiques et des sondages profonds dans la région montrent un pluton enfoui à 5 km de profondeur sous le gisement de Daughyztou et entre 3-4 km de profondeur sous le gisement d'Amantaytau.

Zverev et al. (1999) ont décrit les assemblages minéralogiques et changements chimiques suivants dans la Formation de Besapan hôte de la minéralisation dans le camp, depuis les phases d'altération les plus précoces aux plus tardives:

- Sodique (Albite-quartz-chlorite) pré-minérale et pré-métamorphique. S'accompagne de forts gains en SiO_2 , Na_2O , et dans une moindre mesure Sr, Cu, Pb, et de fortes pertes en éléments sidérophile, lithophile et chalcophile incluant l'or.
- Phyllique (Quartz-séricite-chlorite, et en faible proportion, pyrite-pyrrhotine-ankérite, et muscovite plus en profondeur) synmétamorphisme régional, principalement dans les plans de schistosité. S'accompagne d'une minéralisation en or-arsénopyrite-pyrite-pyrrhotine et/ou or-sphalérite-tétraédrite-tennantite qui se traduit par de faibles gains en Au, Ag et dans une moindre mesure en As, Sb, Mo, Ba, et Sr. Dans les zones minéralisées principales qui sont des zones de failles, cette altération devient très intense avec l'ajout d'albite, de calcite et d'ankérite manganésifère et s'accompagne de teneurs en Au, Ag, As de 10 à 100 fois supérieures au bruit de fond régional et de faibles gains en Sr, Mn, Sb, Bi, Mo et W.

- Argileuse avec minéralisation à argent-sulphoantimoine (altération marginale).
- Silice-carbonates avec minéralisation en mercure-or-tellure (altération marginale).

La minéralisation diffère d'un gisement à l'autre, du nord vers le sud du camp, sur 20 km. Au nord, l'assemblage à or-arsénopyrite-pyrite (Au-As) est typique d'Amantaytau, alors qu'au sud, à Vysokovoltnoe, l'assemblage polymétallique est à or-sphalérite-tétraédrite-tennantite (Au, As, Zn, Cu, Sb).

4.3.1 Daughyztau

Le gisement de Daughyztau (**Figure 8**) est décrit en détails par Zverev et al. (1999). Il contient 135 Mt à des teneurs moyennes de 4 g Au/t et 2,2 g Ag/t pour un total de 186 t Au (Bierlein et Wilde, 2010). La dimension du dépôt fait 2,5 km de longueur, 100 à 450 m de largeur, et 650 m de profondeur. Le minerai actuellement exploité en fosse est encaissé dans les niveaux III et IV du Besapan, principalement dans des grès en alternance avec des siltstones et des argilites. Le gisement consiste en une série de lentilles rapprochées à or, pyrite et arsénopyrite disséminés et disposés en échelon dont les dimensions sont de l'ordre de 10 à 30 m x 200 à 500 m. Les teneurs en Au dans les lentilles varient entre 5 et 10 g/t et le ratio Au/Ag est de 1,84.

La minéralisation est contrôlée par la faille de Daughyztau, une faille subsidiaire du corridor Daughyztau–Amantaytau–Muruntau, et à l'intersection avec la faille d'Asaukan, dans une charnière et le flanc de l'anticlinal de Daughyztau. La minéralisation, sous forme lenticulaire et de rubanements, est constituée de stockwerks de veines et de veinules distribuées de manière irrégulière le long et dans le pendage des cisaillements. La minéralisation est interprétée comme du remplacement.

L'altération précoce est caractérisée par des zones de silicification et de chloritisation et des veines de quartz. Celle-ci se limite aux zones de mylonites et cataclasites des failles subverticales ENE et NE. L'altération associée à la minéralisation est de type phyllique. Elle consiste en un halo à quartz-séricite-dickite anomal en or et un cœur à séricite-magnésite ferrifère - pyrite qui contient la minéralisation économique. L'altération phyllique est localement observée près de la surface, alors que la largeur des halos augmente avec la profondeur. La roche est lessivée, le graphite disparaît, et les micas de Fe-Mg et la chlorite sont remplacés par la séricite. Dans la partie nord du gisement à basse teneur, la silicification est plus importante et généralisée.

L'or est associé à des disséminations et des veinules de pyrite arsenicale et d'arsénopyrite dans les cœurs altérés en séricite-carbonate-pyrite. La proportion de pyrite varie entre 4 et 6 % et l'arsénopyrite de trace en bordure des zones minéralisées, à 0,5 % au centre. Des zones planaires et étroites correspondant à des failles ductiles sont minéralisées en argent et sélénium, en antimoine, et boulangérite (Bierlein et Wilde, 2010). Ces zones ont des extensions de dizaine à des centaines de mètres, et varient de 1 m d'épaisseur à plus de 10-20 m à l'intersection avec d'autres failles ou avec des bandes gréseuses (Zverev et al., 1999). Une altération locale argileuse et tardive à quartz-muscovite-kaolinite est associée aux veines tardives minéralisées en Hg-Au-Te.

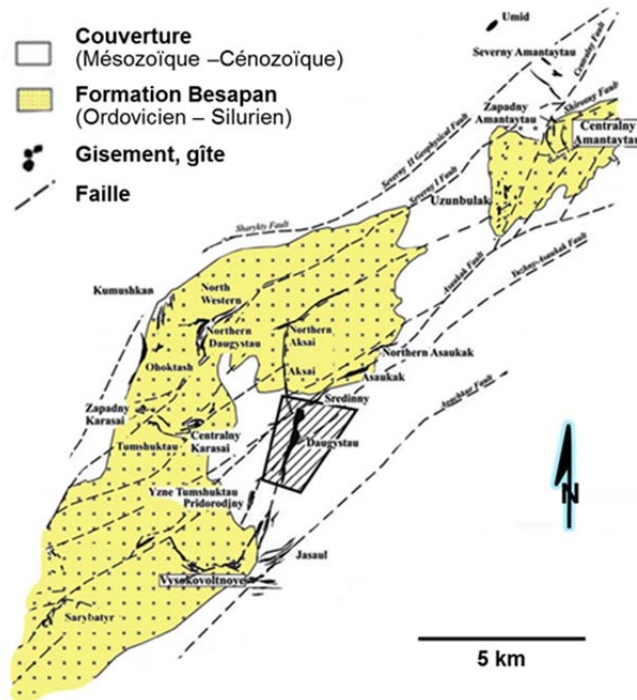


Figure 8. Localisation des principaux gisements et gîtes dans le champ aurifère d’Amantaytau-Daughyztau et les relations avec les failles régionales (modifiée du site WEB de Oxus Gold, 2013 <http://www.oxusgold.co.uk>).

4.3.2 Amantaytau

Le gisement d’Amantaytau (Amantaitau, Amantautau) est décrit en détails par Zverev et al. (1999) et sur les sites WEB de Porter (2012) et Oxus Gold (2013). Il est localisé à une dizaine de kilomètres au NE du gisement Daughyztau (**Figure 8**). Le gisement a une dimension de plus de 2 km de longueur, 500 m de largeur, et 600 m de profondeur. Il est limité au nord et au sud par deux failles majeures. Il est divisé pour l’exploitation en deux zones (**Figures 8 et 9**). Au sud, la zone Centralny qui affleure, est exploitée en fosse depuis peu dans la zone oxydée du gisement. Elle contiendrait au total 14 Mt @ 9,0 g Au/t pour 125 t Au (Bierlein et Wilde, 2010). En 2007, les réserves prouvées et probables pour cette zone étaient estimées par l’exploitant Oxus Gold à 3,15 Mt @ 5,4 g Au/t (17,7 t Au ou 625 000 oz). Au nord, la zone Severny est recouverte en discordance en discordance par une épaisse séquence sédimentaire du Mésozoïque et du Cénozoïque. La roche saine qui compte pour le 2/3 des réserves est prévue être exploitée par une mine souterraine. La zone contiendrait 6,56 Mt à une teneur moyenne de 7,7 g Au/t pour un total de 50,6 t Au (Oxus Gold, 2012). Les études à Amantaytau indiquent que la minéralisation est plus riche en sulfures et en or qu’à Muruntau. Les températures des fluides seraient plus basses et le gisement situé plus haut dans la stratigraphie comparativement à Muruntau (Zakharevich, 1993; Jukov et Zavarzina, 2008).

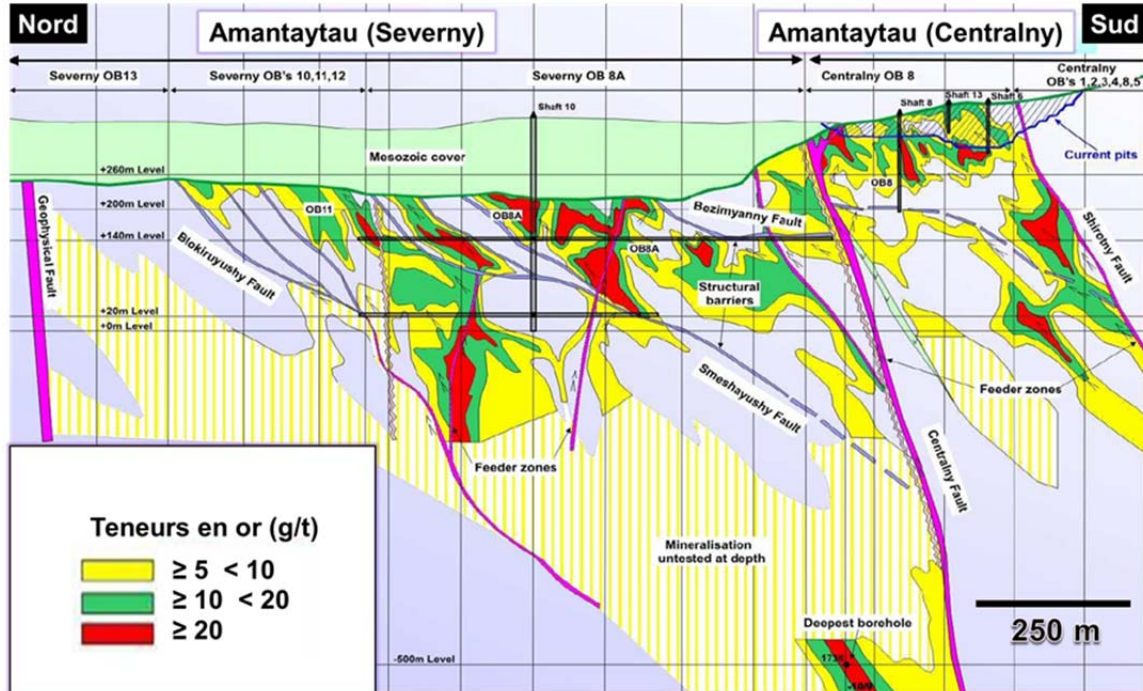


Figure 9. Section du gisement Amantaytau montrant les deux zones principales, les failles et les teneurs aurifères (modifiée d'une présentation sur le WEB de Oxus Gold - <http://www.oxusgold.co.uk>).

Comme à Daughyzttau, le gisement d'Amantaytau est contrôlé par la zone de failles régionales de Daughyzttau-Muruntau, mais il est situé plus bas dans la stratigraphie, dans les niveaux I et II du Besapan constitués de grauwackes arkosiques polymictes, de grès, de siltstones et d'argilites (Zverev et al., 1999). La minéralisation est contenue dans une douzaine de zones subparallèles de direction NO, conformément à la stratification, légèrement curviplanaires, et à pendage supérieur à 60 degrés vers le NE. Les zones minéralisées correspondent en grande partie à des failles ductiles-cassantes (roches foliées, mylonites et cataclasites) de dimensions variant entre 10 et 15 m d'épaisseur (jusqu'à 50 m) par 250-270 m de longueur, régulièrement disposées en échelon (**Figure 9**). La minéralisation est associée aux failles NE d'Asaukak, Median, et Central, qui sont décrites comme des structures cataclasiées et graphiteuses modérément pentées. Ces failles sont marquées par une forte altération hydrothermale en silice, albite, et carbonates, et sont enrichies en pyrite et arsénopyrite (Jukov et Zavarzina, 2008).

Dans le minerai, les valeurs vont jusqu'à 25,9 g Au/t, 3,7 g Ag/t et 146 ppm As pour un ratio Au/Ag de 6,7, alors que dans la roche encaissante les teneurs sont de l'ordre 0,3 g Au/t, 0,7 g Ag/t et 17 ppm As pour un ratio Au/Ag de 0,4. Dans la partie supérieure du gisement, la minéralisation à or-arsénopyrite-pyrite est sous la forme de poches lenticulaires et de disséminations avec de rares veines. Plus en profondeur, apparaissent la carbonatation et les zones à stockwerks, veines, et filons stratiformes. L'altération est principalement à séricite et se traduit par un enrichissement en K et Al et par des pertes en Si et Na (Zakharevich, 1993). Outre la pyrite et l'arsénopyrite, les autres sulfures sont la chalcopryrite, la galène et la sphalérite. L'Ag est moins important que dans les autres gisements de la région. Il est tardif dans la paragenèse avec l'antimoine et est relié à un

système hydrothermal de plus basse température (Zakharevich, 1993; Bierlein et Wilde, 2010).

4.4 Kumtor (Kirghizistan)

4.4.1 Contexte régional

La localisation du gisement de Kumtor dans la ceinture de Tien Shan ne fait pas l'unanimité. Certains auteurs mettent le gisement dans la zone sud, mais la littérature récente le place dans la zone centrale du Tien Shan, coïncé à mi-chemin dans un étranglement entre les terranes du Nord Tien Shan et du sud Tien Shan (**Figure 3**; Bierlein et Maher, 2001; Mao et al., 2004). La zone centrale correspond à un arc volcanique (arc de Beltau-Kurama) et des carbonates de plate-forme qui se sont formés vers la fin du Carbonifère sur un socle précambrien. La zone est limitée au nord par la zone de suture de Nikolaev, et au sud par la suture ophiolitique du sud Tien Shan. Cette dernière correspond au cycle de fermeture du paléo-océan Turkestan et marque la collision de la fin du Carbonifère entre les continents Kazakhstan et Karakum-Tarim (**Figure 3**). La région est complexe au niveau structural. Les trois zones tectoniques du Tien Shan sont affectées par une série d'écaillés tectoniques et de chevauchements de roches sédimentaires provenant de bassins d'avant et d'arrière-arc qui varient en âge de la fin du Protérozoïque à début du Carbonifère.

Dans la région de Kumtor, deux épisodes magmatiques sont reconnus. L'épisode 320 à 300 Ma correspond à un magmatisme calco-alcalin associé à la subduction et à l'arc. L'épisode 300-280 Ma est attribuable à un magmatisme granitique et alcalin post-collision qui recoupe les trois zones lithotectoniques du Tien Shan. Les intrusions sont rares autour de Kumtor. Deux petites intrusions (dykes?) de granite sont exposées dans la zone de failles de Kumtor près et dans le gisement. Deux intrusions de granodiorite post-orogéniques affleurent à 10 km à l'ouest de Kumtor le long de la suture Nikolaev. Elles ont été datées par la méthode U-Pb à $268^{±1}$ et $280^{±9}$ Ma (Abeleira et al., 2000). À 80 km au SE du gisement, des granites hercyniens (Djangart, Akshiyrak et Uchkoshkon) ont été datés par la même méthode à $296^{±4}$ et $279^{±8}$ Ma (Mao et al., 2004). Une intrusion granitique enfouie à 3 km de profondeur est interprétée par gravimétrie à 5 km au NO de Kumtor (Seltmann et Jenchuraeva, 2001).

Régionalement, quatre phases de déformation sont reconnues (Bruce et al., 2008). Les phases D1 et D2 sont reliées à l'orogénie calédonienne (Ordovicien). Le métamorphisme d'enfouissement au faciès des schistes verts et une schistosité S1 coplanaire à S0 sont associés à la déformation D1. L'épisode de déformation D2 se traduit par une série de plis ouverts asymétriques (P2) orientés NE-SO et le développement d'un clivage de crénulation et de plan axial S2. La phase D3 d'âge hercynien (fin Carbonifère début Permien) est contemporaine de la minéralisation à Kumtor. Elle est le résultat d'une compression N-S qui a produit une série de chevauchements (pentés sud) et de retrocharriages (pentés nord) orientés E-O, des rampes latérales N-S en décrochement, et des kinks (P3). D4 correspond à la déformation alpine ou himalayenne (Tertiaire à présent) et a engendré la réactivation et la réorientation de plusieurs structures. Elle a conduit à l'emplacement du gisement le long de la faille de Kumtor selon son attitude actuelle.

4.4.2 Géologie locale

Un empilement de roches sédimentaires de 800 à 900 m d'épaisseur appartenant à la Formation de Dzhetymtau (fin Néoprotérozoïque) est l'hôte de la minéralisation à Kumtor. Le gisement est logé dans l'unité de base de cette formation constituée d'argilites graphiteuses et de siltstones graphiteux noirs et gris foncés et de cherts graphiteuses. Cette séquence sédimentaire chevauche des dolomies et des calcaires cambro-ordoviciens (Mao et al., 2004; Levitan, 2008). Le métamorphisme est au faciès schiste vert inférieur et a produit des schistes à chlorite-quartz et séricite, et des phyllades à quartz-séricite.

Le gisement est contrôlé par la structure. Il est logé dans la zone de failles Kumtor, un couloir de déformation ductile-cassante de la phase D4 et métallifère de plusieurs kilomètres de longueur (**Figure 10**). La structure est orientée NE-SO et atteint de 300 à 600 m d'épaisseur (**Figure 11**). Elle serait une faille subsidiaire de la suture Nikolaev située plus au nord (Bruce et al., 2008). Au toit de la faille de Kumtor et des zones minéralisées, les roches sédimentaires sont plissées, cisailées et faillées (**Figure 11**). La zone de failles de Kumtor correspond à quatre failles de chevauchement anastomosées et pentées vers le SE entre 30 et 50 degrés qui occasionnent une inversion de l'ordre stratigraphique. Ces failles auraient enregistrées une histoire structurale complexe avec des mouvements inverses et décrochants. La base du gisement repose sur une faille de 30 m d'épaisseur (faille Upper Kumtor) constituée de schistes, d'une schistosité intense, de mylonites, et d'une zone de gouge à graphite noir boudinée. Le contenu en carbone atteint jusqu'à 18 % dans cette zone. Ces failles à pendage moyen auraient servi de pièges et de barrières pour la précipitation des fluides.

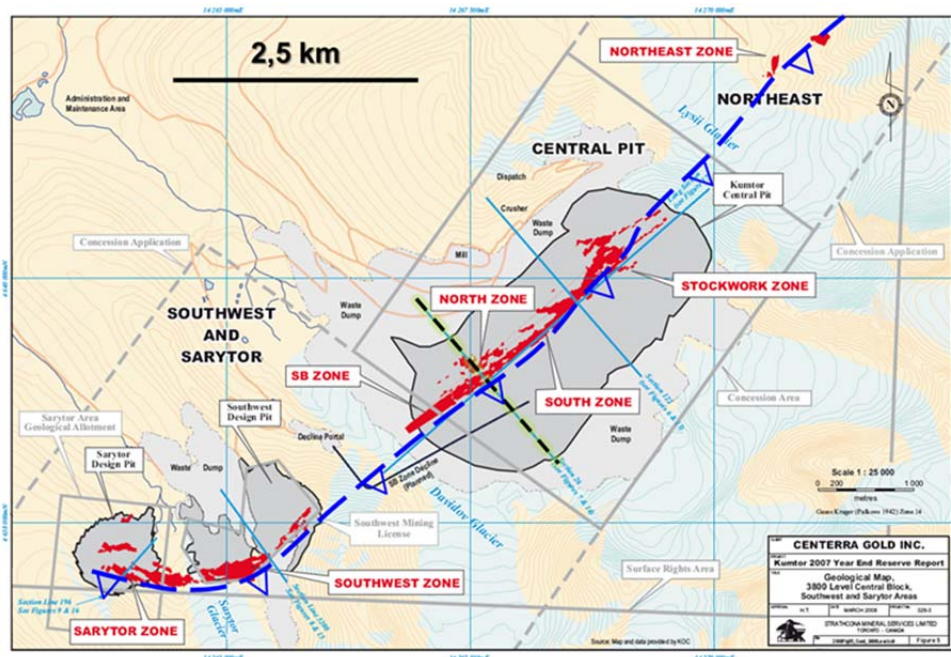


Figure 10. Zones minéralisées du gisement Kumtor logées dans la zone de chevauchements de Kumtor, montrée par la ligne en tirets et triangles bleus (modifiée de Bruce et al., 2008). La section NO-SE en tirets noirs correspond à celle de la Figure 11.

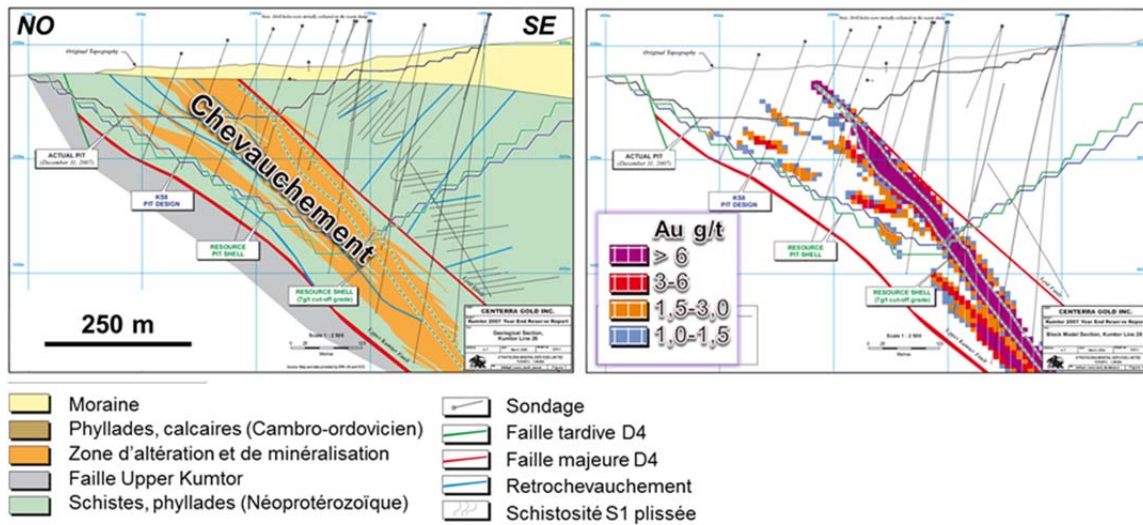


Figure 11. Section orthogonale au cœur du gisement de Kumtor (modifiée de Bruce et al., 2008). La section de gauche montre la géologie, et celle de droite la disposition du minerai avec les teneurs en or. La position de la section est indiquée sur la Figure 10.

Le gisement de Kumtor a été découvert sous un glacier en 1978 et son exploitation par fosse a débuté en 1996. C'est dans la fosse centrale qu'est exploitée la portion la plus riche et la plus volumineuse du gisement qui s'étend presque en continu et de manière très linéaire sur 12 km de longueur (**Figure 10**). Dans la fosse centrale, la minéralisation se suit sur plus de 3 km sur une largeur entre 100 et 300 m et une profondeur de plus de 1 000 m (Bruce et al., 2008). De 1997 à 2007, la production a été de 176 t Au et les réserves et les ressources à la fin de 2007 étaient estimées dans les 3 fosses à 323 t Au (31,6 Mt @ 4,3 g Au/t) pour un gisement totalisant 500 t Au (Bruce et al., 2008). L'exploitation de la fosse centrale est divisée en 4 zones : SB, Sud, Nord et Stockwork (**Figure 10**). La zone Stockwork compte pour plus de la moitié des réserves avec des teneurs moyennes en or entre 5,2 et 6,0 g/t (Mao et al., 2004). Les zones supérieures à 6 g Au/t font parfois plusieurs dizaines de mètres de largeur (**Figure 11**). Les valeurs d'or les plus élevées (8 à 35 g/t) sont associées à des veines à carbonates et pyrite (Ivanov et al., 2000; Ivanov et Ansdell, 2002). Les zones Sud et Nord ont des teneurs de l'ordre de 3 à 4 g/t Au et 2,0 à 3,5 g Au/t respectivement (Mao et al., 2004).

Les carbonates et le feldspath K sont les principaux minéraux de l'altération hydrothermale. Les principaux carbonates sont la dolomie, l'ankérite, et la sidérite. Ivanov et al. (2000) et Ivanov et Ansdell (2002) ont reconnu 4 phases de minéralisation et d'altération. La phase précoce faiblement minéralisée en or est caractérisée par un assemblage à carbonate-albite-chlorite-séricite-pyrite. Cette phase aurait induré l'encaissant et favorisé la fracturation et la perméabilité pour les deux phases d'altération subséquentes. La deuxième et la troisième phase sont associées à la minéralisation économique. Elles sont définies comme une altération intense et pervasive associée à des zones de veines, de stockwerks, et de brèches hydrothermales (Ivanov et al., 2000; Mao et al., 2004). La phase 2 consiste en un assemblage de séricite-chlorite-silice et en moindre quantité de carbonate, feldspath K et pyrite. Les veines et le ciment des brèches sont formés de carbonates (25-30 %), feldspath K (20 %), pyrite (15-20 %), quartz (5-10 %), séricite, chlorite, chalcopryrite, hématite, et d'autres minéraux accessoires comme la scheelite, la sphalérite et la galène (0 à 10 %). La phase 3 présente le même

assemblage, mais se distingue de la deuxième par la présence presque exclusive des carbonates et de la pyrite, et de l'absence de feldspath K au profit de l'albite. Les valeurs aurifères les plus fortes dans le gisement sont associées à la phase 3. L'altération tardive est à carbonate-pyrite (albite-quartz) et recoupe les zones de veines et de stockwerks formant des corps planaires allongés dans des zones fortement déformées. L'âge de l'altération associée à l'or est daté entre $288,4^{±0,6}$ et $284,3^{±3,0}$ Ma (Mao et al., 2004). Ces âges correspondent à l'âge des granites post-orogéniques.

Les valeurs aurifères sont proportionnelles à la quantité de pyrite. L'or fin (10 µm) est en inclusions, dans les fractures ou aux contacts de grains de la pyrite. La pyrrhotine est présente avec la pyrite dans les schistes graphiteux. Les valeurs en W sont de l'ordre de 0,08 à 0,1 %.

5 LES GISEMENTS GEANTS DE RUSSIE

Le contexte tectonique régional des gisements de classe mondiale d'Olimpiada et de Sukhoi Log en Russie est décrit en détails dans Yakubchuk et al. (2005). Ces gisements sont localisés dans les deux ceintures mobiles qui bordent le craton Sibérien, soit l'Orogène Yenisei (ou Yeniseisky) parallèle à la marge ouest du craton, et l'Orogène des Hautes-Terres du Patom emboîté au SE (**Figures 2 et 12**). Les ceintures sont constituées de roches sédimentaires clastiques, de carbonates et de shales noirs protérozoïques (Laznicka, 2010). Les roches sédimentaires se sont déposées dans deux bassins le long de la marge continentale passive du craton Sibérien et ont été chevauchées vers le craton. Elles sont limitées en périphérie par une zone de suture ophiolitique et des arcs magmatiques et volcaniques. Les roches sont métamorphisées au faciès schiste vert et intrudées par des batholites granitiques.

Le gisement d'Olimpiada est situé dans la Province de Yenisei et celui de Sukhoi Log dans la Province de Lena. Les placers aurifères sont connus depuis longtemps dans ces deux régions. La minéralisation est localisée dans des horizons et lentilles de shales noirs graphiteux. L'or est associé à de faible quantité (2 à 5 %) de pyrite, arsénopyrite, et/ou pyrrhotine. La minéralisation se retrouve dans des zones communément conformes à la stratification et sous forme de stringers, disséminations, et de veines de quartz. La sphalérite, galène, chalcopryrite et des minéraux d'ÉGP sont observés en traces. Les gisements sont localisés dans des halos faiblement aurifères à pyrite et arsénopyrite.

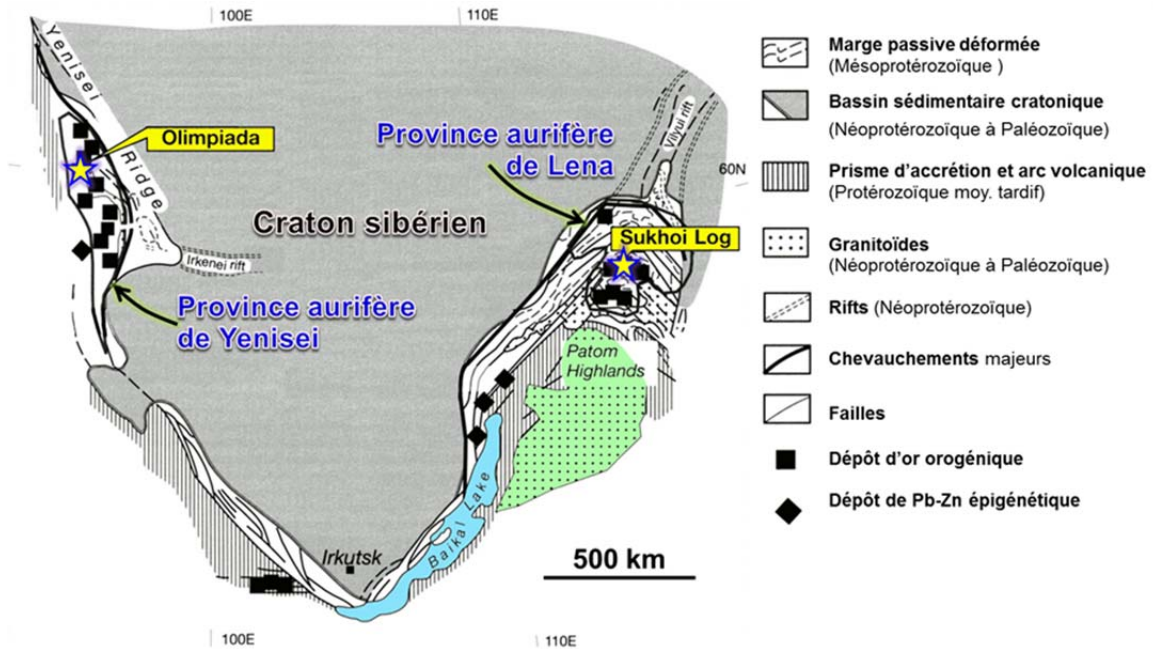


Figure 12. Localisation des gisements d'Olimpiada et Sukhoi Log en Russie et géologie autour du craton protérozoïque de Sibérie (modifiée de Yakubchuk et al., 2005).

5.1 Sukhoi Log

5.1.1 Contexte régional

Le gisement de Sukhoi Log en Sibérie orientale est situé dans l'Orogène des Hautes-Terres du Patom, aussi appelé ceinture de plissement et chevauchement de Baikal-Patom, dans le synclinorium de Bodaido et le Groupe de Patom (**Figure 13**; Wood et Popov, 2006). Cet orogène est constitué d'une séquence de flyschs de 8 à 10 km d'épaisseur (certains auteurs avancent 15-20 km; Yakubchuk et al., 2005) d'argilites graphiteuses et d'arénites interlitées de calcaires déposés à la fin du Néoprotérozoïque ($610^{\pm 10}$ Ma; Meffre et al., 2008). La séquence sédimentaire repose en discordance sur le socle archéen/protérozoïque (Distler et al., 2004). Ces sédiments de source protérozoïque ont été déposés dans un bassin d'eau profonde (foreland basin) le long d'une marge passive suite à une phase de rifting et de subsidence (Meffre et al., 2008). Quelques horizons d'andésites et de tufs sont présents stratigraphiquement sous le Groupe de Patom (Wood et Popov, 2006; Distler et al., 2004).

Le principal épisode de déformation a eu lieu à la fin du Néoprotérozoïque - début du Cambrien (570-520 Ma), avec un pic de métamorphisme régional à $516^{\pm 10}$ Ma (Meffre et al., 2008), produisant des phyllades, des schistes et des marbres métamorphisés au grade schiste vert (sous-faciès chlorite et biotite) au cœur du synclinorium, et en périphérie, par des amphibolites (isogrades grenat-staurotide et kyanite-sillimanite) situées autour de dômes granitiques et gneissiques (**Figure 13**). Les principaux éléments d'une tectonique de chevauchement superficiel sont des plis asymétriques serrés à isoclinaux d'envergures régionales et les failles de chevauchement (**Figure 14**). La seule schistosité (S1) dans la région est corrélée à cet épisode orogénique. Elle est pénétrative et de plan axial. La

structuration finale de la région s'est produite au Carbonifère, entre 350-312 Ma (équivalent de la déformation hercynienne en Europe et acadienne dans les Appalaches) et a formé de grandes ondulations régionales et des kinks (Wood et Popov, 2006). Cet épisode est synchrone d'un épisode magmatique granitique daté entre $354^{\pm 12}$ et $320^{\pm 10}$ Ma par la méthode U-Pb (Wood et Popov, 2006). Les principaux batholithes granitiques carbonifères affleurent à 40 km au sud de Sukhoi Log (**Figure 13**). Les plus proches intrusions à Sukhoi Log sont à 9 km au SO du gisement (**Figure 14**). Il s'agit du Stock anorogénique de Konstantinovskiy daté à $290^{\pm 20}$ Ma, et de dykes de lamprophyre du Complexe de Kadali-Butuinskoy datés par la méthode Sm-Nd à $313^{\pm 59}$ Ma (Wood et Popov, 2006). Comme sous Muruntau, une intrusion granitoïde cachée d'une dimension de près de $20 \times 10 \times 6 \text{ km}^3$ est interprétée par gravimétrie à 3-5 km de profondeur sous et bordant le gisement de Sukhoi Log (**Figure 13**; Distler et al., 2004).

Les nombreux placers aurifères du Miocène dans la région ont produit entre 1 000 et 1 500 t Au depuis 1846 (Distler et al., 2004; Large et al., 2007). Ils reflètent l'énorme dimension du champ aurifère de Lena qui fait environ $140 \times 60 \text{ km}^2$ (**Figure 13**). Les quatre principaux gisements de ce champ, connu sous le district de Kropotkin, sont; Sukhoi Log (Sukhoi), Golets Vysochaishyi, Verninsky et Kamensky. L'autre gisement d'importance, celui de Dogaldynskoye (Au-Pt), est situé à quelques 60 km au SO de Sukhoi Log. Les placers autour du gisement Sukhoi Log sont directement issus de la minéralisation primaire (Yakubchuk et al., 2005). Dans le champ de Lena, toute une série d'occurrences de veines de quartz aurifères sont connues depuis les années 1880, mais les volumes (espacement entre les veines) et les teneurs moyennes entre 3 et 4 g Au/t ne permettaient pas d'envisager leur exploitation jusqu'avant les années 1960. Ces zones sont distribuées à l'intérieur de couloirs de cisaillement de 10 à 100 m d'épaisseur qui se suivent sur quelques km de longueur avec un espacement d'une dizaine de kilomètres (**Figure 13**; Yakubchuk, 2005; Laverov et al., 2007). C'est la découverte vers 1957 de la minéralisation disséminée à des teneurs d'environ 3 g Au/t au gisement de Golets Vysochaishyi, actuellement en exploitation à 20 km au nord de Sukhoi Log, qui a rendu possible la viabilité de cette ressource. Les minéralisations disséminées et les veines à quartz aurifères sont limitées au cœur du synclinorium dans le domaine métamorphique des schistes verts (**Figure 13**; Yakubchuk et al., 2005). Les minéralisations économiques et subéconomiques disparaissent avec l'apparition de la pyrrhotine et du faciès à amphibolites.

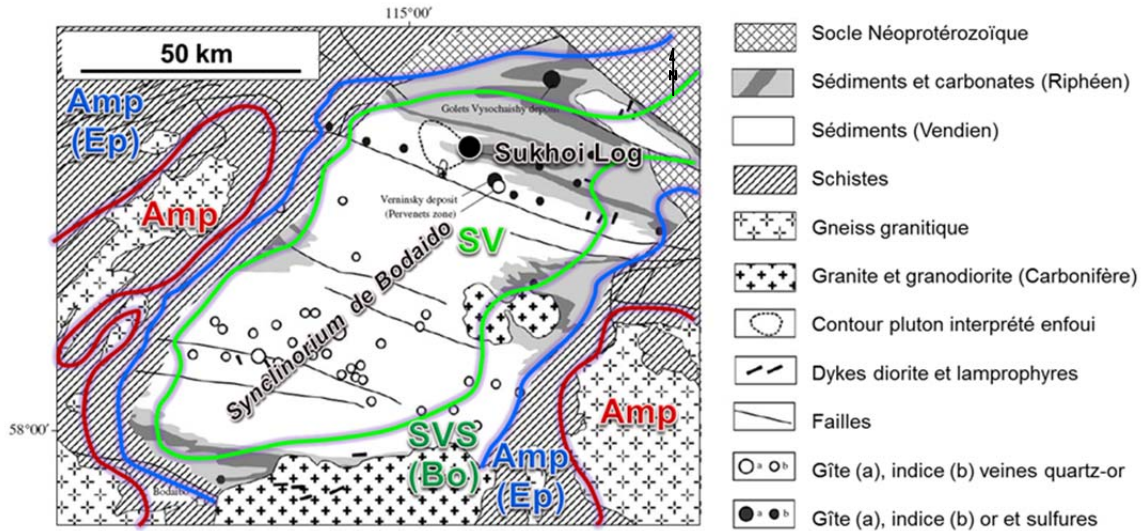


Figure 13. Géologie de la région du gisement de Sukhoi Log (modifiée d'après Rusinov et al., 2008) avec les isogrades métamorphiques de Yakubchuk et al., 2005. SV : schistes verts; SVS : schistes verts supérieur; Amp : amphibolites; Bo : biotite; Ep : épidote.

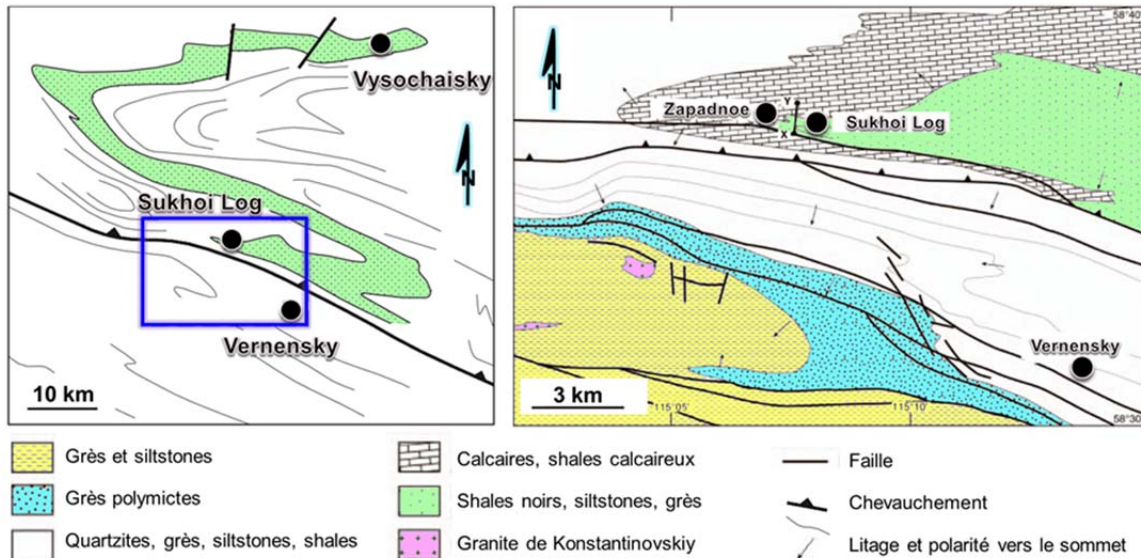


Figure 14. Géologie de la région du gisement de Sukhoi Log avec la localisation des autres gîtes d'or (rond noir). L'encadré bleu correspond à la région couverte par l'image de droite (modifiée de Large et al., 2007).

5.1.2 Géologie du gisement

Le gisement de Sukhoi Log n'affleure pas. C'est en 1961 que la minéralisation disséminée est trouvée par sondages. Il faut attendre en 1979 avant qu'une première ressource soit définie par forages et rampes d'exploration. Le gisement n'est toujours pas en exploitation en 2013. Il représente une des plus grandes ressources non exploitées d'or au monde

selon Wood et Popov (2006) avec 384 Mt @ 2,5-2,7 g Au/t et des ressources additionnelles de 165 Mt @ 2,0-2,3 g/t et 205 Mt @ 0,8 g/t pour une exploitation à ciel ouvert, ou selon Large et al. (2011), 1 920 t Au à des teneurs moyennes entre 2,0 et 2,5 g/t. Le gisement comprendrait des zones à platine et palladium, mais les données sur les teneurs sont rares et non corroborées (Distler et al., 2004; Large et al., 2007; Levitan, 2008;). Les valeurs publiées par le Russian Mining Journal en mars 2004 font état d'un forage avec un intervalle de 102,4 m @ 1,45 g ÉGP/t incluant 40,5 m @ 2,42 g/t. L'or a une distribution homogène autour de 2,8 à 3,6 g/t avec deux zones de forme cylindrique plus riches entre 4 et 9,6 g/t (Wood et Popov, 2006; Rusinov et al., 2008; Distler et al., 2004).

Les roches hôtes sont des phyllades et siltstones à quartz, séricite, graphite et pyrite très déformés et cisailés intercalés de calcaires impurs carbonés et de grès quartzeux de la Formation de Khomolkho (**Figure 14**). L'horizon repère de 400 à 800 m d'épaisseur se suit régionalement sur des dizaines de kilomètres (Wood et Popov, 2006). Golet Vysochaisky est un dépôt situé au nord de Sukhoi Log, le long du même horizon et partage des caractéristiques géologiques similaires (**Figures 13 et 14**). L'assemblage métamorphique consiste en 35-50 % séricite, 30-35 % de quartz, et 5 à 30 % de carbonates (Distler et al., 2004). La principale zone aurifère est située au cœur d'un pli anticlinal (P1) serré et renversé de troisième ordre sur le flanc d'un pli régional, dans le plan charnière orienté NO et à pendage entre 15 et 30 degrés vers le NNE (**Figures 14 et 15**). La zone est tabulaire et mesure 2,5 km de longueur, 140 à 300 m d'épaisseur, et plonge sur plus de 500 m où elle demeure ouverte en profondeur. Elle est limitée à la base par une faille de chevauchement à vergence sud (**Figure 14**; Distler et al., 2004). La minéralisation est fortement contrôlée par la structure et une tectonique de chevauchement et semble pré à syn déformation D1 (Large et al., 2007). Elle est associée à deux unités de shales noirs en particulier. Les zones à plus faibles teneurs en or correspondent à des disséminations de pyrite développées dans et autour des zones les plus riches. Des failles à pendage modéré et recoupant la charnière sont également propice à la formation de veines tardives à quartz et or et de veinules à quartz-sulfures-or (**Figure 15**; Obolenskiy et al., 2010).

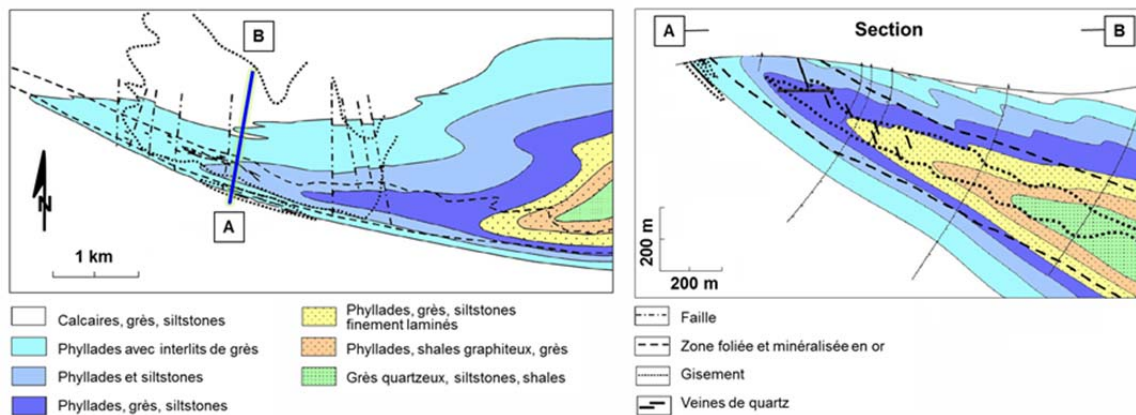


Figure 15. Charnière de pli isoclinal hôte du gisement Sukhoi Log en plan (à gauche) et en section (à droite) telles qu'indiquées par la ligne bleue et les lettres A et B (modifiée de Rusinov et al., 2008).

Contrairement à plusieurs gisements dans les charnières de plis et les argilites, il n'y a pas de veine en forme de selles (saddle reefs) à Sukhoi Log. Deux types de minerai sont

observés. Dans la partie centrale du gisement qui compte pour 75 % des réserves, le minerai est sous la forme de sulfures disséminés et de stockwerks de veinules de quartz et de pyrite, de stringers, et de lentilles de remplacement contenant entre 2 et 10 % de sulfures, pour une moyenne de 2,4 à 4 % (Large et al., 2007; Berzin et al., 2010). Un halo contenant moins de 2 % pyrite entoure le gisement. Les meilleures valeurs aurifères sont dans les veinules centimétriques de pyrite-quartz logées dans les entrelits et plissées, et à l'intersection entre les deux unités de shales noirs et la charnière de pli (Wood et Popov, 2006; Large et al., 2007). Les sulfures sont à 95 % de la pyrite (de taille microscopique à cm), avec de faible quantité d'arsénopyrite, pyrrhotine, chalcopryrite, galène, sphalérite, pentlandite, millérite, et cubanite. L'altération hydrothermale dominante est invasive (envahissante ou pervasive). Il s'agit d'un assemblage de 40 à 70 % de carbonates, principalement de la sidérite et de l'ankérite, avec un peu de calcite ou de magnésite, de 12 à 20 % de quartz, et de 10 à 20 % de séricite, avec des quantités moindres de chlorite et pyrite (Wood et Popov, 2006). Cette intense altération passe progressivement à un assemblage plus diffus à magnésite, sidérite et pyrite et des valeurs de l'ordre de 0,1 à 2 g Au/t (Large et al., 2007; Laznicka, 2010). L'or est très fin (0,1 à 0,14 mm) et se loge dans les fractures de la pyrite, rarement dans l'arsénopyrite (Berzin et al., 2010). Des valeurs plus élevées que la moyenne sont observées dans les argilites pour le Ba, Be, Cr, Mn, Sr, Pb, Ni, Co, Cu, V, Sc, Ti, Zn (Distler et al., 2004; Wood et Popov, 2006).

Le deuxième type de minerai se situe dans la partie ouest du gisement et compte pour 25 % des réserves. Il est caractérisé par une série de 22 veines à morphologie complexe contenant du quartz saccharoïde (90-95 %), de la pyrite (1-3 %), et des carbonates (sidérite, ankérite, dolomite, et calcite). Ces veines recoupent en partie le centre du dépôt. L'or est en intercroissance avec la pyrrhotine, la chalcopryrite et la galène.

La zone à platine est située au toit du gisement, dans des zones de disséminations et de stringers qui se poursuivent au-delà des zones aurifères (Laverov et al., 2007). Le platine est sous forme libre ou d'alliages complexes à Pt-Fe-Cu (Distler et al., 2004). Les teneurs en Pt augmentent avec le contenu en sulfures (Berzin et al., 2010).

Le processus d'enrichissement en or à Sukhoi Log est polyphasé et s'est échelonné sur une longue période de temps. Le bagage aurifère initial serait d'abord lié à l'épisode de sédimentation au cours du Néoprotérozoïque et possiblement à des processus d'enrichissement diagénétique et exhalatif dans le bassin (syngénétique). L'or aurait été ensuite concentré au cours du métamorphisme, de la déformation (plis et chevauchements) et de l'activité magmatique et hydrothermale du Cambrien (Wood et Popov, 2006; Large et al., 2007; Meffre et al., 2008; Berzin et al., 2010; Laznicka, 2010). Le principal événement hydrothermal et de minéralisation serait synchrone et lié à des granites mis en place entre 350 et 370 Ma (Distler et al., 2004). Une datation Rb-Sr sur des séparés de quartz indiquerait un âge de $320^{±16}$ Ma (Distler et al., 2004). Des remobilisations post-orogéniques sous forme d'or, d'argent et de sulfosels ont eu lieu subséquentement au cours du Carbonifère.

5.2 Olympiada

5.2.1 Contexte

La littérature scientifique en anglais traitant spécifiquement du gisement d'Olimpiada (Olimpiad, Olympiada, Olimpiadinskoye) est très restreinte. Le gisement est situé au centre nord de la ceinture centrale de Yenisei, une chaîne orogénique orientée NNO-SSE en marge du craton de Sibérie (**Figure 12**). Toutes les minéralisations aurifères dans cette ceinture sont localisées dans l'Anticlinorium Central, une structure qui fait 450 km de longueur par 40 à 80 km de largeur (Yakubchuk et al., 2005). Les roches hôtes sont des grès et des argillites noires des séries mésoproterozoïques de Sukhopit. Les sédiments ont été déposés en bordure de la plate-forme continentale d'Angara Central. Les roches sédimentaires sont anormales en Au, Sb et W et représenteraient la source primaire des métaux (Berger, 1981). Le métamorphisme est au faciès schiste vert (sous-faciès de la biotite) et date de la fin du Protérozoïque, entre 890 et 850 Ma (Tomilenko et al., 2010; Yakubchuk et al., 2005). Un réseau régional de failles de décrochement orienté NE-SO recoupe la ceinture. Celui-ci contrôlerait les champs minéralisés et l'emplacement des intrusions de granitoïdes syn et post-orogéniques. Les intrusions les plus répandues sont les batholithes syn collisions de type S du Complexe de Tataro-Ayakhtinsk (ou Tatar-Ayakhta) qui sont datés à 850 Ma (Berzin et al., 2010).

La Province aurifère de Yenisei, comme celle de Lena, contient de nombreux placers dont la production est estimée à 700 t Au depuis les années 1800 (Yakubchuk et al., 2005). La Province de Yenisei comporte trois principaux champs minéralisés, mesurant chacun environ 60 km de longueur. Ils sont orientés NNE et disposés en échelon par rapport à la chaîne avec un espacement qui varie entre 40 et 60 km (Yakubchuk et al., 2005; Berzin et al., 2010). La minéralisation dans les champs se trouve sous la forme disséminée et/ou de veines de quartz. Le gisement le plus important de cette province aurifère est celui d'Olympiada, situé dans le district central de Verkhne-Enashiminsky. Dans ce district, la séquence sédimentaire est constituée de carbonates ferrugineux et de schistes micacés interlités de shales graphiteux. L'empilement est chevauché vers l'ENE. Le district est entouré par les granites de Chirimbinski au nord, par les gneiss granitiques de Teisky à l'ouest, et par les granitoïdes de Gurakhtinsky au NE (Newall et al., 2011). Ces intrusions ont produit un métamorphisme de contact au faciès épidotes-amphiboles.

Dans la région d'Olimpiada, les principales structures sont deux anticlinaux qui sont séparés par la faille de Tatarsky, une structure majeure orientée NO et à mouvement décrochant dextre (**Figure 16**). La faille de largeur kilométrique, présente un assemblage à chlorite-séricite rétrograde par rapport au métamorphisme régional (Newall et al., 2011).

5.2.2 Géologie locale

Le gisement à Au-As-Sb d'Olimpiada a été découvert dans les années 1970, où la minéralisation de style sulfures disséminés a d'abord été regardée pour son potentiel en antimoine dans les années 1950. Le développement de la mine a commencé en 1986, mais la production a débuté seulement en 1996. Depuis 2000, il s'agit de la plus grosse mine d'or en Russie avec une production annuelle entre 22 et 26 t Au. Les réserves ont été évaluées en 2011 à 287 Mt @ 3,46 g Au /t (Newall et al., 2011). Le contenu en or du gisement est estimé à 700 t Au. Les teneurs en or varient de 2,5 à 8 g/t (Laznicka, 2010). Le minerai sous forme disséminée est exploité dans la roche saine, à une teneur moyenne

de 5 g Au/t, et dans une zone d'oxydation secondaire. La zone d'oxydation d'âge mésozoïque pénètre jusqu'à 390 m de profondeur le long d'une zone de failles altérées en séricite-kaolinite. Elle contient 150 t d'or principalement sous forme libre, à des teneurs de l'ordre de 10 g Au/t et de mercure jusqu'à 9,5 % poids.

Le gisement est encaissé dans des horizons plissés de roches sédimentaires fines calcaires et graphiteuses de 10 à 350 m d'épaisseur à l'intérieur d'une séquence relativement homogène de schistes à micas et quartz (Yakubchuk et al., 2005). Près de 10 autres gîtes d'or situés à moins de 5 km d'Olimpiada sont encaissés dans ces horizons qui forment collectivement un repère continu et régional d'une épaisseur totalisant entre 500 et 1 700 m (**Figure 16**; Newall et al., 2011). Les minéralisations sont limitées au NE par une faille subsidiaire de la faille de Tartarsky, et au NO et SE par des granitoïdes.

La minéralisation et la morphologie du gisement d'Olimpiada sont influencées par la lithologie et la structure. Le gisement a une géométrie complexe qui résulte de l'interférence entre deux phases de plissement et de l'intersection entre des failles E-O et NE-SO (**Figures 16 et 17**; Newall et al., 2011). Il est divisé en quatre zones de minerais contiguës. Les zones 1, 2, et 3 sont limitées par deux failles E-O et forment le corps minéralisé de la zone ouest (**Figure 18**). Ces zones plongent à 35 degrés vers l'est sur 1,5 km depuis la surface jusqu'à 750 m de profondeur. Elles sont restreintes à des charnières de plis isoclinaux couchés (P1). Elles forment des saddle-reef qui s'estompent rapidement en flancs de pli suivant les intrelits. La zone 4, ou zone principale, contient 90 % des réserves. Elle est située à l'est, en continuité avec les autres zones, dans la charnière d'un anticlinal serré P2 (anticlinal de Medvezhinsky) et plongeant à la verticale (**Figures 17 et 18**; Newall et al., 2011). Les ressources de cette zone ont été évaluées jusqu'à 800 m de profondeur. La minéralisation tend à être tabulaire et parallèle au litage, mais dans la zone 4 elle semble aussi contrôlée par les failles E-O et NE-SO, donnant lieu à des enrichissements de 400 m d'épaisseur à des teneurs relativement uniformes.

Olimpiada est exploité dans la roche fraîche et des zones oxydées. Le minerai oxydé se trouve entre la surface et une profondeur de 400 m suivant des zones de failles remplies d'argiles et de quartz. Des valeurs jusqu'à 447,2 g Au/t ont été obtenues. Dans la roche saine, le contenu en sulfures varie entre 3 et 5 %, mais peut atteindre 10 % dans les zones les plus riches. Les principaux sulfures sont l'arsénopyrite, la pyrite, la stibnite, et la pyrrhotine. Sont également présents en faibles quantités ou en traces, la berthiërite, la galène, la sphalérite, la chalcopyrite, la scheelite, la tétraédrite, et des minéraux de bismuth. Les sulfures sont disséminés ou associés à des rubanements de veinules. L'altération est caractérisée par un assemblage de quartz-calcite et de micas, de micas et calcite, et de zoïsite-quartz-micas (Newall et al., 2011). Les valeurs en or les plus élevées sont dans les roches graphiteuses altérées en quartz et carbonate.

L'or est fin (0,001 à 0,1 mm) et réfractaire. Il se trouve encapsulé à 35 % dans l'arsénopyrite, à 40 % entre les grains de quartz, à 15 % dans la structure de la pyrite et à 5 % associé à la stibnite, ou est sous forme natif dans 5 % des cas (Newall et al., 2011). Deux générations d'or ont été documentées; une première génération pure (finesse entre 910 à 997), et une génération tardive moins pure (647 à 757) associée aux carbonates et à des alliages de Sb. Le contenu en carbone est autour de 1 %.

Les âges K-Ar déterminés aux épontes de veines de quartz stériles, synmétamorphiques et pré-minéralisations varient entre 890 à 842 Ma (Berzin et al., 2010). Les phases d'altérations précoces et tardives de la minéralisation ont été datées par la méthode Rb-

Sr, respectivement à $794^{±15}$ et $615^{±15}$ Ma, et les phases les plus jeunes par K-Ar à $664^{±36}$ Ma et $605^{±30}$ Ma. Ces âges sont synchrones de la mise en place du pluton granitoïde de Tatarsk daté à $601^{±9}$ Ma (**Figure 16**; Sobachenko et al., 1986). Selon Laznicka, 2010, la minéralisation pourrait être reliée à une intrusion enfouie à plus de 1 km sous le gisement, mais les documents publics de la compagnie Polyus Gold qui détient Olimpiada n'en font pas mention (Kirmasov et al., 2011; Newall et al., 2011).

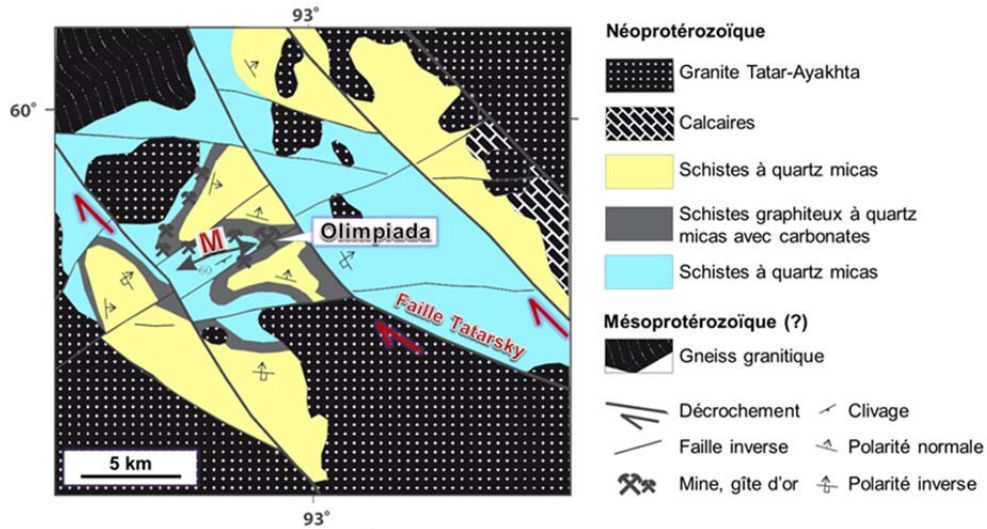


Figure 16. Contexte géologique de la région de la mine Olimpiada, district central de Verkhne-Enashiminsky, Russie. M : anticlinal de Medvezhinsky (modifié de Yakubchuk et al., 2005).

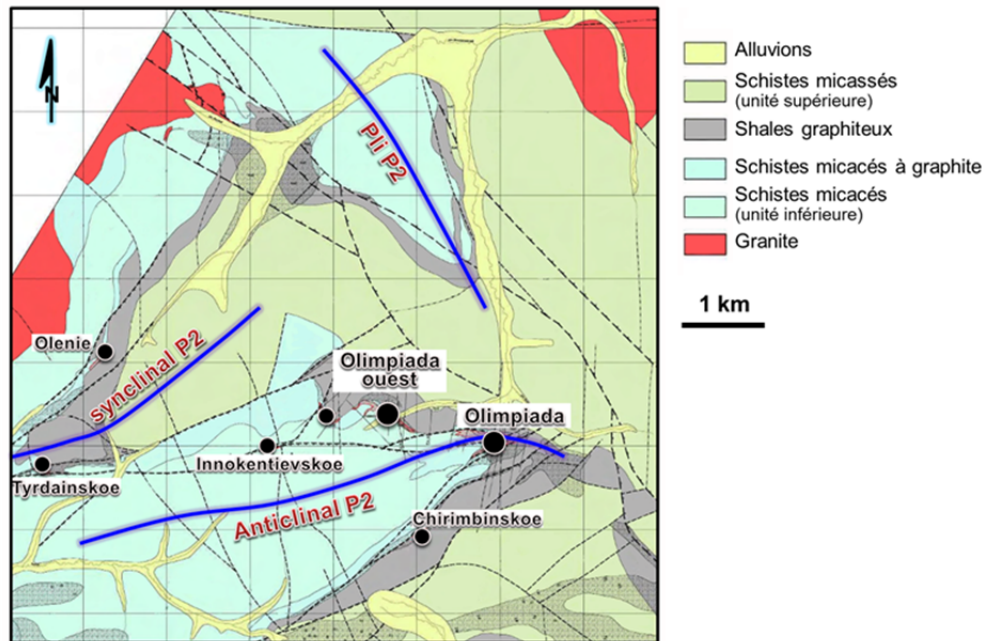


Figure 17. Géologie du gisement d'Olimpiada montrant la localisation des zones minéralisées dans la charnière d'un pli et sur son flanc ainsi que les autres gîtes d'or dans l'horizon graphiteux repère à la mine (modifiée de Newall et al., 2011).

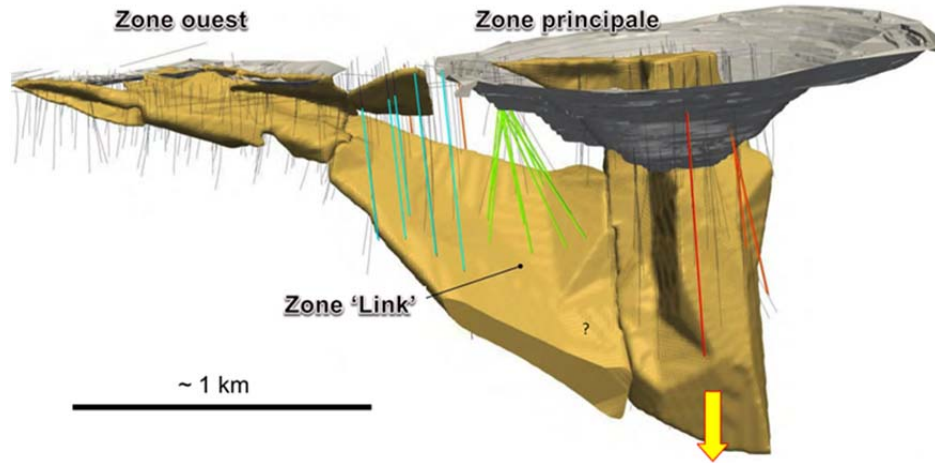


Figure 18. Modèle 3D de la minéralisation à Olimpiada. La flèche jaune indique que la zone minéralisée se poursuit en profondeur (modifié de Kirmasov et al., 2011).

PARTIE 2

MODELE D'EXPLORATION POUR LES SHALES NOIRS AURIFERES AU QUEBEC

FOSSE DU LABRADOR ET APPALACHES DU QUEBEC

6 APPLICATION AU QUÉBEC

Cette section traite de l'application du modèle de Large et al. (2011) pour l'exploration au Québec en mettant l'accent sur les principales caractéristiques géologiques des gisements d'Asie centrale qui ont été présentées dans la première partie du rapport. Il en résulte deux cartes de prospectivité minière, une à l'échelle de la Fosse du Labrador, et une à l'échelle du sud des Appalaches du Québec. La section suivante présente les raisons pour lesquelles ces deux territoires ont été choisis.

6.1 Résumé des caractéristiques des gisements d'Asie centrale et régions cibles au Québec

Du point de vue géotectonique, les séquences d'argilites graphiteuses hôtes des gisements d'or d'Asie centrale se sont déposées en bordure de plate-formes continentales autour du craton mésoprotérozoïque Sibérien (Olimpiada et Sukhoi Log), ou au sud de la ceinture de Tien Shan (Muruntau et Kumtor) autour de cratons de Gondwana (Yakubchuk et al., 2005). Les bassins sédimentaires de ces marges passives atteignent plusieurs kilomètres d'épaisseur. Ils ont été déformés par une tectonique superficielle de chevauchement et de plissement, formant des ceintures à vergence vers les cratons. Des zones de sutures ophiolitiques et des arcs volcaniques et continentaux bordent la périphérie de ces ceintures. Les gisements sont situés dans des anti- ou synclinoriums métamorphisés au faciès schiste vert inférieur à moyen, rarement au sous-faciès supérieur, et jamais au grade des amphiboles. Les gisements de Sukhoi Log et d'Olimpiada seraient synmétamorphiques, alors que les gisements dans le sud Tien Shan (Muruntau et Kumtor) seraient synchrones d'un magmatisme tardi à post-tectonique suivant la dernière orogénie. Des plutons sont présents autour de presque tous les gisements d'Asie centrale, mais ils sont distaux avec des distances variant entre 5 et 10 km. La structure des gisements est généralement complexe et polyphasée. La minéralisation se concentre en bordure de couloirs de déformation régionale, soit dans des charnières de plis ou le long de chevauchement.

Au Québec, les environnements de marges continentales repris par une tectonique de plissement et de chevauchement et un métamorphisme au faciès schiste vert se trouvent seulement dans les Appalaches et la Fosse du Labrador. Les caractéristiques communes et les différences entre l'Asie centrale et ces deux régions sont discutées plus en détails dans les prochaines sections.

6.2 Éléments de méthodologie et couches importantes pour la construction des cartes de prospectivité

Les guides d'exploration retenus à l'échelle régionale sont avant tout la présence de bassins sédimentaires de marge continentale. L'âge de ces bassins ne semble pas un critère d'exploration. Ils sont du Néoprotérozoïque en Russie et au Kirghizistan, et d'âge ordovicien à dévonien en Ouzbékistan. Les bassins de roches sédimentaires fines, et les formations d'argilites noires en particuliers, sont anomaux en plusieurs métaux, dont pour la suite des éléments VAMSNAZ : V, As, Mo, Se, Ni, Ag, Zn (Large et al., 2011). Pour l'exploration, ces lithologies favorables peuvent être identifiées d'après les informations de

la carte géologique ou de la littérature. À l'intérieur de ces lithologies favorables, les échantillons lithogéochimiques de roches sédimentaires servent à repérer des horizons plus riches en métaux. Au Québec, les échantillons de sédiments de ruisseaux ou de lacs sont des données fortes utiles et incontournables pour le ciblage. Plusieurs levés géochimiques dans l'environnement secondaire peuvent être utilisés afin d'identifier des sous-bassins sédimentaires anormalement riches en métaux, qu'on appelle des bassins métallifères. Le métamorphisme est également un des éléments clés de la théorie derrière le modèle de Large et al. (2011) puisque la diagenèse et le métamorphisme sont les principaux processus de libération de l'or. Le métal précieux est expulsé graduellement de la pyrite arsenicale au cours du métamorphisme au faciès schiste vert pour se loger ultimement dans des pièges structuraux comme des failles de chevauchements et des charnières de plis. Les régions métamorphisées au faciès des amphibolites sont considérées peu fertiles puisque théoriquement l'or devrait être complètement expulsé vers les niveaux supérieurs de la croûte et la pyrite complètement transformée en pyrrhotine (Large et al., 2011).

Les deux cartes de prospectivité qui seront successivement présentées pour le sud des Appalaches et la Fosse du Labrador reposent sur l'addition de couches évidentielles pondérées, comme :

- des lithologies favorables comme source primaire de métaux,
- des pièges pour la minéralisation causés par un contraste de compétence, comme des dykes de gabbros par exemple, ou
- des aires d'influence de structures telles les plis et les failles de chevauchement.

L'approche utilisée se fait simplement par le cumul des poids de couches évidentielles et permet une évaluation simple et rapide de la prospectivité en fonction d'un modèle spécifique et des données disponibles. Certaines couches évidentielles auront de plus un indice de pondération permettant de qualifier l'influence d'une lithologie ou d'un degré de métamorphisme par exemple selon la conception déduite de leur importance relative sur les gisements géants documentés dans la première section.

Pour une couche donnée du modèle par exemple, le poids attribué aux polygones des lithologies favorables est de 1, alors qu'il est de 0 pour les lithologies jugées non favorables, et ainsi de suite pour chacune des autres couches. La distribution du poids des couches est donc binaire (0 ou 1). Une approche par logique floue pourrait être appliquée pour bonifier le modèle mais l'approche utilisée ici est jugée satisfaisante pour les besoins de l'étude. Les polygones pondérés de chacune des couches sont transformés d'un format vectoriel en un format matriciel (.grd) sur une maille de 100 m² avec les valeurs transférées pour chaque cellule. La carte de prospectivité représente la somme de toutes les couches évidentielles choisies en fonction du modèle et des données disponibles.

7 POTENTIEL DANS LE GROUPE DE MAGOG, SUD DES APPALACHES

Les roches sédimentaires dans les Appalaches varient en âge de l'Ordovicien au Dévonien, comme c'est le cas pour les bassins sédimentaires de l'Ouzbékistan (Muruntau, Myutenbai, et Amantaytau). Les Appalaches ont subi sensiblement les mêmes orogénies qu'en Europe et en Asie; l'orogénie taconique est l'équivalent du Calédonien, et l'Acadien l'équivalent de l'Hercynien. Le Groupe de Magog dans le sud des Appalaches du Québec

a été choisi pour l'étude du potentiel minéral (**Figure 19**). Ce choix n'est pas anodin. Gauthier et al. (1989; 1994) ont identifié ce bassin sédimentaire pour son potentiel en minéralisations disséminées et amas sulfurés de type SEDEX dans les shales noirs, comme les gîtes de Champagne et du Ruisseau Castle (**Figure 20**). Ce groupe présente plusieurs autres similitudes avec les environnements géologiques des gisements d'Asie centrale.

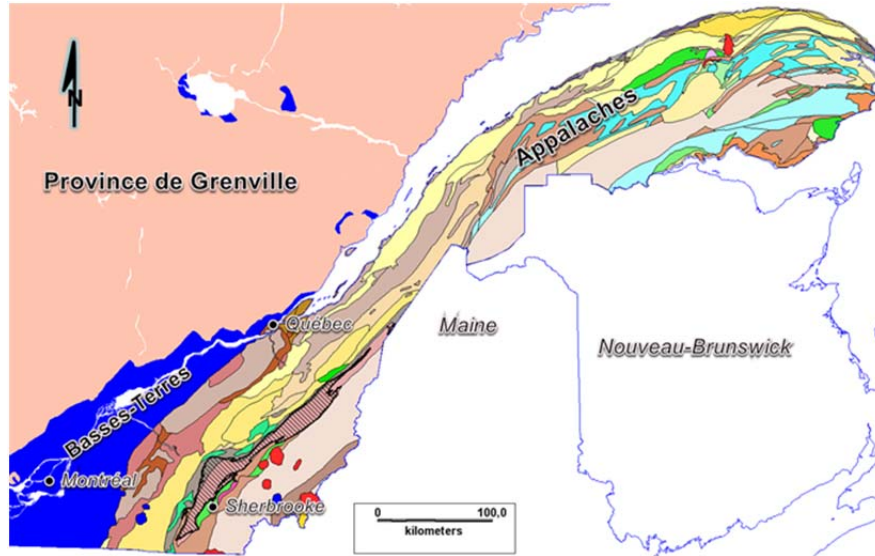


Figure 19. Localisation du Groupe de Magog (en hachuré noir) dans le sud des Appalaches du Québec (Géologie du Sigéom).

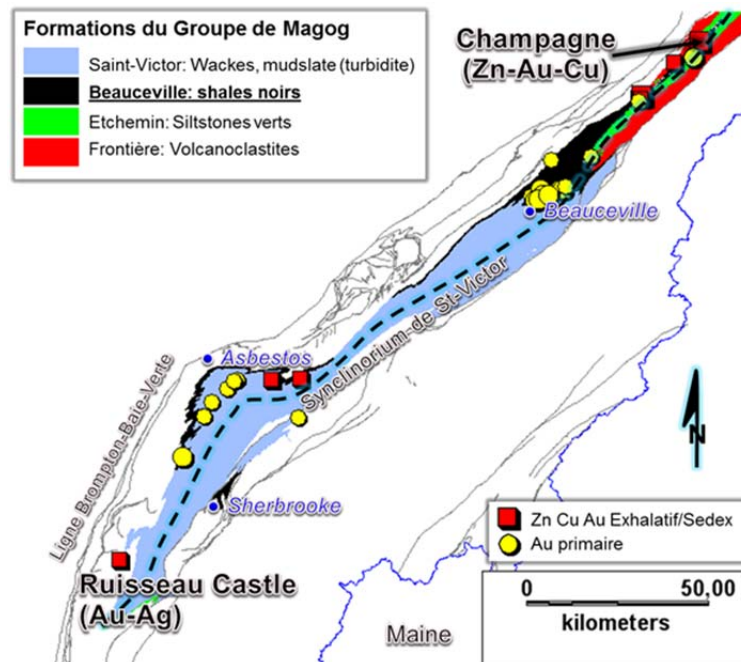


Figure 20. Géologie et formations volcano-sédimentaires du Groupe de Magog (Géologie de Tremblay et al., 2012) avec la position des gîtes et indices métallifères (Sigéom 2012).

Le Groupe de Magog est exposé au cœur du Synclinorium de Saint-Victor. Il est exposé sur 250 km de longueur par 10 à 20 km de largeur, pour une superficie de plus de 3 000 km², depuis la frontière du Vermont jusqu'à celle du Maine (**Figures 19 et 20**). Les roches sédimentaires du Groupe de Magog, d'âge ordovicien moyen-supérieur (~450 Ma), se sont déposées dans un bassin syn orogénie taconienne / salinienne, en marge du craton Nord-Américain (De Souza et Tremblay, 2010). Elles font parties du domaine océanique de Dunnage (**Figure 21**). Le bassin sédimentaire est limité structuralement au NO par des complexes ophiolitiques (470-480 Ma) et au SE par la faille de la Guadeloupe et l'arc volcanique du Complexe d'Ascot (440-460 Ma). Le groupe est constitué d'une séquence sédimentaire d'environ 10 km d'épaisseur. De la base vers le sommet, Cousineau et St-Julien (1994) divisent le groupe en quatre formations :

- 1) la Formation de Frontière se compose d'une séquence de mudstones gris verdâtre et d'arénite à fragments de volcanites felsiques et à grains de chromite,
- 2) la Formation d'Étchemin est constituée d'un empilement de mudstones siliceux, de volcanoclastites et de chert, laquelle est envahie de sills de gabbro et de diorite,
- 3) la Formation de Beauceville renferme une interstratification de lits cm d'un clayslate noir et de lits cm à m de volcanoclastites noires, la formation est recoupée à la base par des filons couches de gabbro et de diorite, et
- 4) la Formation de Saint-Victor est composée d'une succession de turbidites de 7 km d'épaisseur avec quelques bancs de volcanoclastites. Les sédiments proviennent de l'érosion de reliefs d'obduction composés d'ophiolites et de roches métamorphiques continentales (**Figure 21**; Desbiens, 1988). Les volcanoclastites sont le témoin des éruptions provenant de l'arc volcanique situé au SE (**Figure 21**). Le bassin a été transporté vers le craton entre 390 et 376 Ma lors de l'Orogène Acadien (De Souza et Tremblay, 2010). Il a été affecté par une phase de plissement et par un métamorphisme au faciès schiste vert.

Des granites tardi-orogéniques du Dévonien (374-384 Ma) se sont logés à la fin de l'orogénie acadienne le long de la Faille de la Guadeloupe et dans la zone de Dunnage à l'est et au sud (**Figure 21**). Ces intrusions témoignent de l'épaississement de la croûte lors du stade final de la construction des Appalaches du Québec.

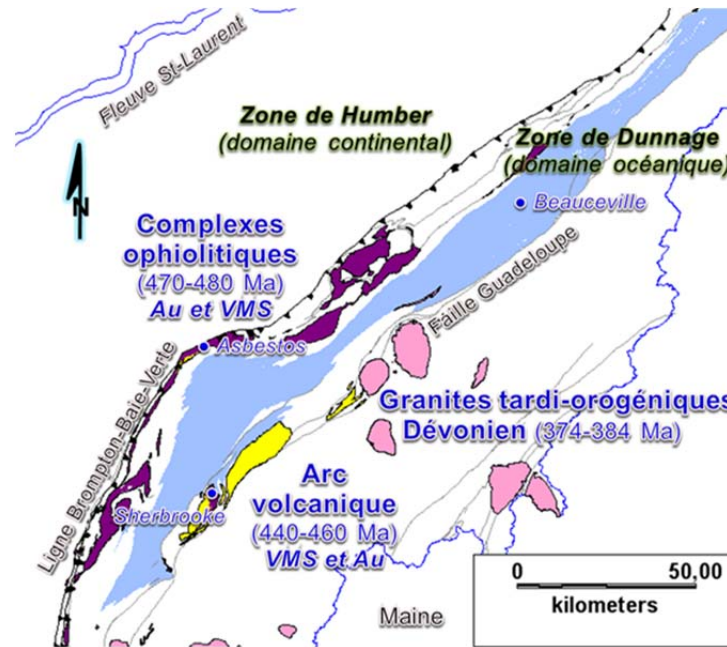


Figure 21. Contexte géologique du Groupe de Magog (en bleu) avec l'âge des principaux éléments géotectoniques (Géologie d'après Tremblay et al., 2012).

Godue (1988) montre que les roches sédimentaires du Groupe de Magog sont anormales en Au, As et Sb. Le **Tableau 2** résume les valeurs moyennes d'échantillons lithogéochimiques de mudstones et siltstones analysés par cet auteur pour l'or et l'arsenic. Ces valeurs sont environ de 50 à 100 % plus élevées en Au comparativement aux moyennes de shales ailleurs dans le monde (**Tableau 2**; Crocket, 1991). Les valeurs moyennes en As sont cependant comparables à la moyenne mondiale déterminée par Quinby-Hunt et al. (1989).

Tableau 2. Teneurs moyennes dans les roches sédimentaires fines du Groupe de Magog.

Éléments	Mudstone ^a (moy. 115 éch.)	Siltstone ^a (moy. 57 éch.)	Shales graphiteux dans le monde (moy. 553 et 287 éch.)
Au ppb	9,3	12,3	6,7 ^b
As ppm	22,9	27,6	29 ^c

^aGodue (1988); ^bCrocket (1991); ^cQuinby-Hunt et al. (1989).

7.1 Descriptions et poids des couches du modèle de prospectivité pour le Groupe de Magog

Les couches choisies pour la construction de la carte de prospectivité du Magog sont présentées au **Tableau 3** avec les poids attribués pour chacune d'entre elles. Les cartes géologiques utilisées pour les lithologies, la stratigraphie, et les structures sont celles de

Tremblay et al. (2012) et du Sigéom (2012). Les couches se regroupent en quatre catégories de données.

La première couche évidentielle est construite à partir des lithologies favorables avec un poids de 1. Ces lithologies sont les shales noirs riches en graphite et/ou pyrite de la Formation de Beauceville (**Figure 22**). Du point de vue géophysique, les horizons graphiteux et/ou pyriteux dans cette formation produisent de nombreux conducteurs électromagnétiques (rapports MRNQ : DP-86-16; DP-87-15; DP-91-02; DP-91-03). La Formation de Saint-Victor n'est pas considérée propice aux minéralisations du type SEDEX (Gauthier et al., 1994). Cependant, cette étude permet d'identifier dans la partie NE de la Formation de Saint-Victor de nombreux conducteurs formationnels à l'intérieur d'un horizon qui fait de 1 à 3 km d'épaisseur (**Figure 23**). Ce nouvel horizon marqueur est situé au-dessus d'une séquence de grès lithique de 1,5 km d'épaisseur et comprend 5 bancs de volcanoclastites felsiques. Malheureusement, les levés électromagnétiques couvrent seulement la moitié NE du Groupe de Magog tel qu'illustré sur la **Figure 23**. Malgré le manque d'information au sud de ces levés, l'horizon conducteur est tout de même prolongé sur plus de 30 km suivant des niveaux de volcanoclastites. Les filons-couches de gabbro et de diorite sont également considérés comme des lithologies favorables, autant sur le plan géochimique comme lithologies réactives que sur le plan des contrastes de compétence avec les unités sédimentaires encaissantes (**Figure 22**). Aux gîtes de Saint-Benjamin et de Bellechasse-Timmins par exemples, la minéralisation aurifère consiste en un stockwerk de veines de quartz développé dans des dykes de gabbro/diorite au comportement cassant à l'intérieur des roches sédimentaires plus ductiles de la Formation de Beauceville (Gauthier et al., 1989; Figueiredo, M., 1999). À l'échelle de la carte cependant, les dykes sont plissés et cisailés. Un poids de 1 est attribué aux gabbros et aux diorites. L'intersection entre les intrusions et les roches sédimentaires favorables représente donc un poids cumulé de 2 sur la carte des lithologies favorables présentée à la **Figure 22**.

Tableau 3. Couches évidentielles avec les indices de pondération utilisés pour la carte de prospectivité des Appalaches du Sud.

Groupe de Magog, Appalaches		
Couches évidentielles		Indices de pondération
<u>Lithologies sédimentaires favorables</u>		
Formation de Beauceville		1
Horizon graphiteux et/ou pyriteux dans le St-Victor (Input)		1
Dykes gabbros ou de diorite (±250m)		1
	Sous-total	2 maximum
<u>Horizons anomaux en Au et As</u>		
Horizons 0,5 x 3 km ² anomaux en Au (≥ 15 ppb)		1
Horizons 0,5 x 3 km ² anomaux en As (≥ 30 ppm)		1
	Sous-total	2 maximum
<u>Sédiments de ruisseaux</u>		
Anomalies géochimiques en As, Mo, Ni, Ag, Zn Au, et Cu		7 maximum
<u>Traces axiales des plis (±250m)</u>		
Synclinal		1
Anticlinal		2
Total maximum pour le modèle :		14

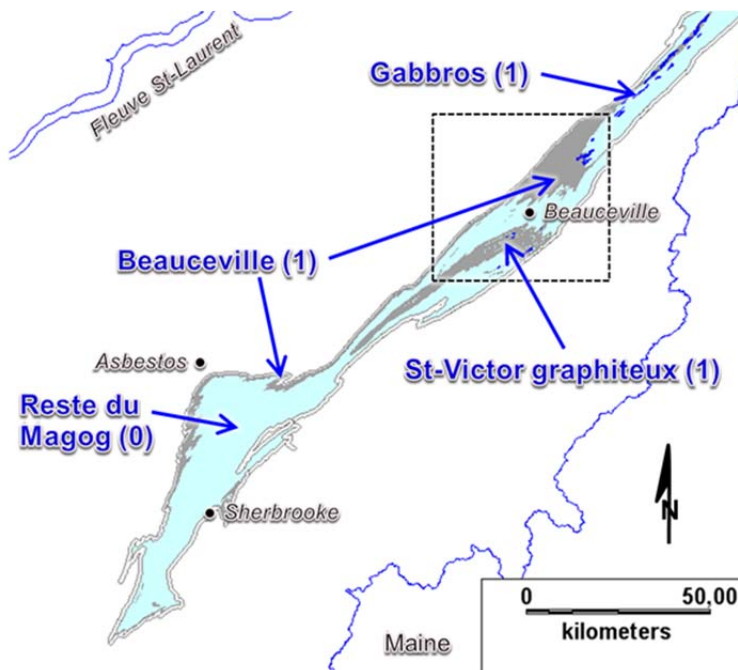


Figure 22. Poids donnés entre parenthèses aux différentes formations ou lithologies favorables (1) ou non favorables (0) pour les minéralisations aurifères dans le modèle de prospectivité. L'encadré représente la position de la Figure 23.

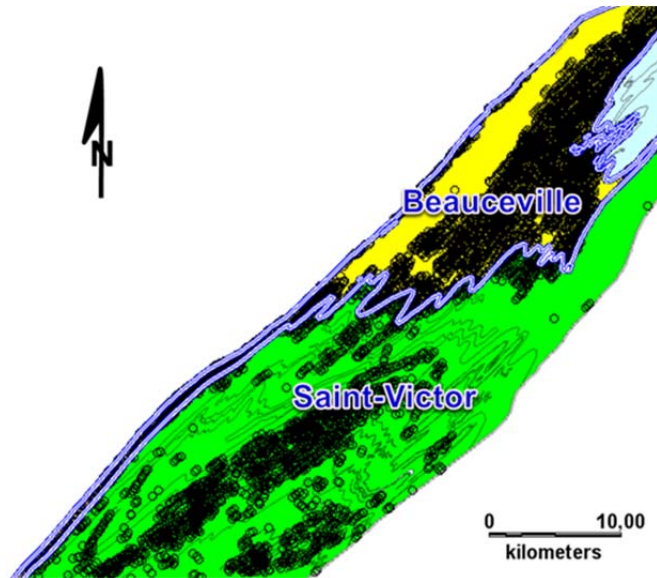


Figure 23. Distribution des anomalies électromagnétiques dans la partie NE du Groupe de Magog montrant des portions des formations de Beauceville et de Saint-Victor contenant du graphite et/ou de la pyrite (données du Sigéom 2012).

La deuxième couche évidentielle inclut des horizons de shales plus riches en Au et As que les moyennes géochimiques établies par Godue (1988) pour les échantillons de roches sédimentaires fines du Groupe de Magog (**Tableau 2; Figure 24**). La méthode proposée pour identifier ces horizons, est de considérer arbitrairement une surface de 500 m de largeur par 3 km de longueur suivant la séquence stratigraphique de part et d'autre d'un échantillon lithogéochimique dont la valeur est légèrement supérieure à la moyenne établie par Godue (1988), soit ≥ 15 ppb pour l'or et ≥ 30 ppm pour l'arsenic.

La troisième couche évidentielle intègre l'aspect structural des cibles. Les failles et les plis sont des pièges reconnus comme des contrôles de premier ordre dans les gisements d'or d'Asie centrale. Les failles n'ont pas été considérées comme une couche dans le modèle car il y a très peu de ces structures cartographiées dans le Groupe de Magog. Par contre, plus de 200 traces axiales de plis sont répertoriées dans le Magog (**Figure 25**) selon les données de Tremblay et al. (2012) et du Sigéom (2012). Une zone tampon d'une largeur de 250 m est ensuite générée de part et d'autre de chacune des traces axiales comme aire d'influence des plis. Un indice de pondération de 1 est donné aux aires d'influence des synclinaux, alors qu'un indice de 2 est attribué aux anticlinaux parce que la majorité des gisements dans les shales noirs dans le monde sont localisés dans des charnières d'antiformes (saddle reef).

La dernière couche évidentielle regroupe une série de couches d'anomalies géochimiques dans l'environnement secondaire. Six principaux levés de sédiments de ruisseaux (fraction 177 microns) couvrent près de 90 % de la superficie du Groupe de Magog (**Figure 26**), pour un total de 5 510 échantillons. Visuellement, en carte et dans les bases de données, le bruit de fond entre les levés est similaire, surtout pour les levés des années 1980 (rapports MRNQ MB 89-42 et DP-98-02), et par conséquent, aucun nivellement ne semble nécessaire. Les échantillons n'ont pas été analysés pour les éléments majeurs, ce qui n'a

pas permis d'appliquer, par exemple, des techniques de régression spatiale pour générer des anomalies géochimiques. Seules les valeurs brutes des éléments analysés sont donc utilisées. La suite des éléments VAMSNZ n'est pas complète. Une centaine d'échantillons seulement ont été analysés pour le V et 70 % des échantillons l'ont été pour le Se avec un seuil de détection élevé (10 ppm). Des limites de détection élevées sont observées également pour l'Ag (0,2 ppm) et le Mo (3 ppm). Pour toutes ces raisons, le Cu et l'Au ont été ajoutés comme éléments supplémentaires dans le traitement géochimique. La **Figure 27** montre le résultat de ce traitement qui consiste à additionner les mailles générées pour chaque élément de la suite VAMSNZ + Cu + Au (sauf V et Se). Un indice de pondération de 1 est donné à toutes valeurs brutes de la maille supérieures ou égales aux 95 centiles, sauf pour le Mo et l'Ag dont les valeurs sont fixées supérieures ou égales aux 99 centiles. Ces valeurs limites sont :

- As \geq 25 ppm,
- Mo \geq 9 ppm,
- Ni \geq 125 ppm,
- Ag \geq 0,5 ppm,
- Zn \geq 145 ppm,
- Au \geq 10 ppb, et
- Cu \geq 22 ppm, pour une somme maximale de 7 (**Figure 27**).

Cette couche évidentielle montre des cibles géochimiques ponctuelles constituées de 2 ou 3 éléments. Cinq cibles sont particulièrement intéressantes avec une combinaison de 5 éléments sur une possibilité de 7.

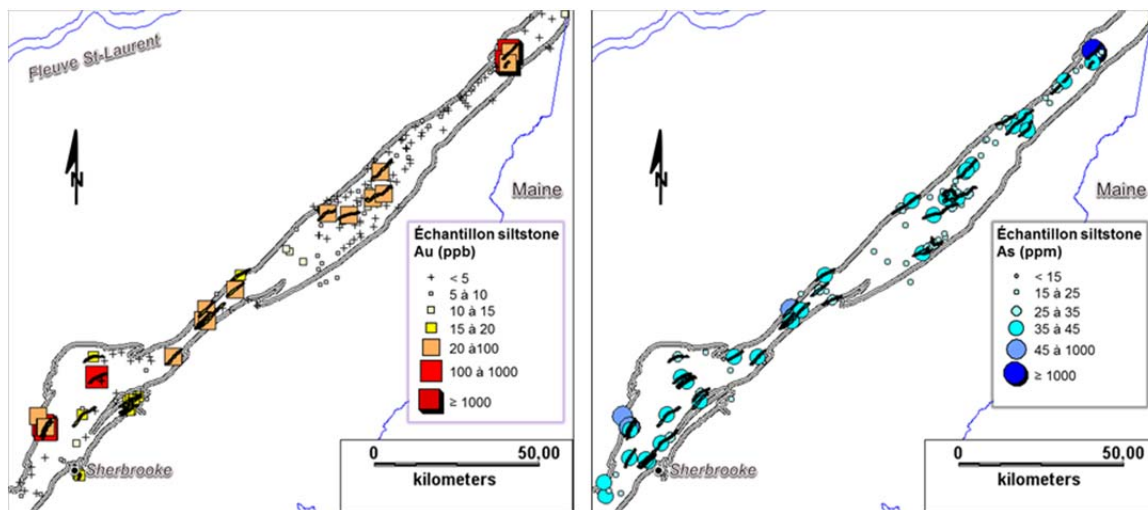


Figure 24. Cartes montrant la distribution des échantillons lithogéochimiques de siltstones du Groupe de Magog (contour lignes en noir et blanc) et les valeurs d'or et d'arsenic d'après les résultats d'analyses de Godue (1988). Les traits en noir représentent des horizons d'une surface de 500 m de largeur par 3 km de longueur suivant la séquence stratigraphique de part et d'autre d'un échantillon anomal en Au (\geq 15 ppb) et/ou en As (\geq 30 ppm).

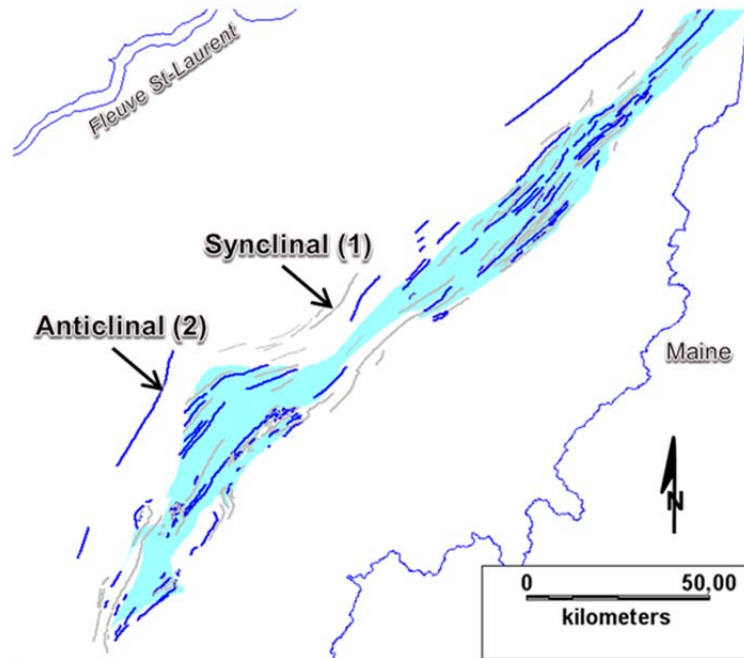


Figure 25. Traces axiales de plis dans et en périphérie du Groupe de Magog (cyan) avec les indices de pondération donnés aux synclinaux (1) et anticlinaux (2).

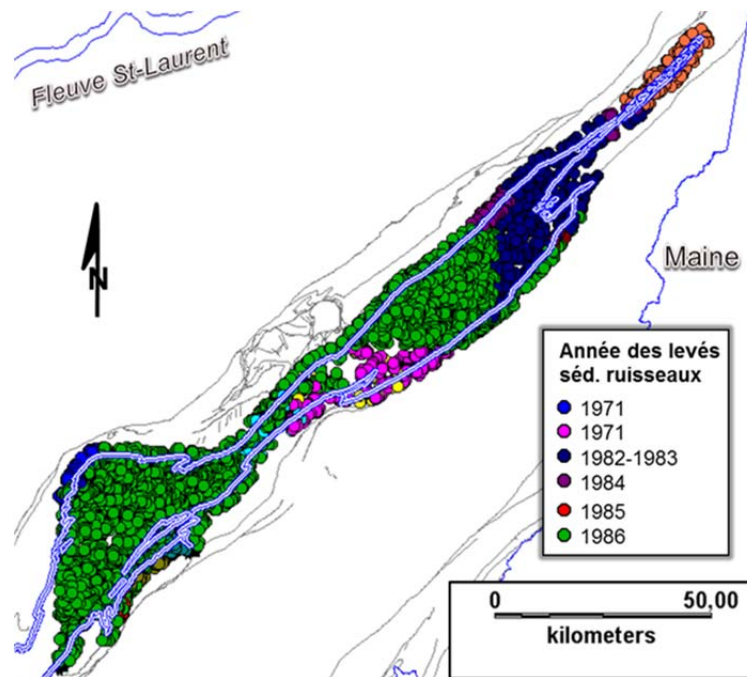


Figure 26. Distribution des échantillons géochimiques des différents levés de sédiments de ruisseaux couvrant le Groupe de Magog.

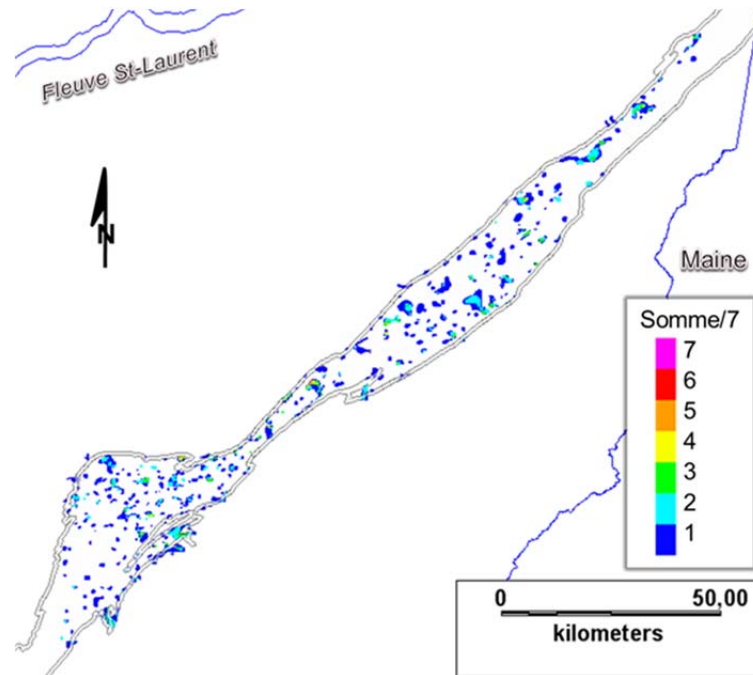


Figure 27. Résultat de la somme des indices de pondération générés pour chaque élément de la suite d'élément VAMSNAZ + Cu + Au (sauf V et Se) analysés dans les sédiments de ruisseaux.

7.2 Résultat de la carte de prospectivité pour le Groupe de Magog

Le résultat de la somme des indices de pondération de toutes les couches évidentielles du modèle (**Tableau 3**) est présenté sur la carte de prospectivité de la **Figure 28**. La somme des indices ou critères favorables permet de faire ressortir les secteurs d'intérêt. Au total, 65 cibles avec au moins 4 critères favorables superposés sont reconnues (en jaune sur la **Figure 28**). Parmi ces cibles, 47 ont 5 critères (en orange), et 21 ont 6 ou 7 critères sur 14 (rouge ou violet). En détails, les cibles à retenir dans le SO de la carte de prospectivité (**Figure 29**) correspondent à deux secteurs en particulier dans la Formation de Beauceville où se superposent des argilites graphiteuses, des échantillons de sédiments de ruisseaux anomaux pour 4 éléments de la suite considérée, et des charnières d'anticlinaux. Trois autres cibles sont identifiées dans la Formation de Saint-Victor correspondant, entre autres, à des charnières de plis et à une suite de 3 éléments anomaux.

Un autre secteur d'intérêt se situe dans les environs de la ville de Beauceville (**Figure 30**). Il s'agit d'une large zone anormale autour de Beauceville expliquée par la présence de placers et de minéralisations aurifères filoniennes (veines de quartz) ou de la pyrite disséminée dans les argiles noires. À 9 km à l'ENE de Beauceville, une cible cumulant un score de 7/14 et mesurant 2 x 0,7 km² apparaît sur la **Figure 30** entre deux placers, dont celui de la rivière Gilbert (production estimée à 6,2 t Au selon le Sigéom). Cette cible résulte de la combinaison d'anomalies en As, Cu, Zn et Mo dans les sédiments de ruisseaux, d'un anticlinal, et de la Formation de Beauceville. À 2 km au NE de l'indice

Saint-Benjamin (**Figure 30**), une cible de 1 km carré englobe deux dykes de gabbro en flanc de pli et une anomalie coïncidant en Cu et Zn dans les sédiments de ruisseaux. Finalement, entre 7 et 14 km à l'OSO de la ville de Saint-Georges, il y a une série de cibles dans un secteur où il n'y a aucune minéralisation connue. Ces cibles coïncident avec une importante zone de charnières de plis serrés dans les mudslates silteux à interlits de grès de la Formation de Saint-Victor. La cible la plus intéressante cumule 6 critères sur 14 et coïncide avec une série de conducteurs Input isolés et des anomalies dans les sédiments de ruisseaux pour l'Au, le Cu, le Zn et partiellement l'Ag.

Au NE de la carte de prospectivité, à 15 km au NE du village de Lac Etchemin, une zone est reconnue comme étant très anormale, avec 8 critères sur 14 (**Figure 31**). Il s'agit d'une cible de 1 x 4 km² dans l'horizon porteur de la minéralisation exhalative des gîtes Champagne (ressource non conforme dans le Sigéom de 272 158 t @ 2,68 % Zn, 0,4 % Cu, 0,45 % Pb, 2,13 g/t Au et 19,88 g/t Ag) et de Dussault. Cette cible inexplicquée (aucun indice n'est connu autour) résulte de la combinaison d'anomalies supérieures à 35 ppm As dans la roche (Godue, 1988), d'anomalies de sédiments de ruisseaux pour l'As, le Cu, le Ni, et le Zn, de l'intersection de lithologies favorables (argilite noire et gabbro) et d'un anticlinal. Une autre cible, située à 3 km au SE de Lac Etchemin, s'explique par la coïncidence entre des anomalies dans les sédiments de ruisseaux en As, Zn, et Mo, une charnière d'un pli isoclinal, et un dyke de diorite/gabbro.

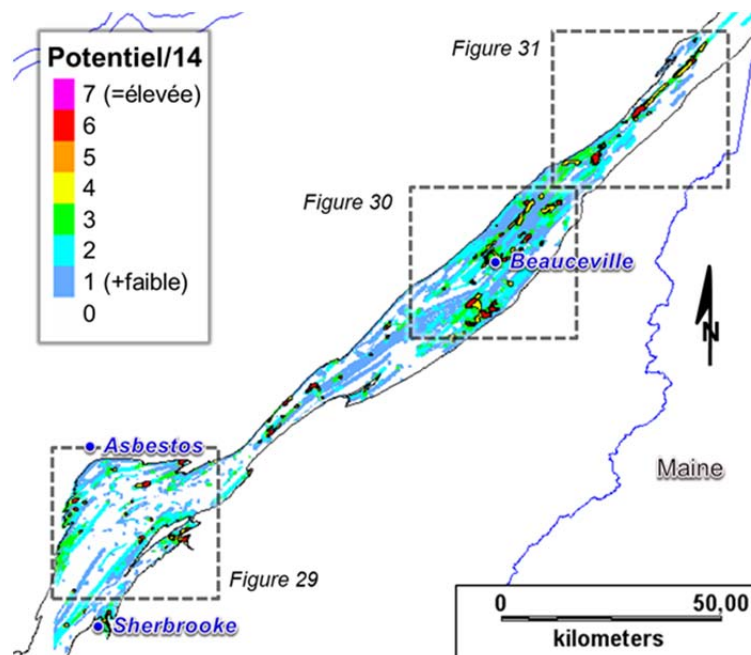


Figure 28. Carte montrant le potentiel d'exploration pour les minéralisations aurifères dans les shales noirs du Groupe de Magog. La carte résulte de la somme des indices de pondération de couches évidentielles présentées au Tableau 3, pour un total possible de 14 (non atteint). Les encadrés correspondent aux régions présentées en détails aux Figures 29, 30, et 31.

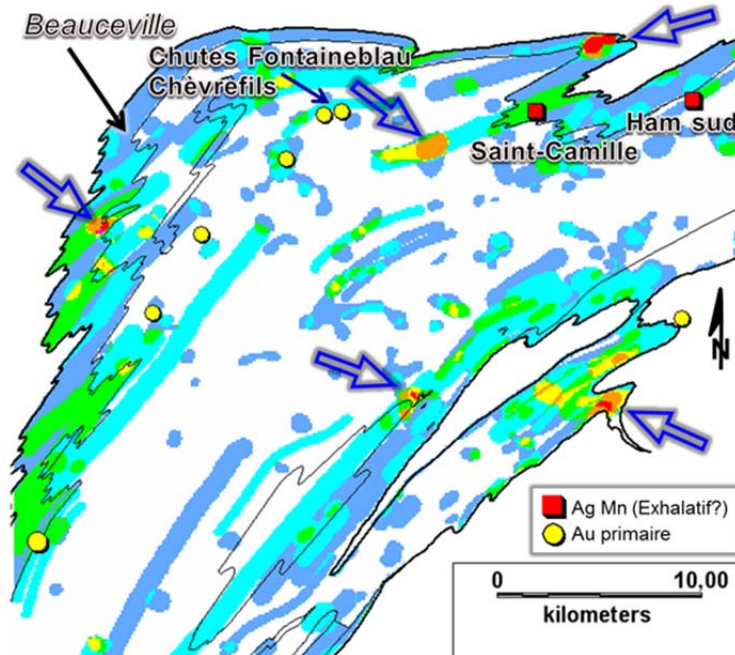


Figure 29. Carte de détails montrant le potentiel d'exploration pour les minéralisations aurifères dans les shales noirs du Groupe de Magog entre Sherbrooke et Asbestos. Localisation régionale et échelle de couleurs sur la Figure 28. Les flèches bleues indiquent les secteurs à haut potentiel.

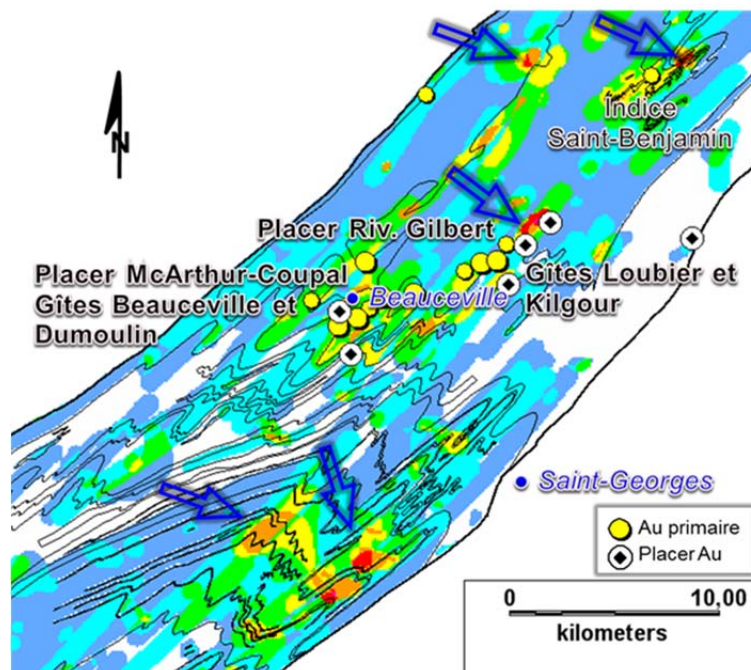


Figure 30. Carte de détails montrant le potentiel d'exploration pour les minéralisations aurifères dans les shales noirs du Groupe de Magog, région de la ville de Beauceville. Localisation régionale et échelle de couleurs sur la Figure 28. Les flèches bleues indiquent les secteurs à haut potentiel.

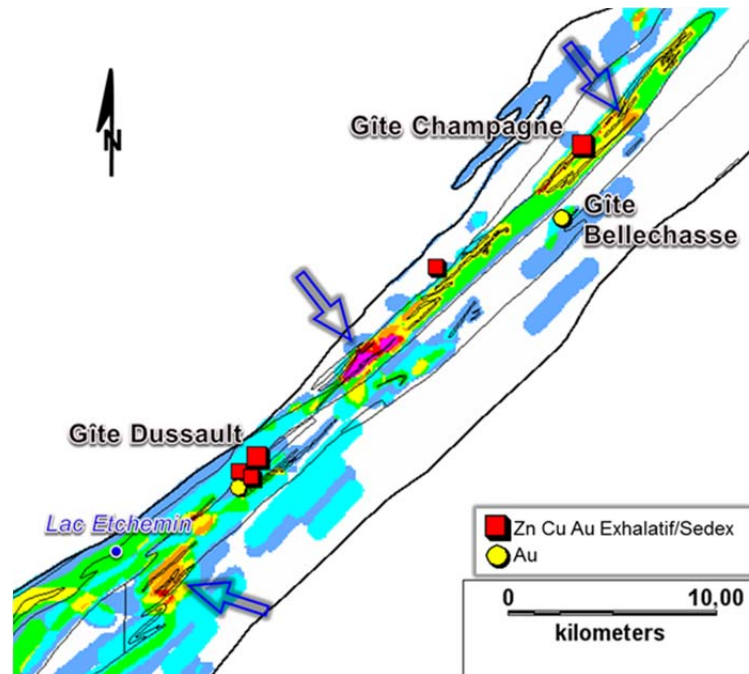


Figure 31. Carte de détails montrant le potentiel d'exploration pour les minéralisations aurifères dans les shales noirs, à l'extrémité NE du Groupe de Magog. Localisation régionale et échelle de couleurs sur la Figure 28. Les flèches bleues indiquent les secteurs à haut potentiel.

8 POTENTIEL DANS LA FOSSE DU LABRADOR

L'Orogène du Nouveau-Québec, mieux connu sous le vocable Fosse du Labrador, est une ceinture de roches supracrustales de plis et chevauchements du Paléoprotérozoïque (2,17-1,87 Ga), située sur la marge NE du craton archéen de la Province du Supérieur (**Figure 32**). Les âges des roches sédimentaires de la Fosse du Labrador sont plus vieux (2,1-1,8 Ga) comparativement aux plus vieux gisements encaissés dans les shales noirs d'Asie centrale qui sont du Néoprotérozoïque (Olimpiada et Kumtor). Sur le plan métallogénique, seule la période 2,1-1,8 Ga a été productive pour l'or au Protérozoïque (Goldfarb et al., 2001, 2005). Il s'agit d'une courte période où se forment entre 2,1 et 2,0 Ma les grands gisements d'or dans le Birimien en Afrique de l'ouest (Ashanti, 80 Moz d'or), dans le bouclier Guyanais en Amérique centrale (31 Moz) et dans le Transvall en République sud-africaine. L'autre période productive pour l'or est comprise entre 1,7 et 1,9 Ga, et correspond entre autre à la formation lors de l'orogénie trans-hudsonienne du gisement géant de Homestake (production : >40 Moz) dans des formations de fer et des argilites graphiteuses du Dakota du sud (Cadey et al., 1991; Morelli et al., 2010). D'autres petits gisements d'or sont associés à cet orogénie au Canada, notamment au Manitoba (West Churchill) et dans les Territoires du Nord-Ouest (Goldfarb et al., 2001, 2005). Ces deux périodes fertiles correspondent aux phases d'ouverture et de fermeture de la Fosse du Labrador, et pour ces raisons, le potentiel aurifère de cette ceinture protérozoïque semble prometteur.

L'Orogène du Nouveau-Québec se divise en deux zones tectoniques : l'avant-pays à l'ouest, communément appelé Fosse du Labrador sensus stricto, et l'arrière-pays à l'est, plus métamorphisé (**Figure 32**). Dans l'avant-pays, Clark et Wares (2004) et Clark (2012) distinguent deux principaux cycles de sédimentation et de volcanisme qui constituent le Supergroupe de Kaniapiskau (**Figure 32**). Les cycles s'épaississent vers l'est et sont séparés par des discordances d'érosion. Le cycle I (2,17-2,14 Ga) comprend de la base vers le sommet; 1) une séquence de roches sédimentaires immatures et des volcanites de rift; 2) une séquence de marge passive constituée de grès et de dolomies; et 3) un empilement de flyschs à l'ouest qui témoignent de l'approfondissement d'un bassin marin, et de basaltes à l'est qui suggèrent la proximité avec l'axe de rifting initial. Les roches du premier cycle reposent en discordance sur le craton du Supérieur. Dans la séquence de flyschs, la Formation des Hautes-Chutes représente un horizon marqueur d'argilite noire qui fait jusqu'à 150 m d'épaisseur. Il y a d'autres niveaux argileux de quelques mètres d'épaisseur dans la Formation Le Fer (**Figure 32**). Le cycle II (1,88-1,87 Ga) repose en discordances sur le craton et sur les roches du premier cycle. Il comprend de la base vers le sommet; 1) une séquence transgressive composée de sédiments de plate-forme; 2) une épaisse séquence turbiditique de marge continentale profonde, avec localement du volcanisme, et 3) des basaltes et des filons-couches de gabbro présents dans la partie est de la Fosse (**Figure 32**). L'arrière-pays est un domaine métamorphisé au faciès des amphibolites. Dans ce domaine, les métasédiments et les metabasaltes sont corrélés au cycle II (Clark et Wares, 2004).

La ceinture volcano-sédimentaire est limitée à l'est par la zone Noyau, une zone interne métamorphique-plutonique formée en grande partie de roches archéennes recyclées (**Figure 32**). Dans l'arrière-pays, le batholite de De Pas (1,84 et 1,81 Ga) représente la racine d'un arc continental. Ce batholithe ainsi que celui de Kuujuaq sont des intrusions pré- à synorogéniques, la déformation ayant commencée vers 1,82 Ga. Les seules intrusions tardi- à post-tectoniques dans la Fosse sont quelques dykes monzonitiques (1,81 Ga) et des pegmatites d'exhumation (1,77-1,74 Ga) Clark et Wares (2004).

Les épisodes de déformation et de métamorphisme dans les différentes parties de l'orogène se sont étendus entre 1,84 et 1,77 Ga. Les plis et les chevauchements dans la Fosse sont attribués à la collision oblique et dextre (transpression) de la zone interne archéenne de l'orogène (zone Noyau) avec la Province du Supérieur (Wardle et al., 2002; Clark et D'Amours, 2012). Selon Goldfarb et al. (2005), un régime en transpression suivant un épaississement de la croûte est un des facteurs déterminants pour la fertilité d'une ceinture et la formation de gisements d'or orogénique.

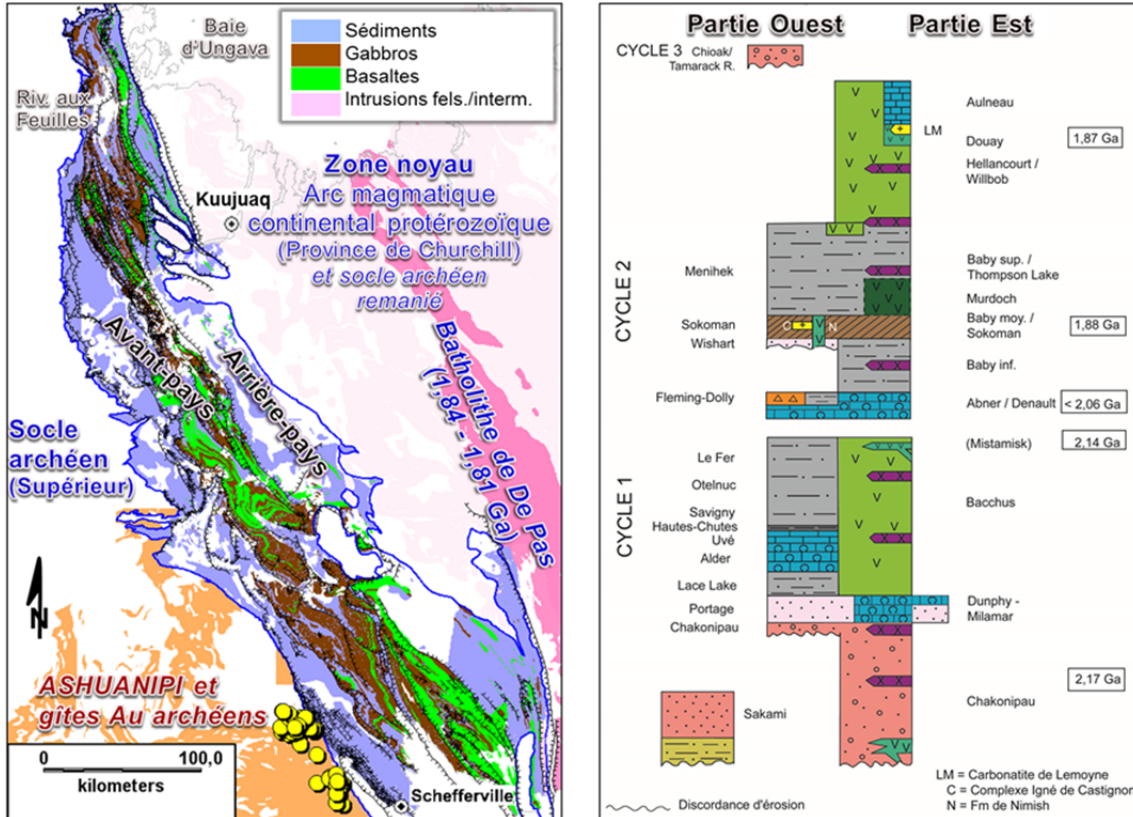


Figure 32. Géologie de l'Orogène du Nouveau-Québec d'après Clark et Wares (2004) et Sigéom (2012) avec la colonne stratigraphique de la Fosse du Labrador (avant-pays) d'après Clark (2012).

8.1 Descriptions et poids des couches du modèle de prospectivité pour la Fosse du Labrador

Quatre catégories de données sont considérées pour construire les couches évidentielles utilisées dans le modèle de prospectivité de la Fosse. Ces couches portent sur : 1) la fertilité des sous-bassins sédimentaires, 2) le métamorphisme, 3) la structure, et 4) les anomalies de sédiments de lacs.

8.1.1 Fertilité des sous-bassins sédimentaires

Dimroth (1978) a identifié sur des bases sédimentologiques, stratigraphiques et paléogéographiques, plusieurs sous-bassins sédimentaires dans la Fosse. Ces sous-bassins correspondent à des groupes et formations géologiques souvent limités par des failles de chevauchement. Ils sont pour la plupart déracinés de leur lieu de formation. Ce concept est repris ici pour l'exploration en distinguant 18 sous-bassins sédimentaires appartenant à des groupes stratigraphiques et/ou à des régions limitées par des chevauchements jugés significatifs (**Figure 33**; Clark et Wares, 2004). Pour la carte de prospectivité, ces sous-bassins sont divisés en trois types selon leur potentiel à contenir

des métaux. Le type de sous-bassins a été défini à partir des descriptions de la carte géologique (Sigéom 2012) et de la littérature (Klish, 1994; Clark et Wares, 2004; Clark et al., 2008). Ils sont définis comme suit :

- Le type 1 désigne des sous-bassins qui contiennent des sédiments fins indifférenciés dans l'avant-pays, ou qui sont décrits comme des schistes, des phyllades, ou des paragneiss dans l'arrière-pays (**Figure 33**).
- Le type 2 intègre les sous-bassins de shales gris ou noirs sans mention de graphite dans la description lithologique de la base de données du Sigéom.
- Le type 3 correspond aux sous-bassins qui comprennent ;
 - les formations de mudstones noirs graphiteux et/ou pyriteux du cycle I, telles les formations de Dunphy, des Hautes-Chutes, de Du Chambon, de Le Fer et de Bacchus, ou
 - du cycle II, comme la Formation de Menihek et ses équivalents latéraux, les formations de Thompson Lake et de Baby supérieur, ou les formations de Murdoch, Willbob, et Hellancourt (**Figures 32, 33**; Klish, 1988; Clark et Wares, 2004; Clark et al., 2008).

Les indices de pondération choisis pour ces sous-bassins seront de 1 à 3, correspondant respectivement à un faible et haut potentiel métallifère (**Tableau 4**).

Un autre indicateur de la fertilité des sous-bassins a été défini en utilisant les échantillons géochimiques de sédiments de lacs qui couvrent l'ensemble de l'Orogène du Nouveau-Québec (**Figure 34**). Ces données géochimiques servent à identifier les sous-bassins les plus anomaux pour les éléments VAMSNAZ. Elles proviennent de la réanalyse par le MRN (Maurice et Labbé, 2009) d'échantillons d'anciens levés pour les éléments majeurs, traces et de terres rares.

La reconnaissance des sous-bassins fertiles est basée sur une comparaison de la médiane des valeurs brutes analysées dans les sédiments de lacs de chacun des 18 sous-bassins entre eux pour la suite des éléments VAMSNAZ (V, As, Mo, Se, Ni, Ag, Zn). Les résultats de cette approche novatrice sont présentés à titre d'exemple pour l'As et l'Ag (**Figures 35, 36**). Ces deux diagrammes montrent clairement que certains sous-bassins sont enrichis par rapports à d'autres bassins, de l'ordre de 6 fois pour l'As et de 4 fois pour l'Ag par exemples. Pour les autres éléments, jusqu'à 8 fois pour le Ni, de 2 à 5 fois pour le Zn, 4 fois pour le Ni, et jusqu'à 1,5 fois pour le V et le Mo. Le **Tableau 5** résume, s'il y a lieu, les associations métallifères de sous-bassins. Quatre des 18 sous-bassins sont anormalement élevés en métaux pour au moins 5 éléments de la suite VAMSNAZ. Il s'agit entre autres des mudstones localement graphiteux ou pyriteux des formations de Menihek et de Thompson Lake (**Tableau 5** et en rouge sur la **Figure 33**). Deux sous-bassins du Groupe d'Attikamagen sont métallifères. Ils sont constitués de la Formation de Denault et des formations de Menihek ou de Dolly. Le Denault est formé majoritairement de dolomies, mais dans ces deux sous-bassins, il y a des intercalations de mudstones et des cherts. Les métaux pourraient être attribués aux mudstones des formations de Menihek, Dolly et Denault, et/ou à un effet tampon de la dolomie du Denault sur la précipitation de métaux.

Comme les sous-bassins anomaux correspondent au type 3 déjà identifié précédemment, il est choisi d'accorder un poids de 4 à cette empreinte métallifère.

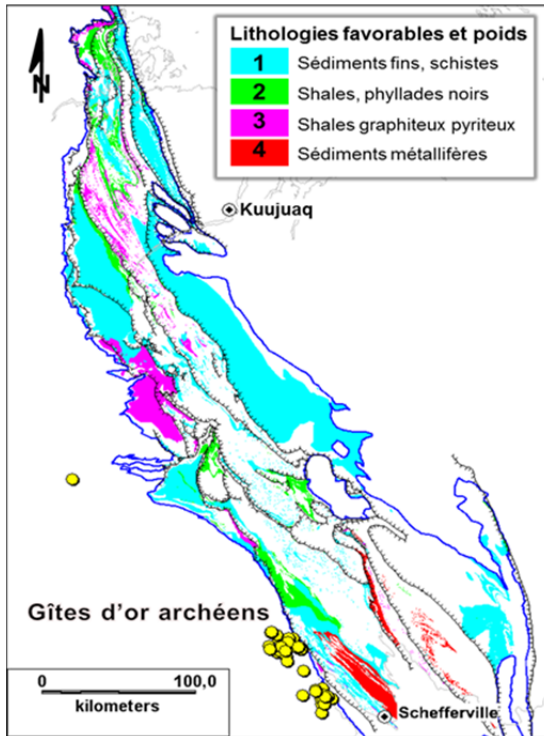


Figure 33. Disposition des 18 sous-bassins sédimentaires identifiés dans l'Orogène du Nouveau-Québec avec leur poids dans le modèle de potentiel minéral (Géologie du Sigéom 2012). Les lignes barrées en noir sont les principaux chevauchements d'après Clark et Wares (2004).

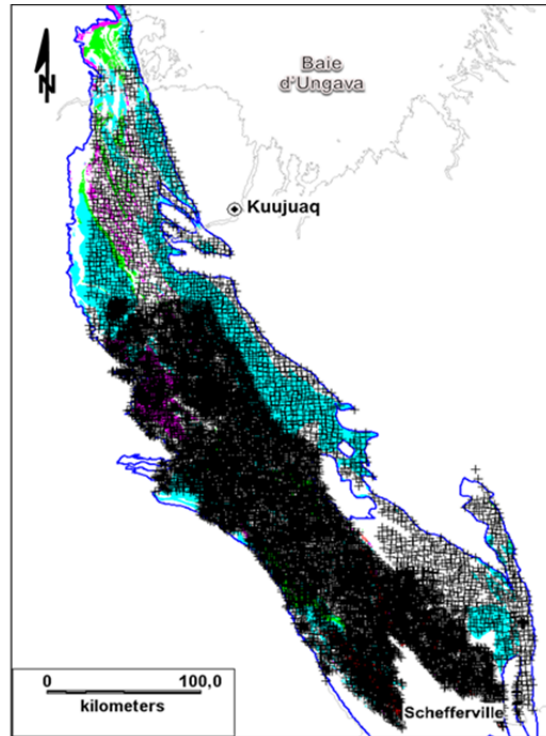


Figure 34. Distribution des échantillons de sédiments de lacs couvrant l'Orogène du Nouveau-Québec.

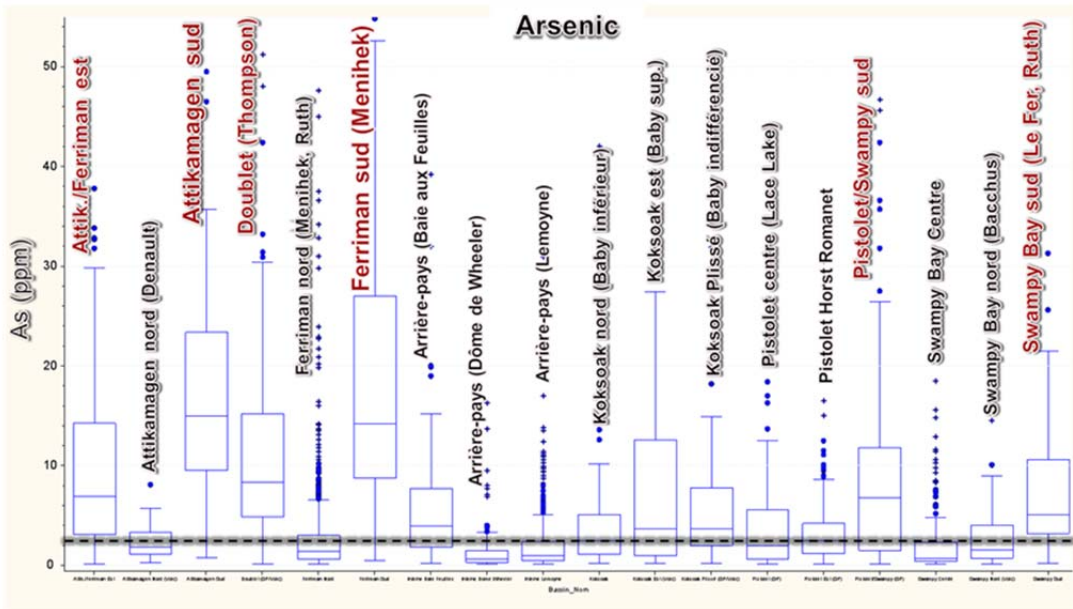


Figure 35. Diagramme en boîtes à moustache indiquant la répartition des valeurs d'arsenic pour les échantillons de sédiments de lacs couvrant chacun des 18 sous-bassins sédimentaires de l'Orogène du Nouveau-Québec avec leur nom. Les boîtes représentent les valeurs entre les 25 et 75 centiles avec la médiane, les lignes rattachées sont les limites des 10 et 90 centiles, et les points ou les croix, les valeurs extrêmes. La ligne noire pointillée est la médiane approximative de tous les sous-bassins.

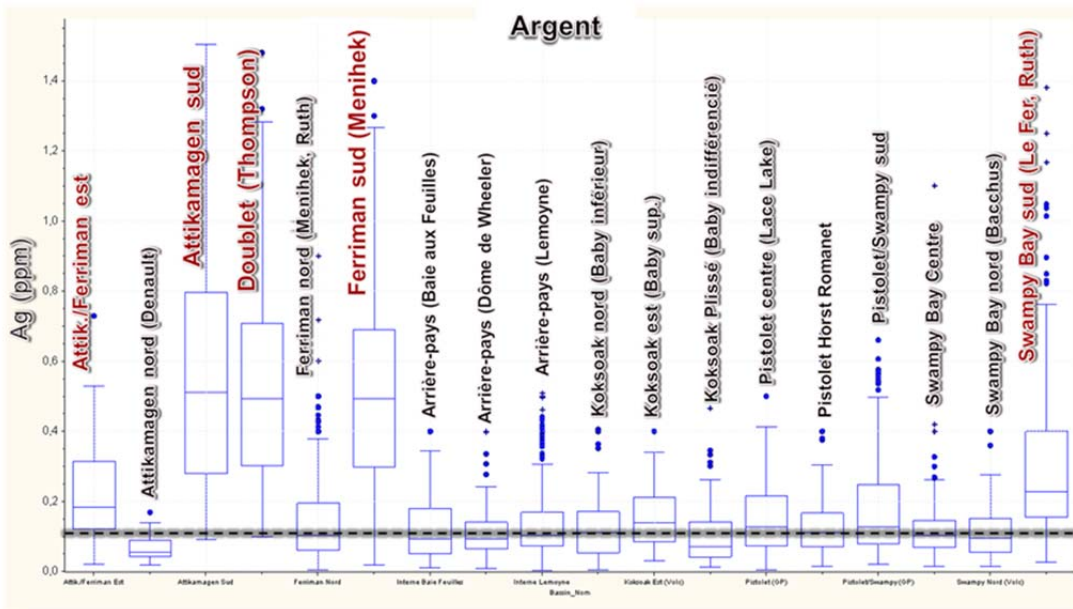


Figure 36. Diagramme en boîtes à moustache indiquant la répartition des valeurs d'argent pour les échantillons de sédiments de lacs couvrant chacun des 18 sous-bassins sédimentaires de l'Orogène du Nouveau-Québec avec leur nom. La ligne noire pointillée est la médiane approximative de tous les sous-bassins.

La distribution spatiale des 18 sous-bassins ainsi que leur association métallifère sont présentées à la **Figure 37**. Deux sous-bassins au nord de la Fosse sont anomaux en V. Le V, originalement dans le bassin sous la forme du complexe organique VO^{2+} , est généralement un proxy qui indique que les sédiments sont riches en matière organique et/ou en sulfures (Breit et al., 1989; Desborough et al., 1989; Large et al., 2011). Les anomalies en V pourraient être interprétées autrement venant plutôt des filons-couches magnétiques du Montagnais qui recoupent les roches sédimentaires de la Formation de Baby. En effet le V^{3+} peut se substituer au Fe^{3+} de la magnétite (Toplis et Corgne, 2002). Deux sous-bassins dans l'arrière-pays sont anomaux en Mo. Leur proximité avec l'arc continental situé à l'est, pourrait signifier un apport de ce métal par l'érosion de porphyres par exemple. Au centre de la Fosse, trois petits sous-bassins sont enrichis en Se ± Ni. Comme le V, le Se est un autre élément sensible aux conditions redox et pourrait témoigner de l'environnement anoxique-euxénique de ces sous-bassins. Les 4 sous-bassins métallifères identifiés à l'aide des sédiments de lacs sont tous situés dans le sud de la Fosse et au nord de Schefferville (en rouge sur la **Figures 33 et 37**). Deux hypothèses pourraient expliquer cet enrichissement polymétallique. Il pourrait s'agir du produit de l'érosion à l'ouest de l'arc continental et des gîtes d'or dans des formations de fer de la Sous-Province archéenne d'Ashuanipi (**Figure 37**; Lapointe et Chown, 1993; Percival et al., 2003), ou de l'influence des formations de fer protérozoïques de la région de Schefferville. Cette dernière hypothèse semble peu probable, puisque les sédiments de lacs au-dessus des formations de fer au nord de Schefferville ne sont pas enrichis en métaux de la suite VAMSNZ (voir section 8.1.4. plus bas). La présence de basaltes ou de gabbros autour ou intercalés dans certains sous-bassins sédimentaires ne semble pas enrichir non plus les sédiments de lacs en métaux. La présence de graphite n'est pas garant non plus d'un enrichissement métallique selon l'étude statistique, comme par exemples le Groupe de Koksoak plissé au sud et au nord de la Baie-aux-Feuilles, ou le Groupe de Pistolet au centre-sud de la Fosse (**Tableau 5 et Figure 37**).

Tableau 4. Catégories de données considérées pour la carte de prospectivité et poids des couches évidentielles.

Orogène du Nouveau-Québec			Indices de pondération
Couches évidentielles			
<u>Lithologie sédimentaire, granulométrie fine</u>			
	Sous-bassin avec empreinte métallifère (basé sur sédiments fond lac)		4
	Sous-bassin type 3 - Shales noirs graphiteux et pyriteux (Menihék ex.)		3
	Sous-bassin type 2 - Shales noirs (Baby inf. ex.)		2
	Sous-bassin type 1 - Sédiments fins et schistes		1
	Autres lithologies		0
<u>Métamorphisme</u>			
	Sous-schiste vert		0
	Schiste vert inf-moy.		1
	Schiste vert supérieur		2
	Amphibolite inférieur		1
	Amphibolite supérieur / granulite		0
<u>Structures</u>			
	Traces axiales des plis (tampon ±300 m)		1
	Failles chevauchement/décrochement (tampon ±300 m)		1
<u>Anomalies sédiments de lacs par régression spatiale (échelle log)</u>			
Éléments	95-99 centile	>99 centile	1 ou 2
VAMSNAZ			
V	0,04 - 0,1	>0,1	1 ou 2
As	0,1 - 0,25	>0,25	2 ou 3*
Mo	0,1 - 0,25	>0,25	1 ou 2
Se	0,1 - 0,25	>0,25	1 ou 2
Ni	0,05 - 0,15	>0,15	1 ou 2
Ag	0,05 - 0,20	>0,20	2 ou 3*
Zn	0,05-0,15	>0,15	1 ou 2
<i>*Ag et As sont surclassés pour une valeur=2 et une valeur=3</i>			
Total maximum pour le modèle de prospectivité :			24

Tableau 5. Associations métallifères dans les 18 sous-bassins sédimentaires de l’Orogène du Nouveau-Québec déterminées à partir des échantillons géochimiques de sédiments de lacs pour les éléments VAMSSAZ.

Groupe sous-bassin (Formation)	Éléments anomaux	VAMSSAZ	Nb/7
Attikam./Ferriman est (Menihék et Denault)	V As Mo Se Ni Ag	VAMSSA_	6
Attikamagen nord (Denault)	V	V_____	1
Attikamagen sud (Dolly et Denault)	V As+ Mo+ Se Ni Ag+ Zn	VAMSSAZ	7
Doublet (Thompson Lake)	V+ As Ni+ Ag+ Zn	VA__NAZ	5
Ferriman Nord (Menihék, Ruth, Sokoman)		_____	0
Ferriman sud – Schefferville (Menihék)	As+ Mo+ Ni Ag+ Zn+	_AM_NAZ	5
Arrière-pays, schistes (Baie aux Feuilles)		_____	0
Arrière-pays, paragneiss (Dôme de Wheeler)	Mo+	__M__	1
Arrière-pays, schistes, phyllades (Lemoine)	Mo+	__M__	1
Koksoak nord (Baby inférieur)		_____	0
Koksoak est (Baby supérieur)	Se Ni	__SN__	2
Koksoak Plissé (Baby)	V	V_____	1
Pistolet centre (Lace Lake)	Se+	__S__	1
Pistolet Horst Romanet (Lace L., Du Chambon)	Se+ Ni+	__SN__	2
Pistolet/Swampy Bay sud (Lace Lake et Uvé)	As	__A__	1
Swampy Bay centre (Hautes Chûtes, Savigny)		_____	0
Swampy Bay nord (Bacchus)		_____	0
Swampy Bay sud (Le Fer, Bacchus, Ruth)	Ni Ag	__NA__	2

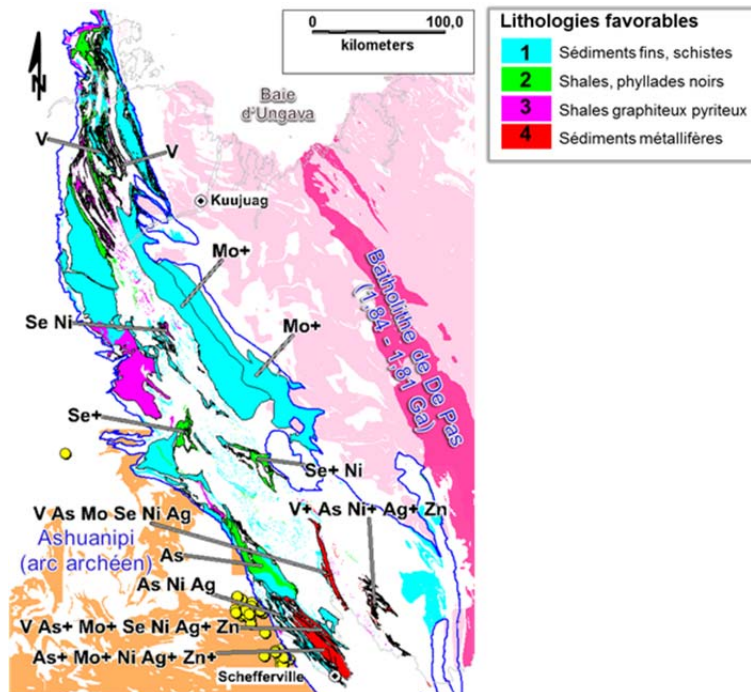


Figure 37. Associations métallifères dans les 18 sous-bassins sédimentaires de l’Orogène du Nouveau-Québec (Figure 33) déterminées à partir des échantillons géochimiques de sédiments de lacs pour les éléments VAMSSAZ. Voir la correspondance avec le Tableau 5. Les ronds en jaune sont les gîtes d’or archéens dans la Sous-Province d’Ashuanipi.

8.1.2 Métamorphisme

Le métamorphisme observé dans l'orogène augmente d'ouest en est. Dans l'avant-pays, le métamorphisme passe des faciès sous-schiste vert au faciès schiste vert supérieur (**Figure 38**; Dimroth et Dressler, 1978; Wares et al., 1988). Les roches de l'arrière-pays ont été métamorphisées aux faciès supérieur des schistes verts à l'ouest, des amphibolites ou des granulites dans la zone Noyau (Clark et Wares, 2004; Perreault et Hynes, 1990; Poirier et al., 1990). La **Figure 38** montre la position modifiée des isogrades de la carte métamorphique de Dimroth et Dressler (1978). L'isograde biotite-grenat (SVS) a été précisé à certains endroits d'après les affleurements et les descriptions de la carte géologique du Sigéom (2012). L'isograde des granulites l'a été également en utilisant les images de la première dérivée verticale des récents levés magnétiques fait par le MRN (Dumont et Dostaler, 2010; Dumont et al., 2010; D'Amours et Intissar, 2012a et 2012b). Des 51 indices/gîtes de métaux de base et précieux de la Fosse (19 sont encaissés dans des roches sédimentaires fines), 34 sont situés dans le grade schiste vert inférieur à moyen, alors que 17 sont dans le grade SVS à biotite-grenat (**Figure 38**). Aucun indice n'est situé dans le faciès sous-schiste vert ou amphibolite. Le **Tableau 4** indique le poids donné à chacune des surfaces correspondant au grade métamorphique. Un poids nul est donné aux faciès sous-schiste vert et amphibolite moyen-granulite, un poids de 1 aux faciès schiste vert inférieur-moyen et amphibolite inférieur, et un poids majoré à 2 pour le faciès schiste vert supérieur. Ce dernier choix est justifié d'après le modèle de Large et al. (2011) qui stipule que l'expulsion de l'or se produit au-dessus de la zone de transition Pyrrhotine-Pyrite, soit plus ou moins à la limite schiste vert supérieur et amphibolite, comme cela est bien documenté à Muruntau (Shayakubov et al., 1999).

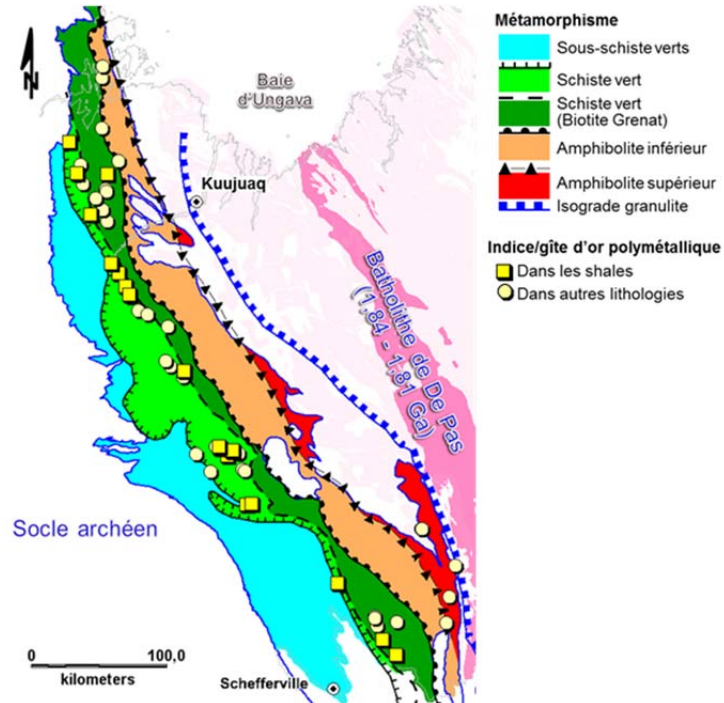


Figure 38. Carte métamorphique de l'Orogène du Nouveau-Québec avec la position des minéralisations polymétalliques et or. Modifiée à partir des cartes métamorphiques de Dimroth et Dressler (1978), Perreault et Hynes (1990), Poirier et al. (1990).

8.1.3 Failles et plis

Le style tectonique de la Fosse du Labrador se caractérise par une série de nappes de charriage et de chevauchements imbriqués à vergence ouest, et de plis, parfois serrés à isoclinaux dans certains domaines, notamment au nord et au sud de la Fosse (Wares et Goutier, 1989; Goulet 1987; Wardle et al. 2002; Clark et Wares 2004).

Plusieurs indices et gîtes de métaux de base et précieux dans la Fosse sont localisés dans, ou près de charnières de plis, notamment dans le domaine plissé à l'ouest de Kuujuaq et au sud de la rivière aux Feuilles (**Figures 32, 38**). Ces minéralisations sulfurées sont pour la plupart exhalatives et comptent parmi les plus intéressantes de la Fosse selon Clark et Wares (2004). Elles pourraient avoir un lien spatial stratigraphique avec les minéralisations disséminées et recherchées dans le modèle de Large et al. (2011). Aux lacs en Crochet (gisement Partington 1), Sauvé et St-Pierre par exemples, la minéralisation à pyrite-pyrrhotine (chalcopyrite, sphalérite) disséminées, semi-massives ou massives est encaissée dans des shales noirs graphiteux de la Formation de Baby, près de contacts avec des filons-couches de gabbro du Montagnais (colonne stratigraphique de la **Figure 32**; Wares et al., 1988; Wares et Goutier, 1989; Clark et Wares, 2004). La minéralisation y est partiellement recristallisée et/ou remobilisée dans des veines sous l'effet de la déformation. La couche des plis pour la carte de prospectivité compte 1381 traces axiales, dont 1016 proviennent de la carte géologique du Sigéom (2012; **Figure 38**). Les 365 autres ont été interprétées directement à l'écran à partir d'images et de traitements faits sur les récents levés aéromagnétiques du MRN (Dumont et Dostaler, 2010; Dumont et al., 2010; D'Amours et Intissar, 2012a et 2012b). Pour la majorité des plis interprétés par géophysique, il n'est pas possible de distinguer entre synclinaux et anticlinaux seulement à partir du patron magnétique. C'est pourquoi, un poids égal à 1 est donné à toutes les traces axiales du modèle sans égard aux types de plis. Par la suite, une surface correspondant à un tampon de 300 m est tracée de part et d'autres des traces axiales.

Dans la Fosse, plusieurs des minéralisations polymétalliques à or sont situées près ou dans des failles de chevauchement. Au total, 21 des 51 indices/gîtes sont situés à moins de 300 m d'une faille. À une cinquantaine de kilomètres au NE de Schefferville par exemples, les indices de lac Marbrelle-Nord et Anomalie 4 sont situés tout près de chevauchements orientés NO-SE. La minéralisation consiste en des sulfures disséminés à semi-massifs (Py+Po+Cp) stratiformes dans les argilites de la Formation de Thompson Lake et sous la forme de remplissage de brèches ou de veines à Cu-Au (Clark et Wares, 2004). Les failles de chevauchement et les quelques failles inverses ou de décrochement de la Fosse sont réunies sur une même couche à partir des informations du Sigéom 2012 et de Clark et Wares (2004), ainsi qu'à partir de l'interprétation des récents levés magnétiques (**Figure 38**). Au total, 1 474 segments de failles sont utilisés pour le modèle. Ensuite, une surface correspondant à un tampon de 300 m est tracée de part et d'autres des failles et un poids égal à 1 est assigné à toute cette surface.

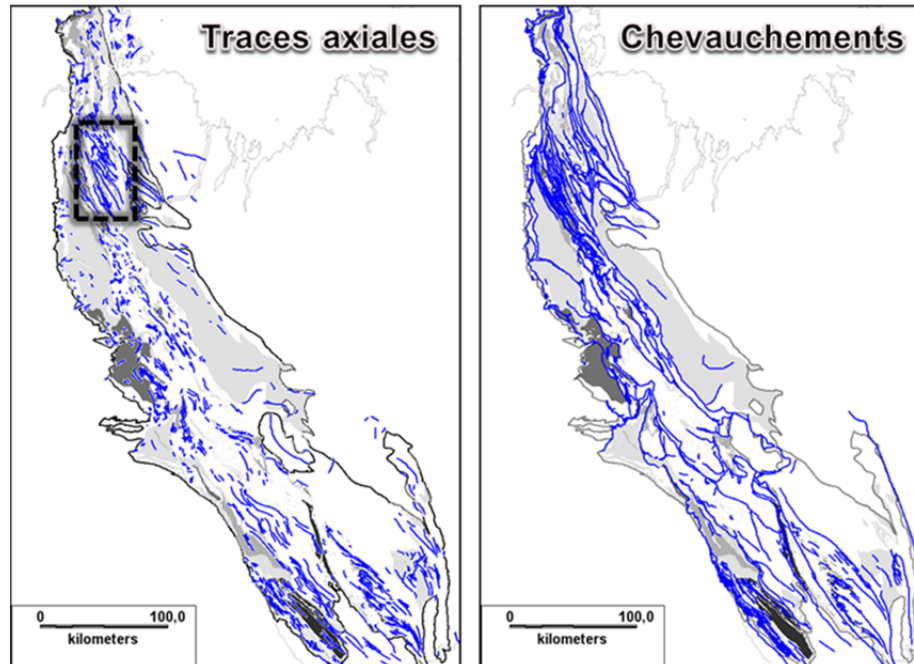


Figure 39. Cartes des traces axiales de plis (à gauche) et des chevauchements (à droite) de l'Orogène du Nouveau-Québec selon les données du Sigéom (2012) et Clark et Wares (2004).

8.1.4 Anomalies de sédiments de lacs par la méthode de régression spatiale

Les anomalies géochimiques ponctuelles dans les sédiments de lacs sont déterminées par une méthode de régression spatiale (Trépanier, 2006). Le but de cette approche est de déterminer des anomalies en métaux à l'intérieur des 18 sous-bassins sédimentaires, indépendamment qu'ils soient métallifères ou non (référence à la section 8.1.1). La régression spatiale exploite l'aspect multi-élémentaire des analyses en utilisant des groupes d'éléments non reliés aux minéralisations afin d'évaluer la partie du signal de l'échantillon provenant de grands processus géochimiques, comme les conditions environnementales des lacs par exemples (profondeur, perte au feu, etc.). Le principe de cette méthode est de prédire, pour chaque échantillon, la valeur « normale » que devrait avoir cet échantillon en un métal recherché à partir d'autres éléments analysés de ce même échantillon, et d'établir la relation qui existe entre l'ensemble des autres éléments et l'élément recherché pour les échantillons environnants (Trépanier, 2006). Statistiquement, il s'agit d'une régression multiple avec comme variables explicatives un certain nombre d'éléments de l'analyse et comme variable à modéliser l'élément recherché. On calcule ensuite l'anomalie en prenant la valeur résiduelle qui est égale à la valeur réelle moins la valeur prédite par la courbe de régression. La composante spatiale de l'évaluation se fait en utilisant une fenêtre coulissante et un rayon de recherche pour l'équation de régression.

Pour le modèle de la Fosse, les paramètres de cette analyse sont :

- Cercle de recherche : rayon de 10 km;
- Variables explicatives: Al, K, Fe, Mn, Mg, Cr, Ti, La (Trépanier, 2006);

- Variables dépendantes : suite des éléments VAMSNAZ: V, As, Mo, Se, Ni, Ag, Zn (Large et al., 2011).

Le résultat pour l'As est présenté à titre d'exemple pour toute la Fosse (**Figure 40**). Les anomalies sont exprimées sur une échelle logarithmique par des couleurs chaudes. Les secteurs anomaux en As sont distribués ponctuellement suivant le grain structural de la ceinture, principalement le long de chevauchements et de certaines unités stratigraphiques. Pour chaque couche de la carte de prospectivité correspondant à chacun des éléments de la suite VAMSNAZ, des poids de 1 et 2 sont attribués respectivement par rapport aux 95 et 99 centiles des valeurs résiduelles maillées par interpolation (**Tableau 4**). La somme maximale des poids pour la suite VAMSNAZ serait donc de 14 (2 x 7 éléments), mais l'As et l'Ag sont ici bonifiés de 1 par rapport aux autres éléments, pour un poids de 2 ou 3, ce qui fait un total maximal de 16 si on additionne l'ensemble des couches de cette catégorie de données (**Tableau 4**). La bonification de ces deux éléments est justifiée parce qu'ils représentent de bons traceurs considérant le type de gisement recherché, généralement riche en Ag et associé à l'arsénopyrite et/ou la pyrite arsenicale. Les facteurs de concentration de l'As et l'Ag dans les gîtes sont également parmi les plus élevés par rapport aux valeurs moyennes des métaux de la croûte, pour 1 190 et 625 fois respectivement (Trépanier, 2006). L'As a également une très bonne mobilité dans l'environnement secondaire et il est le meilleur indicateur géochimique pour les minéralisations aurifères dans les sédiments de lacs (Trépanier, 2006). Le résultat de la somme des anomalies de régression pour le groupe d'éléments VAMSNAZ est présenté sur la carte de la **Figure 41**. Il y a moins d'anomalies par rapport au reste de la ceinture dans le tiers nord de la Fosse, à l'ouest de Kuujjuaq, et dans une moindre mesure, dans l'arrière-pays à l'est de la Fosse. Ceci est probablement causé par la plus faible densité de l'échantillonnage dans ces deux régions (**Figure 34**) et le choix du rayon de recherche dans la régression spatiale.

Plusieurs cibles d'exploration à l'échelle de la Fosse sont générées seulement sur la base de la régression spatiale. Il y a beaucoup d'anomalies polymétalliques ponctuelles qui s'alignent selon le grain structural de la ceinture. Il y a également trois corridors d'anomalies discordants par rapport au grain (**Figure 41**). Le premier corridor anomal est situé au nord de la ceinture, à une centaine de km au SSO de Kuujjuaq (flèches A sur la **Figure 41**). Il est orienté perpendiculairement à la séquence stratigraphique et s'inscrit dans le prolongement de failles normales d'orientation NE-SO qui découpent le socle et les séquences de plate-formes à l'ouest de la Fosse. À 150 km au sud de Kuujjuaq, un corridor orienté NNE apparaît à angle par rapport à la stratigraphie régionale (flèches B sur la **Figure 41**). Il est limité à l'ONO par une faille de chevauchement régionale de même orientation. Les anomalies qui définissent ce corridor sont situées dans de grandes régions couvertes de dépôts quaternaires. Ces derniers pourraient en être la cause. À 100 km au nord de Schefferville, le corridor orienté N-S est expliqué par les formations de Menihék et Denault qui sont coincées entre deux chevauchements majeurs (flèches C sur la **Figure 41**). Finalement, le corridor situé au NNO de Schefferville suit la stratigraphie régionale, en particulier la partie ouest de la Formation de Menihék (Flèche D sur la **Figure 41**).

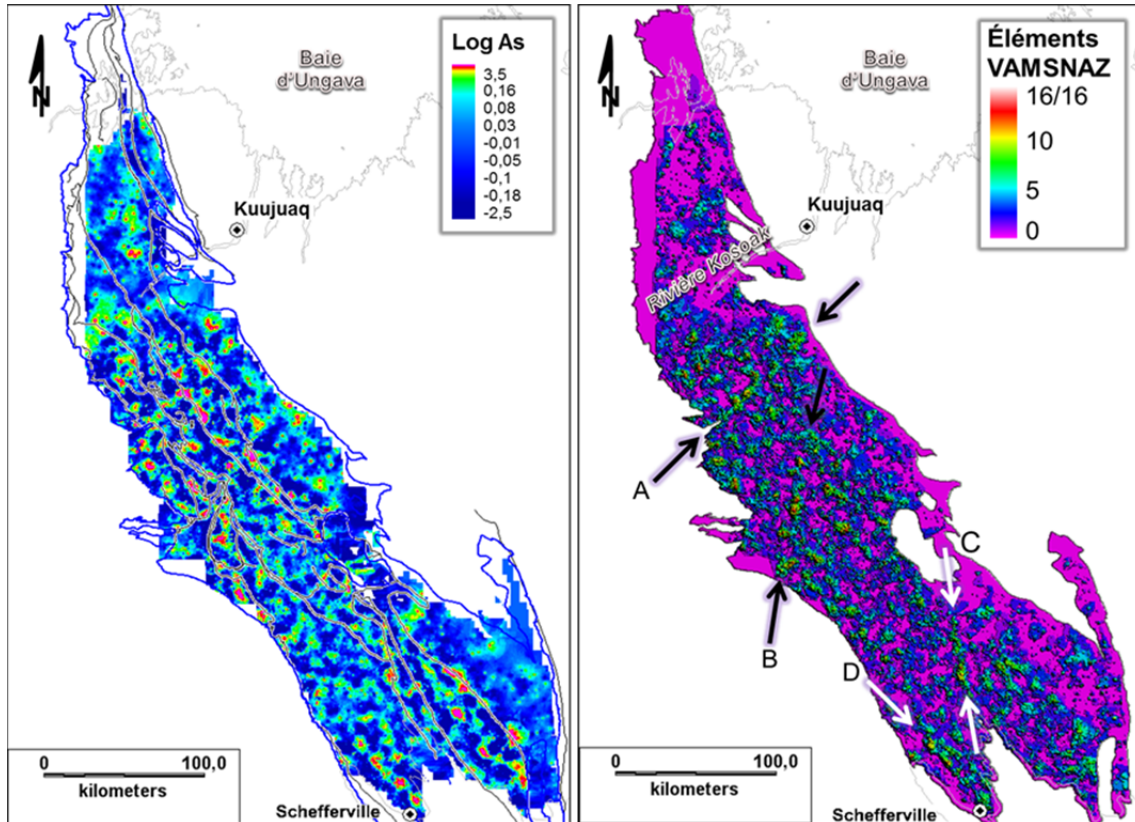


Figure 40. Anomalies en arsenic (échelle log) dans les sédiments de de lacs calculées par la méthode de régression spatiale.

Figure 41. Somme des anomalies de régressions spatiales dans les sédiments de de lacs pour la suite des éléments VAMSNZ avec les corridors d'anomalies discutés dans le texte.

8.2 Résultat de la carte de prospectivité pour la Fosse du Labrador

Le résultat du modèle de prospectivité (**Tableau 4**) est présenté sur la carte de la **Figure 42**. Seuls les domaines de roches sédimentaires fines y sont représentés (en couleur), excluant toutes les autres lithologies (en blanc). Au total, 85 cibles de 1 à 300 km² sont identifiées. Parmi celles-ci, 7 sont jugées très significatives, avec une récurrence de 18 ou 19 critères positifs sur une possibilité maximale de 24 (**Tableau 4**). Ces cibles, numérotées de 1 à 7 sur la **Figure 42**, sont situées dans la demie sud de la Fosse. Vingt-six autres cibles sont jugées significatives avec 16 ou 17 couches sur 24. Finalement, 52 autres cibles sont jugées intéressantes car elles représentent entre 12 et 15 critères positifs superposés sur une possibilité de 24, soit donc un minimum de 50 %.

Trois régions sont discutées en détails (encadrés sur la **Figure 42**). La région à l'ouest de Kuujuaq est située dans un domaine plissé et couvre la Formation de Baby et les filons-couches de Montagnais (**Figure 43**). Plusieurs indices/gîtes de métaux de base et précieux de sulfures disséminés à semi-massifs, pour la plupart aurifères, sont encaissés dans des shales noirs graphiteux de la Formation de Baby Supérieur, dans des zones charnières ou en flancs de plis à proximité de celles-ci. Deux autres indices sont situés

dans des filons-couches de gabbro/diorite près d'un contact avec des shales noirs, et un autre dans une formation de fer. Globalement, ces minéralisations sont situées à l'intérieur d'un domaine moyennement prospectif compris entre 6 et 10 sur l'échelle de 24 (**Figure 43**). Ce domaine s'explique par la superposition de lithologies favorables, d'anomalies de sédiments de lacs et de plis. Trois fortes anomalies ponctuelles, comprises entre 14 et 16/24, sont présentes au NE de cette région (flèches orange sur la **Figure 43**). Une autre anomalie isolée, d'intensité de 15/24 apparaît au SO de la région, le long d'un chevauchement majeur qui délimite le faciès métamorphique sous-schiste vert à l'ouest et schiste vert à l'est.

L'autre région d'intérêt est située à 100 km au nord de Schefferville (**Figures 42 et 44**). Sur la carte de prospectivité, il s'agit d'une bande d'intensité comprise entre 9 et 15/24 qui fait 60 km de longueur par 2 à 8 km de largeur (**Figure 44**). La zone est orientée NNO et délimitée par deux failles de chevauchement. Les lithologies hôtes sont les formations de Menihék et de Denault. Une dizaine d'anomalies ponctuelles, avec des valeurs comprises entre 14 et 19/24, sont alignées avec un espacement régulier (entre 3 et 5 km) à l'intérieur de la zone. Les seules minéralisations connues dans cette région sont du type Cu-Ni magmatique dans les filons-couches de gabbro et de péridotite du Montagnais. Au centre-sud de la région, une charnière de pli isoclinal s'avère une cible de choix (flèche orange sur la **Figure 44**).

Une autre région d'intérêt, est celle du Horst de Romanet, située entre Kuujuaq et Schefferville (**Figure 45**). Comme le nom l'indique, il s'agit d'une structure en horst (ou demi-horst) qui met, de part et d'autre de la vallée du Lac Romanet, les basaltes de la Formation de Bacchus en contact de failles avec des roches sédimentaires plus vieux au cœur. Les zones de failles qui délimitent le horst sont complexes et polyphasées. Elles auraient jouées d'abord en mouvement inverse, le long de chevauchements lors de la compression orogénique, et ensuite, en un jeu normal tardi-tectonique (**Figure 45**; Clark et Wares, 2004). Deux principaux types de minéralisation se concentrent sur plusieurs kilomètres le long des deux structures bordières. Des minéralisations à Cu sédimentaire ou à Au-U dans des paléoplacers, et des minéralisations filoniennes à Cu-Au ou à U-Au associées à de l'albitisation dans des cisaillements, des brèches ou des fractures (Clark et Wares, 2004). Une des caractéristiques de ce dernier type de gîte est la forte altération en albite, hématite, séricite et carbonates. La présence des gîtes explique le résultat de la carte de prospectivité (**Figure 45**). Cependant, trois anomalies ponctuelles d'intensité comprise entre 14 et 16/24 demeurent inexplicables le long des failles bordant le horst (flèches orange sur la **Figure 45**). Le horst est limité à l'est par le dôme archéen de Wheeler et par une faille de chevauchement courbe. La carte de prospectivité montre un alignement d'anomalies de valeurs 8 à 12/24 (maximum 15) et orienté NNO sur plus de 30 km au front de ces deux éléments tectoniques. L'interprétation de ce corridor anomal est qu'il pourrait s'agir d'une structure cryptique comparable, d'un point de vue structural et gîtologique, aux failles bordières du Horst de Romanet (**Figure 45**).

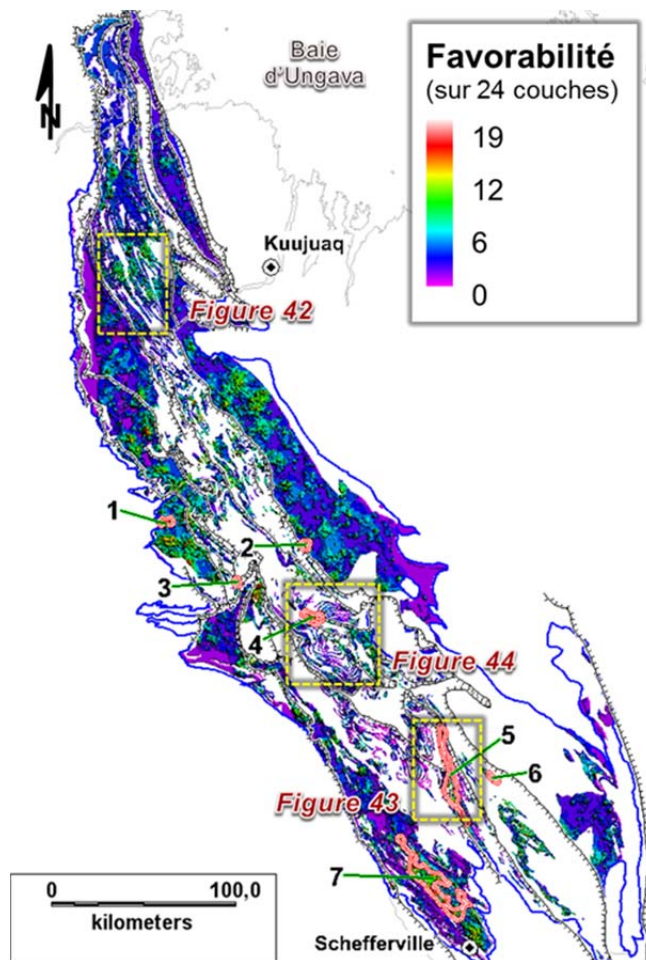


Figure 42. Carte montrant le potentiel d'exploration pour les minéralisations aurifères dans les bassins sédimentaires à grains fins de la Fosse du Labrador. La carte résulte de la somme des critères positifs provenant de 24 couches évidentielles présentées sur le Tableau 4. Les cibles jugées très significatives (réurrence de 18 ou 19 critères positifs /24) sont numérotées de 1 à 7. Les encadrés pointillés en jaune correspondent aux régions présentées en détails aux Figures 43, 44 et 45.

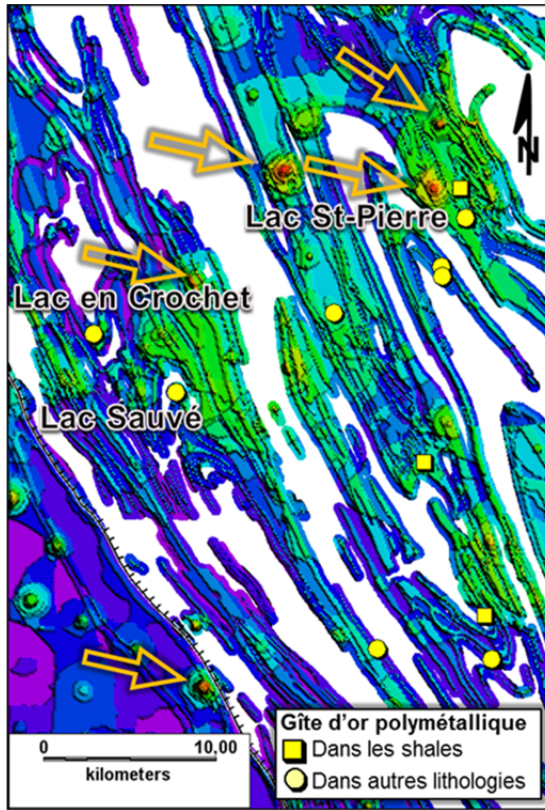


Figure 43. Détails de la carte de prospectivité au nord de la Fosse du Labrador avec les gîtes d'or polymétalliques (localisation régionale sur la Figure 42). Les flèches en orange indiquent des cibles à haut potentiel le long de chevauchements ou dans des charnières de plis.

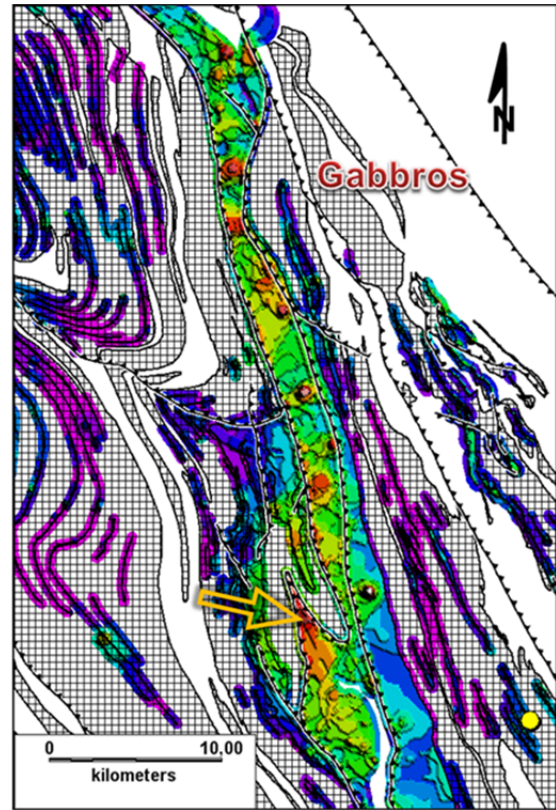


Figure 44. Détails de la carte de prospectivité au sud de la Fosse du Labrador montrant un bassin sédimentaire anormal selon plusieurs critères et qui est coincé entre deux chevauchements (localisation régionale sur la Figure 42).

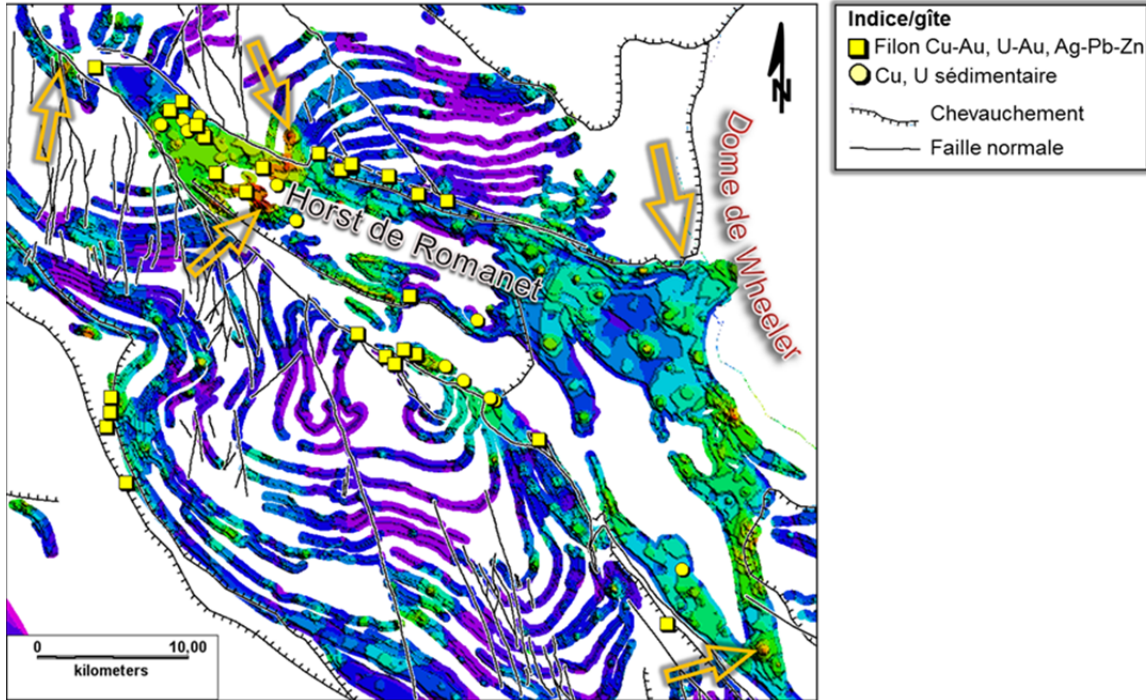


Figure 45. Détails de la carte de prospectivité dans la région du Horst de Romanet, au centre-sud de la Fosse du Labrador, montrant la correspondance entre les anomalies de la carte de potentiel et les gîtes bordant les failles de la structure régionale (localisation régionale sur la Figure 42). Les flèches en orange indiquent des cibles à haut potentiel et la plus grosse flèche montre un corridor NNO-SSE dont le potentiel est similaire à celui reconnu le long des failles bordières.

9 CONCLUSIONS

Les gisements d'or dans les shales noirs graphiteux/pyriteux d'Asie centrale forment, avec d'autres gisements du même type ailleurs dans le monde, un groupe de gisements avec des caractéristiques communes. Ils sont encaissés dans des horizons graphiteux d'étendue régionale à l'intérieur de bassins de turbidites de plusieurs km d'épaisseur. La minéralisation aurifère est associée à de faible quantité de sulfures (2-5 % de pyrite, pyrrhotine, arsénopyrite). Elle est soit synchrone du métamorphisme au faciès schiste vert et de la déformation ductile, et/ou contemporaine d'intrusions tardi- à post-orogéniques situées près ou loin (5-10 km) des gisements. Selon les modèles, les argilites noires graphiteuses sont interprétées comme des lithologies réactives et des pièges chimiques causant la précipitation de l'or (de source externe aux sédiments) par effet redox lors du métamorphisme et de la déformation (partisans du modèle orogénique de Goldfarb et al., 2005), ou tel que le démontre Large et al. (2011), comme la source primaire des métaux qui seront concentrés dans des pièges structuraux lors du métamorphisme et de la déformation. Les gisements ne peuvent se former sans pièges structuraux. Les charnières de plis et les chevauchements sont deux lieux de prédilections pour former des zones aurifères économiques. Les failles ductiles-cassantes tardives, généralement décrochantes et transverses aux structures ductiles pré-existantes, bonifient généralement les teneurs dans les gisements. Régionalement, les gisements géants se forment en même temps que d'autres types minéralisations, comme des porphyres et des gisements

d'or orogénique, et localement, ils sont accompagnés de petits dépôts satellites. Ils se forment sur de longues périodes de temps, parfois sur plusieurs dizaines de millions d'années, à la fin du dernier événement orogénique et lors d'un épisode régional de décrochement ou de transpression.

La phase documentaire de ce projet permet de faire ressortir les principales caractéristiques de ces gisements géants. À partir de cette synthèse, deux modèles d'exploration régionale sont proposés, un pour la Fosse du Labrador, et un pour le Groupe de Magog dans le sud des Appalaches du Québec. Ces modèles reposent uniquement sur des données publiques. La méthodologie est adaptée pour chacune des régions en fonction de la couverture et du type de données disponibles. Une nouvelle approche géochimique et statistique est proposée pour identifier des bassins sédimentaires métallifères. Elle consiste à comparer les valeurs médianes pour la suite des éléments VAMSNZ en utilisant les échantillons géochimiques de lacs couvrant les sous-bassins de roches sédimentaires. L'approche a été appliquée avec succès dans la Fosse. Il est recommandé d'appliquer la méthode pour d'autres bassins sédimentaires au Québec, notamment dans le craton du Supérieur.

Au total, 150 cibles sont identifiées sur les deux cartes de prospectivité minérale. Dans le Groupe de Magog, 65 cibles sont reconnues. Parmi celles-ci, 21 sont jugées prioritaires compte tenu de la récurrence aux mêmes endroits de plusieurs critères positifs sur des couches évidentielles significatives. La plupart de ces cibles sont inexplicables. Dans la Fosse, 85 cibles sont identifiées, dont 7 jugées prioritaires. Seulement une de ces cibles, le Horst de Romanet, est expliquée par des minéralisations connues.

Le potentiel dans la Fosse du Labrador et le Groupe de Magog pour des minéralisations aurifères du type shales noirs est démontré dans ce rapport. Cependant, certains facteurs critiques dans la formation de ces gisements ne sont pas reconnus dans l'une ou l'autre de ces ceintures. Par exemple, la transpression était présente à la fin de l'orogénie du Nouveau-Québec, alors qu'elle était inexistante lors de l'orogénie acadienne dans les Appalaches au sud du Québec. Par contre, la majeure partie de la déformation acadienne dans les Appalaches en Gaspésie est en décrochement, mais le métamorphisme est plus faible que dans le sud des Appalaches du Québec. Le magmatisme tardi-orogénique est un facteur important de fertilité, et sur ce plan, le sud des Appalaches se démarque par rapport à la Fosse. Les intrusions du Dévonien longent la bordure est du bassin sédimentaire du Groupe de Magog et la faille de La Guadeloupe. La distance de ces intrusions affleurantes par rapport au bassin est comparable à celle qu'on retrouve autour des gisements géants d'Asie centrale (**Figures 4, 13, et 21** par exemples). Par contre, il y a très peu d'intrusions orogéniques dans la Fosse, ce qui pourrait expliquer le faible bagage aurifère comparativement à d'autres ceintures protérozoïques beaucoup plus fertiles.

REMERCIEMENTS

De sincères remerciements sont adressés à Tom Clark (MRNQ) pour les rencontres et discussions fructueuses concernant la Fosse du Labrador, et Michel Gauthier (UQAM) pour la lecture critique du manuscrit et pour la transmission de ses connaissances sur la métallogénie des Appalaches du sud du Québec. Merci également à Alain Tremblay et Michel Jébrak (UQAM) pour leurs idées constructives survenues lors d'échanges et à Patrice Roy (MRNQ) pour avoir eu accès aux plus récentes données du Sigéom. Mes collègues et ex-collègues du Consorem, Silvain Rafini et Sylvain Trépanier (Virginia), sont remerciés pour leur aide concernant certains traitements de la lithogéochimie. Merci à Réal Daigneault (UQAC) pour la lecture finale du rapport et ses suggestions toujours appropriées et Julie Menier et Geneviève Boudrias du Consorem pour la correction et le formatage du document.

RÉFÉRENCES

- Abeira, A., Ansdell, K.M. et Heaman, L., 2000. U-Pb and Nd isotope constraints on the evolution of the Tien Shan, Kumtor region, Kirghizistan [abs.]: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 32, no. 7, p. A-32.
- Berger, V.I., 1981. Precambrian antimony deposits of the Yenisei Ridge, in *Geology of Precambrian mineral deposits*: Leningrad Nauka, p. 911-929.
- Berger, B.R., Drew, L.J., Goldfarb, R.J. et Snee, L.W., 1994. The Late Palaeozoic in Uzbekistan, Central Asia. *Society of Economic Geologists, SEG Newsletter*, no 6.
- Berzin, N.A., Distanov, E.G., Tomurtogoo, O., Prokopiev, A.V., Timofeev, V.F. et Nokleberg, W.J., 2010. Neoproterozoic through Silurian Metallogeneses and Tectonics of Northeast Asia. *Dans Metallogeneses and Tectonics of Northeast Asia*, chapitre 5, Edité par Warren J. Nokleberg. U.S. Geological Survey Professional Paper 1765, p.5.1-5.71
- Bierlein F.P. et Maher S., 2001. Orogenic disseminated gold in Phanerozoic fold belts: examples from Victoria, Australia and elsewhere. *Ore Geology Reviews*, 18: 113–148.
- Bierlein, F.P. et Wilde, A.R., 2010. New constraints on the polychronous nature of the giant Muruntau gold deposit from wall-rock alteration and ore paragenetic studies. *Australian Journal of Earth Sciences*, 57: 839-854.
- Biske Y.S. et Seltmann, R., 2010. Paleozoic Tian-Shan as a transitional region between the Rheic and Urals-Turkestan oceans. *Gondwana Research*, 17: 602-613.
- Boyle, R.W., 1979. The geochemistry of gold and its deposits: Geological Survey of Canada Bulletin 280, 584 p.
- Boyle, R.W., 1986. Gold in turbidite sequences: their geology, geochemistry and history of the theories of their origin. *Dans Turbidite-hosted gold deposits*, J. D. Keppie, R.W.Boyle, S.J. Haynes, Geological Association of Canada Special Paper 32, p. 1-13.
- Breit, G.N., Wanty, R.B. et Tuttle, M.L., 1989. Geochemical Control on the Abundance of Vanadium in Black Shales and Other Carbonaceous Rocks. *Dans Metalliferous Black Shales and Related Ore Deposits Proceedings*, 1989 United States Working Group Meeting, International Geological Correlation Program Project 254, U.S. Geological Survey Circular 1058, p. 6-8.
- Bruce, I., Redmond, D. et Thalenhorst, H., 2008. 2007 Year-End mineral reserves and resources Kumtor Gold Mine, Kyrgyz Republic. Technical Report for Centerra Gold Inc. and Cameco Corporation, 161 p.
- Burtman V.S., 2010. Tien-Shan, Pamir, and Tibet: History and Geodynamics of Phanerozoic Oceanic Basins. *Geotectonics*, 44: 388-404.
- Buryak, V.A., 1964. The process of regional metamorphism influencing development of gold-sulfide mineralization in the central part of the Lena goldfield: Physical-Chemical Conditions of Magmatism and Metasomatism, All-Union Petrographic Symposium, 3rd, Moscow, Collected Papers, p. 184–189.
- Cadey, S.W., Bachman, R.L., Campbell, T. J., Reid, R.R. et Otto, R.P., 1991. The Homestake gold mine, an early Proterozoic iron-formation-hosted gold deposit, Lawrence County, South Dakota. *USGS Bulletin*: 1857-J, 67 p.
- Cameron, E.M. et Garrels, R.M., 1980. Geochemical compositions of some Precambrian shales from the Canadian shield. *Chemical Geology* 28, 181–197.
- Chen H.Y., Chen, Y.J. et Baker, M., 2012. Isotopic geochemistry of the Sawayaerdun orogenic-type gold deposit, Tianshan, northwest China: Implications for ore genesis and mineral exploration. *Chemical Geology*, 310-311: 1–11.

- Clark, T. et D'Amours, I., 2012. Interprétations structurales et métallogéniques dans la Fosse du Labrador à partir des cartes magnétique et spectrométrique. Ministère Ressources naturelles du Québec, rapport RP 2012-02, 12 p.
- Clark, T. et Wares, R., 2004. Synthèse lithotectonique et métallogénique de l'Orogène du Nouveau-Québec (Fosse du Labrador). Ministère Ressources naturelles du Québec, rapport MM 2004-01, 182 p.
- Clark, T., Leclair, A., Pufahl, P. et David, J., 2008. Recherche géologique et métallogénique dans les régions de Schefferville et du lac Zeni. Ministère Ressources naturelles et Faune du Québec, rapport RP 2008-01, 17 p.
- Clark, T., 2012. Géologie et Gîtes minéraux de l'Orogène trans-hudsonien au Québec. Document numérique distribué lors d'un cours offert à Québec Mines en novembre 2012 à Québec.
- Cousineau, P.A. et St-Julien, P., 1994. Stratigraphie et paléogéographie d'un bassin d'avant-arc ordovicien, Estrie-Beauce, Appalaches du Québec. *Can. J. Earth Sci.* 31 : 435-446.
- Crocket, J.H., 1991. Distribution of gold in the Earth's crust. *Dans* Foster, R.P., eds., *Gold metallogeny and exploration*: London, New York, NY, Chapman and Hall, p. 1-36.
- D'Amours, I. et Intissar, R., 2012a. Levé magnétique et spectrométrique aéroporté dans le secteur du lac Lemoyne, Province de Churchill. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DP 2011-06, 8 p. et données numériques.
- D'Amours, I. et Intissar, R., 2012b. Levé magnétique et spectrométrique aéroporté dans le secteur de la rivière Koksoak, Province de Churchill. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DP 2011-07, 8 p. et données numériques.
- de Boorder, H., 2012. Spatial and temporal distribution of the orogenic gold deposits in the Late Palaeozoic Variscides and Southern Tianshan: How orogenic are they? *Ore Geology Reviews*, 46: 1-31.
- Desborough, G.A., Hatch, J.R. et Leventhal, J.S., 1989. Geochemical and Mineralogical Comparison of the Upper Pennsylvanian Stark Shale Member of the Dennis Limestone, East-Central Kansas, with the Middle Pennsylvanian Mecca Quarry Shale Member of the Carbondale Formation in Illinois and of the Linton Formation in Indiana. *Dans* Metalliferous Black Shales and Related Ore Deposits Proceedings, 1989 United States Working Group Meeting, International Geological Correlation Program Project 254, U.S. Geological Survey Circular 1058, p. 12-23.
- Desbiens, H., 1988. Géochimie des sédiments cambro-ordoviens des Appalaches, Estrie et Beauce. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, 133 p.
- De Souza, S. et Tremblay, A., 2010. The Rivière-des-Plante ultramafic Complex, southern Quebec : Stratigraphy, structure and implications for the Chain Lakes massif. *Dans* From Rodinia to Pangea: The Lithotectonic Record of the Appalachian Region, R.P. Tollo, J. Bartholomew, J. Hibbard et P. Karabinos, Geological Society of America, Memoir 206. p. 123-140.
- Dimroth, E., 1978. Région de la Fosse du Labrador. Ministère des Richesses Naturelles, rapport Géologique 193, 396 p.
- Dimroth, E. et Dressler, B., 1978. Metamorphism of the Labrador through. *Dans* Metamorphism in the Canadian Shield. Geological Survey of Canada, paper 78-10, p. 215-236.
- Distler, V.V., Yudovskaya, M.A., Mitrofanov, G.L., Prokof'ev, V.Y. et Lishnevskii, E.N., 2004. Geology, composition, and genesis of the Sukhoi Log noble metals deposit, Russia. *Ore Geology Reviews*, 24: 7-44.
- Dobretsov, N.L. et Buslov, M.M., 2007. Late Cambrian-Ordovician tectonics and geodynamics of Central Asia. *Russian Geology and Geophysics*, 48:71-82.
- Drew, L.J., Berger B.R. et Kurbanov N.K., 1996. Geology and structural evolution of the Muruntau gold deposit, Kyzylkum Desert, Uzbekistan. *Ore Geology Reviews* 11, 175-196.

- Dumont, R. et Dostaler, F., 2010. Séries des cartes géophysiques, parties des SNRC 24K et 24L. Levé magnétique aéroporté de la région de la Baie d'Ungava, Québec. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DP 2010-08, 6 p. et données numériques.
- Dumont, R., Fortin, R., Hefford, S. et Dostaller, F., 2010. Série des cartes géophysiques, parties des SNRC 13 L, 13 M, 23-I, 23 J, 23-O, 23 P. Levés géophysiques lac Attikamagen, région de Schefferville, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DP 2010-02, 6 p. et données numériques.
- Figueiredo, M., 1999. Analyse structurale et métallogénique des indices d'or filoniens de la Beauce. Mémoire de maîtrise en sciences de la terre, Université du Québec à Montréal, 143 p.
- Garkovets, V.G., 1973. Kyzylkum type of syngenetic-epigenetic deposits : Doklady Akademii Nauk SSSR, v 208 (1), p.163-166 (en russe).
- Gauthier, M., Auclair, M., Bardoux, M., Blain, M., Boivert, D., Brassard, B., Chartrand, F., Darimont, A., Dupuis, L., Durocher, M., Gariépy, C., Godue, R., Jébrak, M. et Trottier, J., 1989. Synthèse gîtologique de l'Estrie et de la Beauce. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. MB 89-20, 633 p.
- Gauthier, M., Chartrand, F. et Trottier, J., 1994. Metallogenic Epochs and Metallogenic Provinces of the Estrie-Beauce Region, Southern Quebec Appalachians. *Economic Geology*, 89: 1322-1360.
- Godue, R. 1988. Étude métallogénique et lithogéochimique du Groupe de Magog, Estrie et Beauce, Québec. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, 70 p.
- Goldfarb, R.J., Leach, D.L., Miller, M.L. et Pickthorn, W.J. 1986. Geology, metamorphic setting, and genetic constraints of epigenetic lode-gold mineralization within the Cretaceous Valdez group, south-central Alaska. *Dans Turbidite-hosted gold deposits*, J. D. Keppie, R.W.Boyle, S.J. Haynes, Geological Association of Canada Special Paper 32, p. 87-105.
- Goldfarb, R.J., Groves D.I. et Gardoll, S., 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geology Reviews* 18: 1–75.
- Goldfarb, R.J., Baker, T., Dubé, B., Groves, D.I., Hart, G.J.R. et Gosselin, P., 2005. Distribution, Character, and Genesis of Gold Deposits in Metamorphic Terranes. *Society of Economic Geologists, 100th Anniversary Volume*, p. 407-450.
- Gosselin, P. et Dubé, B., 2007. World Lode Gold Database. Geological Survey of Canada.
- Goulet, N. 1987. Étude tectonique de la partie nord de la Fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources, rapport intérimaire MB 87-21, 31 p.
- Graupner, T., Kempe U., Wall V. J. Seltmann R. Köhler S. et Shatov V., 2005. Mass transfer during alteration and Au precipitation at Muruntau: alteration behaviours of different rock types. In: Mao J. & Bierlein F. P. eds. *Mineral deposit research: meeting the global challenge*, pp. 1317–1320. Springer Verlag, Heidelberg.
- Hall, G. et Wall, V., 2007. Geology Works: The Use of Regional Geological Maps in Exploration. *Dans "Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration"* edited by B. Milkereit, 2007, p. 51-60.
- Ivanov, S.M, Ansdell, K.M et Melrose, D.L., 2000. Ore texture and stable isotope constraints on ore deposition mechanisms at the Kumtor lode gold deposit. In: Bucci LA, Mair JL (eds) *Gold in 2000*. Littleton, Society of Economic Geologists, Poster Session Extended Abstracts Volume, p. 47–52.
- Ivanov, S.M. et Ansdell, K.M., 2002. Mineralization Styles and Fluid Evolution at the Kumtor Gold Deposit, Kyrgyz Republic: Textures, Stable Isotopes and Fluid Inclusions. *Geol. Ass. Can. Annual Meeting, Saskatoon 2002, Abstracts*.
- Jukov, A. et Zavarzina, M., 2008. Gold-sulphide ores in black slates of the Amantaytau deposit (Uzbekistan): Geology, ore composition, micromineralogical features. *International Geological Congress Oslo 2008, Abstract Aug. 6-14*. (<http://www.cprm.gov.br/33IGC/1203855.html>).

- Kempe, U., Belyatsky B.V., Krymsky R.S., Kremenetsky A.A. et Ivanov, P. A., 2001. Sm–Nd and Sr isotope systematics of scheelite from the giant Au(–W) deposit Muruntau (Uzbekistan): implications for the age and sources of Au mineralisation. *Mineralium Deposita* 36, 379–392.
- Kempe, U., Seltmann, R., Graupner, T., Wall, V. J., Matukov, D. et Sergeev, S., 2004. SHRIMP U–Pb zircon dating of Hercynian granite magmatism in the Muruntau gold district (Uzbekistan). In: Khanchuk A. I. Gonevchuk G. A. Mitrokhin A. N. Simanenko L. F. Cook N. J. & Seltmann R. eds. *Metallogeny of the Pacific Northwest: tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins*, IAGOD Conference, pp. 210–213. Dalnauka, Vladivostok.
- Kirmasov, A., Plekhanov, A. et Poperekov, V., 2011. Olimpiada Mine, Krasnoyarsk Region, Russia. Geological Survey of Polyus Group, November 2011, présentation sur le site WEB de Polyus Gold (www.polyusgold.com).
- Klish, L., 1994. Shales noirs dans la Fosse du Labrador, Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec, MB 94-43, 14 p.
- Kostitsyn, Y.A., 1996. Rb–Sr isotopic study of the Muruntau deposit: magmatism, metamorphism and mineralization. *Geochemistry International* 34, 1009–1023.
- Kotov, N.V. et Poritskaya, L.G., 1992. The Muruntau gold deposit: Its geological structure, metasomatic mineral association and origin. *International Geology Review* v34 pp 77-87.
- Kremenetsky, A. et Seltmann, R., 1999. Introduction *Dans* International Field Conference of IGCP-373, Excursion Guidebook B6 of the Joint SGA-IAGOD Symposium London/Tashkent p. 3-4.
- Kribek, B., 1991. Metallogeny, structural, lithological and time controls of ore deposition in anoxic environments: *Mineralium Deposita*, 26: 122-131.
- Kryazhev, S.G., 2002. Isotopic-geochemical regime of the Muruntau gold deposit. Moscow, Central Prospecting Research Institute, 91 p. (en russe).
- Lapointe, B. et Chown, E.H., 1993. Gold-bearing iron-formation in a granulite terrane of the Canadian Shield; a possible expression of an Archean gold-mineralizing system. *Mineralium Deposita*, 28: 191-197.
- Large, R.R., Maslennikov, V.V., Robert, F., Danyushevsky, L.V. et Chang, Z., 2007. Multistage Sedimentary and Metamorphic Origin of Pyrite and Gold in the Giant Sukhoi Log Deposit, Lena Gold Province, Russia. *Economic Geology*, 102: 1233-1267.
- Large, R.R., Bull, S.W et Maslennikov, V.V., 2011. A Carbonaceous Sedimentary Source-Rock Model for Carlin-Type and Orogenic Gold Deposits. *Economic Geology*, 106: 331-358.
- Large, R., Thomas, H., Craw, D., Henne, A. et Henderson, D., 2012. Diagenetic pyrite as a source for metals in orogenic gold deposits, Otago Schist, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 55: 137-149.
- Laverov, N.P., Chernyshev, I.V., Chugaev, A.V., Bairova, E.D., Gol'tsman, Y.V., Distler, V.V. et Yudovskaya, M.A., 2007. Formation stages of the Large-scale noble metal mineralization in the Sukhoi Log deposit, east Siberia: Results of isotope-geochronological study. *Doklady Earth Sciences*, 415: 810–814.
- Laznicka, P., 2010. *Giant Metallic Deposits*. 834 p.
- Lehmann B., Nägler T.F., Holland H.D., Wille M., Mao J., Pan J., Ma D. et Dulski, P., 2012. Highly metalliferous carbonaceous shale and Early Cambrian seawater. *Geology*, 35: 403–406.
- Levitan, G., 2008. *Gold Deposits of the CIS*. 352 p.
- Lingang, X., Lehmann, B., Jingwen, M., Wenjun, Q. et Andao, D., 2011. Re-Os Age of polymetallic Ni-Mo-PGE-Au mineralization in early Cambrian black shales of South China – A reassessment. *Economic Geology*, 106: 511-522.

- Mao, J., Konopelko, D., Seltmann, R., Lehmann, B., Chen, W., Wang, Y., Eklund, O. et Usualiev, T., 2004. Postcollisional age of the Kumtor gold deposit and timing of Hercynian events in the Tien Shan, Kirghizistan. *Economic Geology* 99: 1771-1780.
- Marakushev, A.A. et Khokhlov, V. A., 1992. A petrological model for the genesis of the Muruntau gold deposit. *International Geology Review*, 34:59-76.
- Maurice, C. et Labbé, J.Y., 2009. Réanalyse de sédiments de lacs dans la partie nord-est du Québec (Sous-Province d'Ashuanipi, Orogène du Nouveau-Québec, et Province de Churchill sud-est). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, rapport PRO 2009-09, 8 p.
- Meffre, S., Large, R.R., Scott, R., Woodhead, J., Chang, Z., Gilbert, S.E., Danyushevsky, L.V., Maslennikov, V. et Hergt, J.M., 2008. Age and pyrite Pb-isotopic composition of the giant Sukhoi Log sediment-hosted gold deposit, Russia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72:2377-2391.
- Morelli, R., M. Bell, C.C., Creaser, R.A. et Simonetti, A., 2010. Constraints on the genesis of gold mineralization at the Homestake Gold Deposit, Black Hills, South Dakota from rhenium–osmium sulfide geochronology. *Mineralium Deposita*, 45:461–480.
- Morelli, R., Creaser, R.A., Seltmann, R., Stuart, F.M., Selby, D. et Graupner, T., 2007. Age and source constraints for the giant Muruntau gold deposit, Uzbekistan, from coupled Re–Os–He isotopes in arsenopyrite. *Geology* 35 (9), 795–798.
- Newall, P., Pilcher, B., Ellis, R., Spears, J., King, P. et Allen, A., 2011. Mineral expert's report for the Olimpiada Mine, Siberia, Russia. Rapport publique pour Polyus Gold, 147 p.
- Nokleberg, W.J. (éditeur), 2010. *Metallogenesis and Tectonics of Northeast Asia*: U.S. Geological Survey. Professional Paper 1765, 624 p.
- Obolenskiy, A.A. et al. 2010. Mineral-Deposit Models for Northeast Asia. *Dans Metallogenesis and Tectonics of Northeast Asia*, Chapitre 3, Edité par Warren J. Nokleberg. U.S. Geological Survey Professional Paper 1765, p. 3.1 – 3.75.
- Oxus Gold, 2012. Site Web [http://www.oxusgold.co.uk/uploads/FINALARReserves2007\(1\).pdf](http://www.oxusgold.co.uk/uploads/FINALARReserves2007(1).pdf)
- Oxus Gold, 2013. Site Web <http://www.oxusgold.co.uk/>
- Parfenov, L.M. et al. 2010. Tectonic and Metallogenic Model for Northeast Asia. *Dans Metallogenesis and Tectonics of Northeast Asia*, Chapitre 9, Edité par Warren J. Nokleberg. U.S. Geological Survey Professional Paper 1765, p. 9.1-9.55.
- Percival, J.A., Stern, R.A., et Rayner, N., 2003. Archean adakites from the Ashuanipi complex, eastern Superior Province, Canada: geochemistry, geochronology and tectonic significance. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 145: 265–280.
- Perreault, S. et Hynes, A., 1990. Tectonic evolution of the Kuujuaq terrane, New Quebec orogen. *Geoscience Canada*, 17:238-240.
- Poirier, G., Perreault, S. et Hynes, A., 1990. The nature of the eastern boundary of the Labrador Trough near Kuujuaq, Quebec. *Dans Early Proterozoic Trans-Hudson orogen of the North America: Lithotectonic correlations and evolution*, J.F. Lewry et M.R. Stauffer, éditeurs. Geological Association of Canada, Special Paper 37, 397-412.
- Porter, T.M., 2006. The Tien Shan Belt: Golden Heart of Central Asia. Geological Association of Canada, The geologue, no 88.
- Porter, 2012. Porter GeoConsultancy Pty Ltd. <http://www.portergeo.com.au>.
- Quinby-Hunt, M.S., Wide, P. et Berry, W.B.N., 1989. Element geochemistry of low calcic black shales - statistical comparison with other shales. U.S Geological Survey Circular 1037, p. 8–15.
- Robert, F., Brommecker, R., Bourne, B. T., Dobak, P. J., McEwan, C.J., Rowe, R. R. et Zhou, X., 2007. Models and Exploration Methods for Major Gold Deposit Types. *Dans Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration*, B. Milkereit éditeur, p. 691-711.

- Rowins, S.M., 2000. Reduced porphyry copper-gold deposits: A variation on an old theme. *Geology*, 28: 491-494.
- Rowins, S.M., Groves, D.I., McNaughton, N.J., Palmer, M.R. et Eldridge, C.S., 1997. A Reinterpretation of the Role of Granitoids in the Genesis of Neoproterozoic Gold Mineralization in the Telfer Dome, Western Australia. *Economic Geology*, 92:133-160.
- Rusinov, V.L., Rusinova, O.V., Kryazhev, S.G., Shchegol'kov, Y.V., Alysheva, E.I. et Borisovsky. S.E., 2008. Wallrock metasomatism of carbonaceous terrigenous rocks in the Lena gold district. *Geology of Ore Deposits*, 50: 1–40.
- Sandiford, M. et Keays, R.R., 1986. Structural and tectonic constraints on the origin of gold deposits in the Ballarat Slate Belt, Victoria. *Dans Turbidite-hosted gold deposits*, J. D. Keppie, R.W.Boyle, S.J. Haynes, Geological Association of Canada Special Paper 32, p. 15-24.
- Schultz, R.B., 1991. Metalleferous black shales: accumulation of carbon and metal in cratonic basins. *Dans Sedimentary and diagenetic mineral deposits: a basin analysis approach to exploration*, E.R. Force, J.J. Eidel et J.B. Maynard éditeurs. Review in *Economic Geology*, Society of economic geologists, p. 171-176.
- Seltmann, R. et Jenchuraeva, R., 2001. Paleozoic geodynamics and gold deposits in the Kyrgyz Tien Shan: London, Natural History Museum, IAGOD Guidebook Series, v. 9, 182 p.
- Seltmann, R., Konopelko, D., Biske, G., Divaev, F. et Sergeev, S., 2011. Hercynian post-collisional magmatism in the context of Paleozoic magmatic evolution of the Tien Shan orogenic belt. *Journal of Asian Earth Sciences*, 42: 821–838.
- Shayakubov, T., Kremenetsky, A., Minzer, E., Obratsov, A. et Graupner, T., 1999. The Muruntau ore field. *Dans International Field Conference of IGCP-373, Excursion Guidebook B6 of the Joint SGA-IAGOD Symposium London/Tashkent* p. 37-74.
- Smirnoff, V.I., 1977. The Muruntau deposit: *Ore Deposits of the USSR*, volume 3:35–40.
- Smith, R., 2012. Bakyrchik deposit, Kyzyl gold project, east Kazakhstan. Présentation PDAC mars 2012, Toronto.
- Snoep, J., 1971. Les gisements stratiformes W-Sb-Hg. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, BRGM, étude documentaire 71 SGN 153 GIT, 19 p.
- Sobachenko, V.N., Plusnin, G.S. Sandimirov, G.P. et Pakholchenko, Y.A., 1986. Rb-Sr age of near-fault metasomatites and granites of Tatarsk-Penchenginsk zone (Yenisey Ridge): U.S.S.R. Academy of Sciences Transactions, 287: 1220-1224.
- Tomilenko A., Gibsher, N., Dublyansky, Y. et Dallai, L., 2010. Geochemical and Isotopic Properties of Fluids from Gold-Bearing and Barren Quartz Veins of the Sovetskoye Gold Deposit (Siberia, Russia). *Economic Geology*, 105: 375–394.
- Toplis, M.J. et Corgne, A., 2002. An experimental study of element partitioning between magnetite, clinopyroxene and iron-bearing silicate liquids with particular emphasis on vanadium. *Contrib. Mineral. Petrol.* 144: 22-37.
- Tremblay, A., de Souza, S., Perrot, M. et Vasseaud, X., 2012. La zone de Dunnage et la Ceinture de Gaspé dans les Appalaches du sud du Québec - une synthèse. Photoprésentations géoscientifiques, Québec Mine 2012, Centre des Congrès de Québec.
- Trépanier, S., 2006. Identification de domaines géochimiques à partir des levés régionaux de sédiments de lacs (Phase 2). Rapport public Consorem, projet 2005-03, 75 p.
- Uspenskiy, Y.I. et Aleshin, A.P., 1993. Patterns of scheelite mineralization in the Muruntau gold deposit, Uzbekistan. *International Geology Review*, 35: 1037-1051
- Vilor, N.V., 1983. Gold in black shales. *Geochemistry International*, 20: 167-177.
- Wall, V.J., Graupner T., Yantsen, V., Seltmann, R. et Hall, G.C., 2004. Muruntau, Uzbekistan: a giant thermal aureole gold (TAG) system. *Dans Muhling J. Goldfarb R. Vielreicher N. Bierlein F. P. Stumpfl E. Groves D. I. & Kenworthy S. eds. SEG 2004: predictive mineral discovery under cover. Centre for Global Metallogeny, University of Western Australia, Publication 33, extended abstracts, pp.199–203.*

- Wall, V., Graupner, T., Yantsen, V., Seltmann, R. et Hall, G., 2012. The Muruntau supergiant gold deposit, Uzbekistan: A model for other ~290 Ma jackpots. Présentation PDAC mars 2012, Toronto.
- Wardle, R.J., James, D.T., Scott, D.J. et Hall, J., 2002. The southeastern Churchill Province: synthesis of a Paleoproterozoic transpressional orogen. *Can. J. Earth Sci.* 39: 639–663.
- Wares, R., Berger, J. et St-Seymour, K., 1988. Synthèse métallogénique des indices de sulfure au nord du 57^e parallèle (Étape I), Fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, rapport MB 88-05, 186 p.
- Wares, R. et Goutier, J., 1989. Métallogénie des indices de sulfures au nord du 57^e parallèle, Fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, rapport MB 89-38, 114 p.
- Wilde, A.R., Layer, P., Mernagh, T. et Foster, J., 2001. The giant Muruntau gold deposit: geologic, geochronologic and fluid inclusion constraints on ore genesis. *Econ. Geol.* 96, 633–644.
- Wilde, A. et Gilbert, D., 2000. Setting of the giant Muruntau Gold Deposit: Implications for ore genesis. *Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition*, volume 1, paper 1. (<http://virtualexplorer.com.au/article/2000/4/setting-of-muruntau-gold>).
- Wood, B.L. et Popov, N.P., 2006. The Giant Sukhoi Log Gold Deposit, Siberia. *Russian Geology and Geophysics*, 47: 315-341.
- Yakubchuk, A., 2004. Architecture and mineral deposit settings of the Altaid orogenic collage: a revised model. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23:761-779.
- Yakubchuk, A.S., Cole, A., Seltmann, R. et Shatov, V., 2002. Tectonic setting, characteristics and regional exploration criteria for gold mineralization in Central Eurasia: the southern Tien Shan province as a key example. *Dans* Goldfarb, R. Nielsen, R.L. (Eds.), *Integrated methods for discovery: global exploration in the twenty first century*, SEG Special Publication N9, pp. 177–202.
- Yakubchuk, A.S., Shatov, V.V., Kirwin, D., Edwards, A., Tomurtogoo, O., Badarch, G. et Buryak, V.A., 2005. Gold and base metal metallogeny of the Central Asian orogenic supercollage. *Society of Economic Geologists, 100th Anniversary Volume*, p. 1069-1096.
- Zakharevich, A.A., 1993. Petrology and geochemistry of the mineralized clastic sequence at the Amantaytau gold deposit. *International Geology Review*, v.35, pp 658-665.
- Zverev, Y., Kremenetsky, A., Minzer, E. et Shatov, V., 1999. The Amantaitau – Daughyzttau ore field. *Dans* International Field Conference of IGCP-373, Excursion Guidebook B6 of the Joint SGA-IAGOD Symposium London/Tashkent p.17-36